

Zeitschrift: Mémoires de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Band: 13 (2021)

Artikel: Histoire de la connaissance géologique du Jura franco-suisse
Autor: Malvesy, Thierry / Tripet, Jean-Pierre / Schaer, Jean-Paul
Kapitel: 2: Géologie de la surface
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1055688>

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: 06.02.2026

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

2^e PARTIE

GÉOLOGIE DE LA SURFACE

MICHEL CAMPY

Introduction

Les aspects de la tectonique jurassienne et de la karstologie sont les deux thèmes majeurs les plus étudiés dans le Jura, depuis l'origine des recherches. Cependant le thème de la géologie de surface a été développé par de nombreux chercheurs. La géomorphologie jurassienne, le problème des surfaces d'érosion ainsi que

les glaciations ont donné lieu à des recherches approfondies au cours des deux derniers siècles. Les résultats de ces recherches ont été largement publiés et présentent une certaine originalité, propres au Jura. Ce sont ces trois thèmes qui seront développés sous l'appellation générale de « Géologie de la surface ».

Chapitre 1

La géomorphologie : le relief jurassien

Le relief jurassien est devenu un modèle mondial utilisé pour décrire les formes du paysage en relief plissé, dans les chaînes de couverture. Les termes de crêt, combe, cluse, ruz..., couramment utilisés pour définir les éléments précis de ce type de relief, ont été reconnus et définis dans la chaîne jurassienne dès le début du XIX^e siècle.

C'est à Jules Thurmann, le brillant géologue de Porrentruy, que nous devons les premières descriptions du relief jurassien (THURMANN, 1832). Parcourant les montagnes jurassiennes, il réalise une étude géologique globale (stratigraphie, paléontologie, tectonique, orographie) de l'extrémité nord du Jura. La grande connaissance empirique des « Montagnards » qu'il rencontre lors de ses pérégrinations, le surprend beaucoup ; il constate que chacun des termes locaux qu'ils emploient pour désigner les éléments du relief correspond toujours à une disposition géologique précise bien définie :

« Nous espérons qu'on nous pardonnera tous ces mots nouveaux de crêts, combes, cluses, etc., en faveur de la nécessité. En effet, les accidents [sic] qu'ils désignent sont précis, bien définis, constans [sic], et n'ont encore été dénommés, ni indiqués comme tels, par personne. [...] cette nomenclature existe déjà en quelque sorte dans le langage de l'habitant des montagnes. Ainsi, les masses redressées, auxquelles nous avons donné le nom de crêt, le portent en effet dans une grande partie de la Suisse occidentale [...]. Il en résulte que les dénominations vulgaires tombent justement sur le sens vrai et orographique de l'accident : nous pourrions en dire autant des ruz, des combes, etc.

La dénomination de cluse, sans être aussi vulgairement employée que les précédentes, se retrouve cependant, tant dans la Suisse allemande (Klus) que française et en Savoie, imposée à des défilés rocheux transversaux à une chaîne. Ces mêmes accidents sont aussi désignés simplement sous le nom de les roches, ou entre roches ou pertuis etc. [...]

Un proverbe patois roman des montagnards du Porrentruy nous fournira un exemple de ces sortes de notions instinctives fondées sur une expérience obscure, et nous indique le parti que l'on peut quelquefois tirer des désignations vulgaires. Ce proverbe dit : Où les alêtres virent la face, c'est la marne ; où elles virent le dos, c'est de la roche. C'est en peu de mots l'énoncé de la structure des chaînes jurassiques. En effet, le côté où les crêts (alêtres) présentent leur abrupte (leur face) est occupé par les marnes oxfordiennes, et par contre leur dos (le dos du flanquement) l'est par les roches solides du groupe corallien. Il est curieux de trouver dans un proverbe montagnard la connaissance très-ancienne d'une vérité géologique reconnue depuis si peu de temps.

Nous essaierons de faire voir dans la suite de cet essai comment, au moyen d'une espèce de synonymie vulgaire, l'observateur qui parcourt le Jura recueillera souvent du berger le plus ignorant des documents géognostiques précieux. » (THURMANN, 1832, p. 76-77).

« Deux soulèvements consécutifs, parallèles, interceptent entre eux une vallée allongée et de même direction qu'eux. Ces vallées sont bien connues sous le nom de vallées longitudinales du Jura, et ont été désignées par M. d'Halloy sous celui de vallée de plissement ; dénominations, l'une vague et insuffisante, l'autre sujette à d'autres inconvénients. En attendant qu'on leur ait attribué une dénomination orographique précise et exclusive, nous les appellerons vals longitudinaux. [...] Ils sont souvent occupés par des terrains tertiaires, molasses et calcaires d'eau douce, appartenant à la division tritonienne et recouvrant le fer pisolithique jurassique. [...] Ces dépôts se retrouvent dans les hauts comme dans les plus bas de ces vals [...] » (THURMANN, 1832, p. 71)

Tous ces termes perdureront jusqu'à nos jours sans modification majeure de leur signification et seront repris dans tous les manuels de

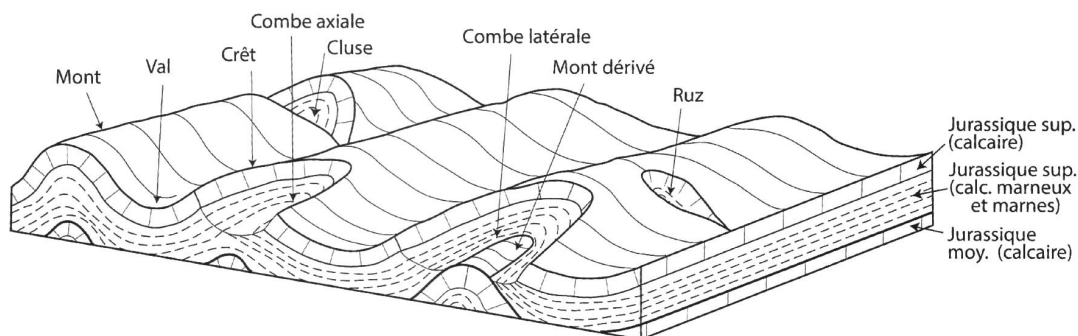


Fig. 06 : Bloc diagramme classique illustrant les éléments morphologiques principaux du relief jurassien (modifiée d'après CHAUVE, 1975).

géomorphologie en France (DE MARTONNE, 1909 et rééditions) comme à l'étranger (CHORLEY *et al.*, 1994).

Ce sont les processus d'érosion superficielle s'imprimant dans les plis qui créent ce relief particulier classiquement appelé « relief jurassien ». Ces formes apparaissent naturellement lorsque l'érosion s'exerce sur une région à couverture sédimentaire plissée, où alternent anticlinaux et synclinaux, et dont les assises géologiques présentent une alternance de marnes tendres et de calcaires durs.

Les représentations du relief jurassien ont été reprises dans des dizaines de publications, à peine modifiées, depuis les travaux de J. Thurmann en 1832. Seuls quelques termes ajoutés sont apparus depuis (CHAUVE, 1975, p. 27) :

- Le *Mont dérivé* qui se dégage des marnes argoviennes dans l'axe des anticlinaux quand l'érosion a atteint les calcaires du Jurassique moyen.
- La *Combe latérale* qui résulte du dédoublement de la Combe axiale par dégagement du Mont dérivé.

Les formes du relief jurassien évoluent selon l'intensité de l'érosion sur les plis (fig. 06) :

- Lorsque l'érosion est faible, le relief est conforme à la structure ; les sommets des anticlinaux demeurent en relief et sont appelés *Monts*. Les synclinaux restent en creux et sont appelés *Vals*.

- Lorsque l'érosion s'est fortement exercée, elle a entraîné la formation de deux types de dépressions :

- Des dépressions orientées dans l'axe des plis et se développant au sommet des axes anticlinaux : ce sont les *Combes* encadrées de part et d'autre par les *Crêts*. Les combes sont appelées *axiales* lorsqu'elles ne défoncent que les calcaires marneux et les marnes du Jurassique supérieur ; et *latérales* lorsque l'érosion atteint les calcaires du Jurassique moyen qui restent en relief et forment un *Mont dérivé*.
- Des dépressions orientées perpendiculairement à l'axe des plis : ce sont les *Ruz* lorsqu'ils n'entaillent qu'un flanc de l'anticlinal et les *cluses* lorsqu'elles traversent complètement l'anticlinal.

La plupart des formes constituant le relief jurassien se développent parallèlement aux axes structuraux et leur modelé ; ceci s'explique sans ambiguïté en fonction de la disposition structurale (couple anticlinal/synclinal) ou de la nature des terrains (calcaire résistant/marne tendre). Seules les *cluses*, et leur forme initiale les *ruz*, se développent perpendiculairement aux plis. Cette particularité a été expliquée par les travaux de Michel Monbaron (né en 1942) en 1975. Cet auteur a montré que le creusement des cluses était lié à différentes dispositions locales des plis : présence d'un abaissement axial, d'un système de fissuration de type cisailant. Par ailleurs, les cluses se sont établies au débouché d'une zone drainante importante à l'échelle du

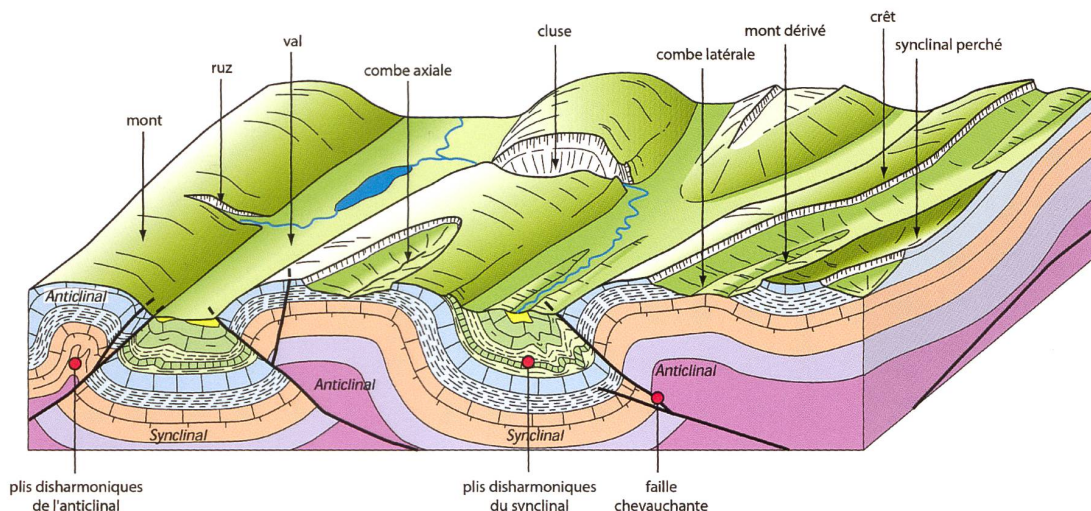


Fig. 07 : Conception actualisée de la relation entre l'organisation structurale et le relief jurassien (extrait de BICHET & CAMPY, 2008).

massif. Néanmoins, il paraît difficile d'expliquer la présence d'une cluse sans évoquer l'enfoncement du cours d'eau au cours du plissement (phénomène d'antécédence).

Une conception actualisée de la relation entre l'organisation structurale et le relief jurassien a été récemment proposée par Vincent Bichet (né en 1963) et Michel Campy (né en 1940). La meilleure connaissance des éléments structuraux a révélé des éléments morphologiques nouveaux (BICHET & CAMPY, 2008, p. 62) :

- Les failles chevauchantes fréquentes sur les flancs ouest des anticlinaux entraînent une certaine

dissymétrie dans la forme générale des monts, incisés ou non d'une combe axiale.

- Pour la même raison, les bordures orientales des vals sont souvent chevauchées par le flanc de l'anticlinal voisin, limitant ainsi une partie de son développement régulier.
- La régularité de l'alternance mont/val est parfois interrompue par la présence d'une ébauche de synclinal perché, liée à un repli à l'intérieur d'un bombement anticlinal.
- La continuité longitudinale des plis n'est pas toujours parfaite, et la fin d'un bombement anticlinal est parfois terminée en une forme de type terminaison péri-anticlinal (fig. 07).

Chapitre 2

Le problème des surfaces d'érosion

La présence d'anciennes surfaces dites « d'érosion », considérées comme fossilisées en particulier sur les plateaux du Jura, a entraîné un débat, dès le milieu du XIX^e siècle. Abordé aussi bien par le biais de la géologie que par celui de la géomorphologie, ce débat a duré jusqu'au début des années 1970, sans faire l'unanimité. Aucune recherche récente n'a été engagée sur ce problème et l'existence de ces surfaces n'a jamais été démontrée et définitivement admise. Quelques publications de grande diffusion (CHAUVE, 1975) présentent cependant leur existence comme évidente et définitivement acquise. Un historique raisonné de l'évolution des idées sur cette théorie tente de faire le point sur la question.

2. 1. Les précurseurs de la notion de surface d'érosion

Au cours de la fin du XIX^e siècle et au début du XX^e siècle, plusieurs auteurs ont proposé l'existence d'une surface d'érosion ancienne, à partir d'arguments divers.

Alexandre Vézian (1821-1903) est le premier à reconnaître la présence d'une ancienne surface tronquant les plateaux jurassiens, dans une note publiée dans l'annuaire du Club alpin français (VÉZIAN, 1876). L'argumentation est assez légère et le terme de *pénéplaine*, qui sera employé par les défenseurs ultérieurs de la théorie, n'est pas proposé.

Albrecht Penck (1858-1945) et Eduard Brückner (1862-1927), parcourant le pourtour des Alpes en vue de bâtir leur magistrale démonstration de l'extension des glaciers, sont parvenus à l'idée d'une ancienne pénéplaine jurassienne (PENCK & BRÜCKNER, 1901-1909). Leur principal argument repose sur la présence des cailloutis alpins en Bresse (Forêt de Chaux), supposant un écoulement depuis les Alpes par-dessus le Jura. Il a été établi depuis que les cailloutis de la Forêt de Chaux ont été apportés par le Rhin en contournant le Jura.

Fritz Machatschek (1876-1957), en s'appuyant sur des coupes topographiques précises, montre que les

anticlinaux jurassiens ont été l'objet d'une dénudation érosive avancée, postérieure à un premier plissement (MACHATSCHEK, 1905). Mais l'auteur est revenu ensuite à la conception d'un seul cycle, tout en souhaitant que la question soit approfondie. Émile Haug (1861-1927) et Wilfrid Kilian (1862-1925) ne tracent pas une carte précise d'une éventuelle surface d'érosion sur les plateaux jurassiens, mais suggèrent que « *les hauteurs situées entre Salins et Mouthier ont dû autrefois s'étendre beaucoup plus loin et qu'elles ont été nivelées dans cette région par l'érosion* » (HAUG & KILIAN, 1906).

Toutefois, dès cette période, l'existence de surfaces d'érosion jurassienne est réfutée par un certain nombre d'auteurs. Emmanuel de Margerie (1862-1953), en conclusion de sa synthèse sur la structure du Jura (DE MARGERIE, 1909), écrit : « *Je ne crois pas aux épisodes de pénéplanation et de plissements alternés (dans le Jura)* ». La réfutation de la théorie est également, clairement exprimée par Alfred Hettner (1859-1941) en 1912 et Albert Heim en 1919.

2. 2. La présence de surfaces d'érosion est réaffirmée par Georges Chabot (1890-1975)

La première étude approfondie, concluant à la présence de plusieurs surfaces d'érosion sur les plateaux jurassiens, a été publiée en 1927 par G. Chabot. Il s'agit d'une analyse très fouillée et minutieuse, ayant fait l'objet d'un important travail de thèse et dont toute la démarche s'applique à démontrer la présence d'anciennes surfaces d'érosion dites « *pénéplaines* », témoins d'aplanissements anciens sur les plateaux du Jura nord-occidental : plateaux d'Ornans, de Montrond, de Vercel, de Levier/Nozeroy...

Bien que G. Chabot ne présente jamais de carte d'ensemble de ces anciennes surfaces, il en reconnaît trois, formant des gradins étagés d'ouest en est : la surface de Trépot/L'Hôpital-du-Gros-Bois d'altitude moyenne 540 m, la surface de Vercel d'altitude moyenne 600 mètres, et la surface

d'Ornans d'altitude moyenne 650 m. Chacune de ces surfaces est localement relevée ou abaissée selon les lieux ; elles se raccordent entre elles par un talus plus ou moins marqué : l'auteur y voit une preuve de l'emboîtement de cycles érosifs.

Le principal argument de G. Chabot réside dans le fait que la surface topographique du plateau recoupe obliquement les séries calcaires et marneuses, sans que les niveaux plus tendres soient en creux. Il en conclut que ces surfaces ne sont pas « structurales » mais « érosives » et que le déblaiement des produits s'est fait vers l'ouest (CHABOT, 1927 p. 26).

Malgré l'absence de formes karstiques évoluées, comme devrait en comporter une ancienne surface d'érosion, G. Chabot avance que cette surface a été modelée, malgré son substrat calcaire, par une érosion subaérienne de rivières, s'écoulant pendant une longue période sur cette « pénéplaine », sans que le réseau de surface ne s'enfonce dans les calcaires :

« Il a fallu que l'érosion subaérienne s'exerçât longuement. Or dans les calcaires, cette érosion doit, au contraire, s'éteindre assez rapidement. La roche se troue de dolines et de gouffres... et la circulation profonde remplace peu à peu la circulation superficielle ; ça n'a pas été le cas... » (p. 29).

Pour expliquer certains reliefs interrompant la « pénéplaine », l'auteur fait appel, d'une part à des buttes résiduelles (« monadnock ») des reliefs antérieurs à la pénéplaine (anticlinal ou relief de faille), ou à des mouvements de surélévation locale, modifiant la pénéplaine postérieurement à son aplanissement :

« Le bourrelet du Mont Bon affectant la surface de Trépot est une chaîne orientée SO-NE de 2 kilomètres de large qui borde toute la partie occidentale du plateau d'Ornans. C'est un anticlinal interrompu par la faille de Mamirolle : il peut être dû a priori à des mouvements tectoniques plus récents que la surface » (p. 50).

Pour expliquer les fortes pentes de certaines surfaces, comme la « pénéplaine » de Vercel et Trépot, qu'il trouve « trop » inclinée, G. Chabot fait appel

à des mouvements généraux ultérieurs de bascule du substrat, dans la même direction que la pente initiale érodée (p. 42).

Les « disparitions » locales de la surface, là où elle devrait « normalement » être présente, sont expliquées par une érosion locale récente ou par l'appartenance de ces zones à d'autres cycles d'érosion :

« Ainsi déformé et découpé, le plateau d'Ornans semble en quelque sorte s'évanouir et nulle part l'influence des érosions récentes n'est plus difficile à éliminer. Telle surface d'érosion, comme celle de Lanans et Servin que l'on serait tenté à première vue de rattacher au plateau d'Ornans, peut à bien juste titre passer pour le témoin d'un cycle antérieur dû à l'érosion du Cusancin » (p. 63).

Pour expliquer que la région à substrat calcaire dominant n'a pas été l'objet d'une érosion karstique, dont il n'existe pas de modelé résiduel, l'auteur imagine des conditions bien particulières de formation de la « pénéplaine » :

« Au début de l'évolution d'un pays calcaire, lorsque les fissures ne sont pas encore agrandies, l'eau coule sur la surface du calcaire récemment déblayée ; il y a ruissellement » (p. 33). « Le Jura a pu se trouver placé à certaines périodes dans des conditions voisines des conditions tropicales actuelles. Le ruissellement devait alors être beaucoup plus intense, les précipitations étant plus abondantes » (p. 35).

La formation d'une pénéplaine sur un substrat calcaire, sans enfoncement du réseau hydrographique en profondeur, nécessite un niveau de base proche et peu dénivélé, par rapport à la surface d'érosion drainée par des cours d'eau. G. Chabot imagine alors la présence d'une mer proche, où ces cours d'eau se seraient déversés. Le substrat de la surface, saturé en eau, n'aurait pas permis (ou aurait retardé) l'enfoncement du réseau.

« Pour que l'érosion subaérienne ait pu modeler ainsi le paysage, il faut admettre que la surface du calcaire se trouvait alors très près du niveau de base... » (p. 32).

« Les ruisseaux et les rivières n'ont aucune raison de disparaître dans un sous-sol lui-même saturé

d'eau. Ils doivent alors modeler leurs rives, et l'érosion subaérienne s'exercera dans toute son ampleur» (p. 35).

« On comprend donc que, dans une surface proche du niveau de base, seules les formes d'érosion normale se développent. L'érosion karstique ne reprend ses droits qu'à partir du moment où un mouvement du sol soulève la surface ; mais comme elle agit très lentement, les anciennes formes subaériennes subsistent longtemps. Et nous avons encore sous les yeux à travers le plateau d'Ornans et de Vercel les surfaces d'érosion développées au temps où le niveau de base était proche » (p. 36). Donc pour cet auteur, « ces pénéplaines sont bien l'œuvre d'une érosion subaérienne ; les fleuves aujourd'hui souterrains ont dû couler autrefois à l'air libre... Les vallées aujourd'hui fortement creusées (Loue) sont sur l'emplacement d'anciens fleuves qui auraient façonné la surface de dénudation et qui auraient dû ensuite s'enfoncer pour répondre à un abaissement du niveau de base » (p. 34).

G. Chabot reconnaît la difficulté de dater avec précision de telles surfaces en dehors d'éléments chronologiques certains (karsts fossiles et fossilifères, recouvrements par des terrains datables...). Ses propositions ne reposent donc que sur des considérations générales d'ordre régional, et sur un calage par rapport à la date présumée des plissements jurassiens.

Il place ainsi l'âge du façonnement de la surface d'Ornans (considérée comme la plus ancienne) au cours d'une période postérieure (ou contemporaine) au premier plissement qu'il situe au « Pontien ». Cet étage n'est plus d'usage actuellement, mais correspond à la fin du Miocène (étages Tortonien et Messinien) entre -10 et -5,5 millions d'années. Mais il admet la présence de probables phases d'érosion antérieures (Oligocène, Miocène ancien...), elles-mêmes engendrant des « pénéplaines », dont il ne subsisterait plus de témoignages actuels, mais ayant pu « initier » une surface d'érosion, à l'emplacement du plateau d'Ornans (p. 123). La « pénéplaine » la plus ancienne (dite surface « d'Ornans ») serait donc d'âge miocène au sens large.

Constatant que cette « pénéplaine » a été déformée postérieurement à sa formation, l'auteur pense que

ces déformations correspondent à un plissement tardif du Jura, qu'il place au début du Pliocène. Bien qu'il ne précise pas clairement l'âge du second cycle érosif, responsable de la seconde surface d'érosion (dite surface « de Vercel »), il semble qu'il place sa formation à la fin du Pliocène. G. Chabot ne propose pas d'âge pour le dernier cycle érosif, responsable de la surface d'érosion la plus basse (dite surface « de Trépot »).

2. 3. Les critiques de la théorie des surfaces d'érosion

Moins de deux ans après la publication de G. Chabot, Jules Blache (1893-1970) réfute sans appel la thèse de G. Chabot (BLACHE, 1929). Le seul argument crédible de G. Chabot (le biseautage des séries sédimentaires par la surface d'érosion) est rapidement écarté par J. Blache ; pour cet auteur, cette disposition ne prouve rien : « L'âge différent des formations géologiques n'est pas garant de leur individualité morphologique [...] Existe-t-il des surfaces structurales [...], qui ne soient pas en même temps des surfaces d'érosion ? » (p. 166).

Le principal reproche fait à G. Chabot est de prendre a priori le parti de la pénéplaine ; et ensuite de discuter des modalités et des processus de son aménagement, de ses déformations et de son démantèlement. J. Blache reprend tous les arguments de G. Chabot un à un, pour en démontrer la faiblesse, tout en remerciant celui-ci « d'avoir fourni à ses contradicteurs éventuels des matériaux parfois importants » (p. 156). Il fait remarquer que G. Chabot explique les « malfaçons des surfaces » (reliefs, dépression, pente anormale...), en trouvant à chaque cas « une explication locale individuelle [...] en déployant des trésors d'ingéniosité, et en faisant appel à des cas distribués dans l'ensemble des terres émergées du globe où les conditions sont souvent très différentes ». Pour lui, l'incorporation « des fragments de surface à un système de plis qui en émergent, et forment autour d'eux comme le réseau d'une sorte de filet » (p. 157) n'est pas concevable. Autre contradiction soulevée par J. Blache de la thèse de G. Chabot : « Comment imaginer que ces surfaces soient liées seulement à une érosion subaérienne de type fluviale (pénéplanation « rasante »), et que les processus de type karstique ne soient pas

intervenues?» L'explication de la «présence de la surface calcaire se trouvant très près du niveau de base» est difficile à admettre. D'autant plus qu'il paraît difficile à une telle disposition de permettre une érosion subaérienne efficace.

Par ailleurs, l'absence quasiment totale de grande quantité d'argiles de décalcification ou de terra rossa sur les surfaces, exclut leur appartenance à une pénéplaine ancienne fossilisée.

Les conclusions de J. Blache sont sans appel :

«À voir l'œuvre de la pénéplanation limitée à l'épiderme des plateaux actuels, il semble bien qu'on n'ait qu'un bien petit effort à faire pour se passer complètement de son intervention, et expliquer quand même l'aspect actuel du relief [...] L'absence d'un paysage karstique vieilli, que l'on s'attendait à trouver sur ces plateaux, n'est pas la moindre difficulté pour le partisan d'une interprétation cyclique» (p. 161).

En résumé, l'hypothèse de pénéplanations anciennes des plateaux jurassiens lui semble non acceptable pour plusieurs raisons :

« 1. L'allure générale du relief obéit dans ses grandes lignes à une origine structurale. La présence de biseaux n'est pas un argument pertinent : de tels biseaux existent sur les flancs d'anticlinaux où leur présence est liée à une érosion dorsale classique. Les plateaux, à soubassement Rauracien ou Corallien sont atteints par un processus de dépouillement plus ou moins avancé, suivant les lieux.

2. L'absence, sur ces plateaux, de tous les traits qui caractérisent un karst vieilli : humus, terra rossa... Les roches calcaires y paraissent au contraire fraîchement dépouillées ; les phénomènes karstiques y font, sous forme de dolines espacées, leur première apparition.

3. Le sillon de marnes oxfordiennes contenues dans le pli de l'Heute, alors qu'elles sont déblayées sur les plateaux, témoigne aussi de ce dépouillement récent. On ne peut plus, après cette observation, envisager une phase de plissement postérieure au dépouillement des plateaux.

4. Le cloisonnement des plateaux par des plis plus élevés est un obstacle à l'hypothèse d'une pénéplanation de ces plateaux.

5. La régularité des plateaux est altérée par des ondulations d'origine strictement structurale : bombements anticlinaux, reliefs de faille...

6. L'obéissance du réseau hydrographique aux grands traits de la structure s'assortit aux caractères structuraux de l'ensemble du relief.»

Malgré cette critique solidement argumentée de la théorie des surfaces d'érosion jurassiennes («pénéplaines»), certains auteurs continueront, plus de vingt ans après la note de J. Blache, à utiliser ce concept.

2. 4. Les survivances tardives de la théorie des surfaces d'érosion

Le concept de surface d'érosion dans les zones tabulaires du Jura a été proposé puis réfuté par des géographes/géomorphologues. On pourra alors s'étonner que le concept soit redécouvert et remis à l'ordre du jour par des géologues, plus familiarisés aux problèmes de stratigraphie ou de géologie structurale qu'aux approches de la géomorphologie. Les travaux ultérieurs portant sur le sujet ne s'appliqueront pas à confirmer ou à réfuter les arguments pour ou contre la théorie. «*La plupart des auteurs se bornant à en rechercher la confirmation, plutôt que la confronter avec les faits*» (AUBERT, 1969, p. 325). Ils se contenteront, en effet, de retrouver et d'identifier, dans des zones limitées de l'espace jurassien, des fragments de surface permettant leur rattachement à telle ou telle surface définie par G. Chabot.

L'auteur le plus attaché à la théorie fut sans doute Maurice Dreyfuss (1906-1975)¹. Cet auteur mentionne systématiquement les surfaces d'érosion dans ses travaux et notices de cartes géologiques, (DREYFUSS, 1949a). Il fut le seul à élaborer une carte globale de ces surfaces, non publiée, mais reprise dans les publications d'autres auteurs (fig. 08). Il faut remarquer que les surfaces d'érosion de M. Dreyfuss ne sont pas celles de G. Chabot. Il n'en subsiste que deux, les surfaces les plus basses de Trépot et de Vercel ayant fusionné pour prendre le nom de «surface de Montrond».

¹ Une note biographique consacrée à M. Dreyfuss est due à Pierre CHAUVÉ & Jean THIÉBAUT (1977).

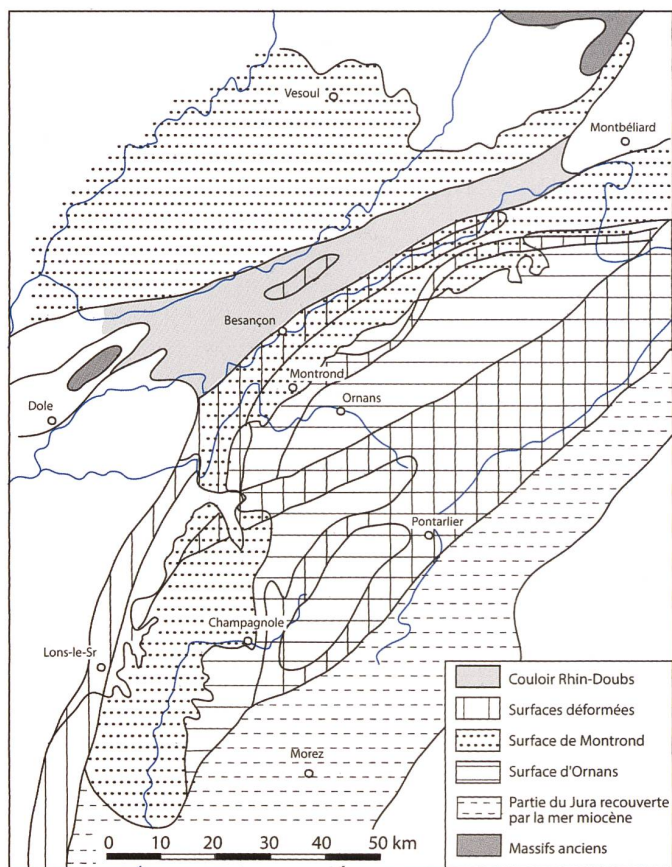


Fig. 08 : Carte morphologique du Jura septentrional délimitant les surfaces d'érosion (extrait de CHAUVE, 1975, p. 27, d'après Dreyfuss, inédit). Cette carte présente la seule répartition régionale publiée, des surfaces d'érosion jurassiennes. Elle ne propose que deux surfaces, sur les trois identifiées par G. Chabot en 1927.

Louis Glangeaud (1903-1986) et André Caire (1923-1979), attestant de la présence d'une ou de plusieurs surfaces d'érosion, le feront dans le cadre d'études régionales, associant tectonique et morphologie (GLANGEAUD, 1949a; CAIRE, 1960), ou à partir d'études cartographiques locales (CAIRE, 1955; André GUILLAUME (1935-2006), 1962).

Le travail magistral de 1975 de Daniel Aubert (1905-1991) semble avoir clos le débat relatif aux surfaces d'érosion jurassiennes. Comme dans ses publications antérieures, l'auteur livre une étude exhaustive du problème. Dans une première partie, D. Aubert rassemble les faits; il fait un inventaire de toutes les formations tertiaires

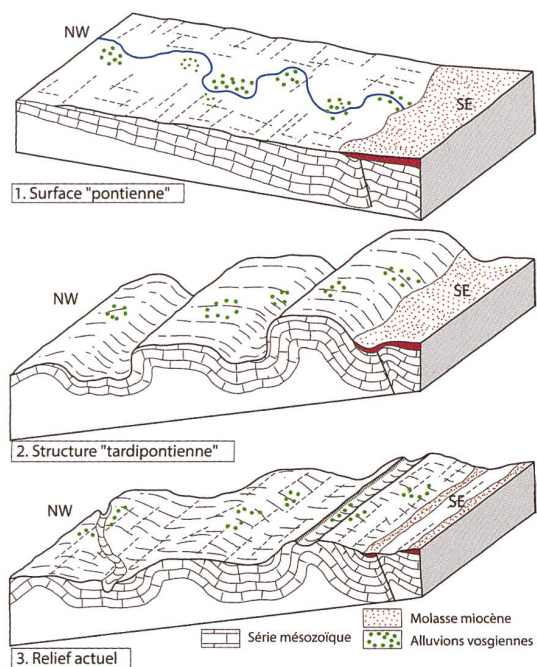


Fig. 09 : Les étapes de la mise en place du relief jurassien (modifiée d'après AUBERT, 1975).

Cette proposition constitue la vision la plus cohérente pour expliquer le relief jurassien.

1. La surface « pontienne » est la résultante de l'érosion des terrains du Jura, depuis leur émergence à la fin du Crétacé jusqu'au plissement majeur d'âge Miocène supérieur.
2. La structure « tardipontienne » représente la Haute-Chaîne du Jura après le plissement.
3. Le relief actuel résulte de l'érosion karstique développée sur la structure plissée.

présentes dans le Jura et ses abords, de l'Éocène au Pliocène. À partir de ses propres investigations et en s'appuyant sur les travaux antérieurs, D. Aubert propose une synthèse des messages issus de ces études. Pour chaque formation, il passe en revue les gisements, leur extension, leur faciès, leur déformation, leur géométrie, leur discordance; et il déduit l'origine, le contexte de mise en place, le climat contemporain, l'âge relatif de chacune d'entre elles.

Dans une deuxième partie, D. Aubert utilise « les faits rassemblés dans le but d'expliquer le relief actuel considéré comme l'aboutissement des événements qui se sont succédés depuis l'émergence du Crétacé supérieur » (p. 43). Il confronte ses résultats avec les

propositions antérieures d'évolution du relief jurassien, et en particulier la théorie sur l'existence de trois (ou deux) surfaces d'érosion fossilisées. Il propose ensuite ses propres conclusions, qui distinguent trois phases morphogénétiques, se relayant au cours du Tertiaire dans le Jura (fig. 09).

Pour D. Aubert, le Jura ne présente qu'une seule surface d'érosion fossilisée; elle a commencé à s'élaborer dès l'émersion du Jura à la fin du Crétacé et surtout à l'Éocène, et s'est poursuivie jusqu'aux premiers plissements attribués au « Pontien », période de la fin du Miocène. La présence de galets d'origine vosgienne traduit, au cours de cette période, un écoulement des eaux du nord-ouest au sud-est en direction du Bassin molassique suisse. Ces galets, retrouvés actuellement dans des placages conservés sur l'ensemble du Jura, n'ont aucune valeur stratigraphique, en ce sens que la surface sur laquelle on les trouve aujourd'hui n'est pas celle sur laquelle ils se sont déposés initialement. Il a en effet été démontré que ces matériaux résiduels se sont abaissés en même temps que les calcaires sous-jacents, dont la dissolution est possible à travers une nappe d'alluvions (DREYFUSS, 1959).

L'inclinaison NW-SE des séries mésozoïques a entraîné, au cours de cette période, une plus forte ablation de l'amont du plan d'érosion qui s'étendait du rebord vosgien au Bassin molassique alpin; ceci explique l'importante érosion des séries mésozoïques (Jurassique supérieur et Crétacé) sur le rebord occidental du Jura (plateau lédonien), par rapport à la préservation de ces mêmes séries dans la Haute-Chaîne, actuellement plissées.

La compression « pontienne » a entraîné le basculement du relief du Jura vers le nord-ouest et déformé la surface d'érosion « prépontienne », en mettant en place les plis de la Haute-Chaîne. Les structures anticlinales ont commencé leur érosion axiale à l'origine des combes. Les alluvions vosgiennes ont été localement portées en hauteur et ont résisté à l'érosion grâce à leur nature siliceuse. Leurs placages disséminés ont été partiellement préservés, alors que leur substrat calcaire subissait une dissolution.

Depuis la fin du plissement, le relief actuel s'est élaboré sous l'effet d'une érosion de surface dominée

par l'érosion de type karstique, relayée par l'érosion glaciaire très active au cours du Pléistocène. Selon le lieu et l'écoulement des eaux souterraines et de surface, les formes d'érosion se sont exprimées sous les différents types visibles actuellement : sommet d'anticlinaux arasés, combes, cluses...

L'analyse pertinente de la théorie des surfaces d'érosion multiples, issues de deux (ou trois) cycles plissement/érosion, renforce ses convictions :

« Les théories traditionnelles sont le résultat d'une illusion d'optique, celle que l'on éprouve en considérant le paysage jurassien d'un point dominant. Dans son uniformité et ses lignes fuyantes, on croit distinguer les restes d'une pénéplaine, mais en y regardant de plus près, on s'aperçoit qu'il s'agit d'une surface rigoureusement conforme, plaquée sur la structure dont elle reproduit en les émoussant, les moindres ondulations [...]. La théorie traditionnelle considère les surfaces sécantes comme les éléments de la pénéplaine datant du premier cycle, ce qui implique la conservation de cette dernière. Or une topographie ne se conserve pas, à moins d'avoir été fossilisée par des sédiments; jamais achevée, elle poursuit son évolution, même si les conditions de l'érosion se modifient. Ainsi la surface actuelle est bien l'héritière de celles qui l'ont précédée, mais elle n'est identique à aucune. Cette confusion s'explique par la ténacité d'une vieille idée selon laquelle l'érosion fluviale est seule capable de réaliser un aplanissement, et par la méconnaissance des effets de l'ablation karstique » (p. 44)

D. Aubert oppose un autre argument à l'hypothèse des pénéplaines fossilisées dans le Jura, basé sur ses propres travaux antérieurs (AUBERT, 1967, 1969). Cet argument porte sur l'importance de l'ablation des assises à dominantes marno-calcaires, constituant le substrat régional :

« L'analyse des eaux d'infiltration a permis d'estimer l'ablation superficielle actuelle à 50 mm par millénaire, ce qui équivaut, pour la période postérieure au plissement à une épaisseur de 250 m. Cette valeur, probablement excessive, a l'avantage de montrer que l'ablation calcaire

est loin d'être négligeable comme on a tendance à le croire. En outre, elle n'est pas uniforme; maximale sur les charnières, elle se réduit dans les synclinaux, où elle a été incapable de faire disparaître le Barrémien qui pourtant affleurerait déjà au Miocène» (p. 53).

Ces estimations quantitatives de l'ablation de la surface jurassienne ont été confirmées par toutes les analyses ultérieures, notamment par Jean-Jacques Miserez (né en 1943) en 1973 et Françoise Dubreucq (née en 1959) en 1987, portant sur la mesure de la charge en bicarbonates en solution dans les eaux qui drainent les différents bassins-versants jurassiens.

Le constat des séries disparues localement sur le Jura, fournit une autre méthode pour une estimation quantitative de l'ablation du Jura depuis son émergence à la fin du Crétacé :

« Dans la haute chaîne, l'Infracrétacé, qui remplit encore tous les synclinaux, devait recouvrir la plus grande partie du territoire au moment du plissement. Cela étant admis, on peut calculer que

la surface actuelle de l'anticlinorium du Mont-Tendre [...] est le résultat d'une ablation de 400 m en moyenne, comprenant le Crétacé inférieur et une partie du Malm, sans tenir compte de la molasse» (AUBERT, 1975, p. 53).

Ces résultats, obtenus à partir d'approches différentes, sont remarquablement convergents et prouvent que le relief jurassien n'est pas immunisé depuis son émergence, période à partir de laquelle son érosion continentale (fluviale, karstique, glaciaire) a débuté. Comment imaginer que plusieurs surfaces d'érosion aient pu se « fossiliser », pour parvenir intactes jusqu'à la période actuelle ? Dans ce travail, D. Aubert apporta la rigueur, la qualité des observations, le bon sens et l'esprit de synthèse qui manquaient dans certaines études antérieures.

Ajoutons que les travaux sur le plissement jurassien ont démontré qu'il s'était déroulé au cours d'une seule période et en aucune façon en plusieurs étapes nécessaires pour proposer plusieurs cycles de plissement/érosion (LAUBSCHER, 1962 ; SOMMARUGA, 1997).

Chapitre 3

Les glaciations quaternaires dans le Jura

La première mention de la présence de dépôts glaciaires dans le Jura est due au Genevois Jean André Deluc (1727-1817) qui, au cours de l'été 1782, traversa le Jura, en compagnie de Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799), pour se rendre dans les Alpes. Il remarqua que la route d'Ornans à Pontarlier «*était chargée de fragments de pierres calcaires, mêlées avec d'autres de gneiss, qui avaient été détachées des blocs sortis des champs*». Mais cette observation ne fut évoquée que cinquante ans plus tard, dans une lettre publiée à Londres en 1813, et de nouveau en 1838, dans le compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Porrentruy (DELUC, 1813, 1838).

Cette mention de blocs allochtones dans le glacier jurassien marquera pendant longtemps le débat sur l'origine des glaciers; pour nombre de chercheurs en effet, ce témoignage isolé suffira pour faire venir des Alpes tous les flux glaciaires qui ont recouvert le Jura. D. Aubert, par une approche renouvelée du problème, sera le premier à remettre en cause ce dogme (AUBERT, 1965).

3. 1. Le problème des blocs erratiques allochtones, d'origine alpine

Après J. A. Deluc, de nombreux auteurs font mention de blocs épars, qualifiés parfois modestement d'«allochtones», mais le plus souvent baptisés «alpins»: Émile BENOÎT (1853, 1876), Alexandre VÉZIAN (1876), Albrecht PENCK & Eduard BRÜCKNER en 1901-1909, Eugène FOURNIER (1871-1941)¹ en 1919b, Fritz NUSSBAUM (1879-1966) & Fritz GYGAX (1908-1987) en 1935.

E. Benoît dresse une carte qui exprime clairement la pénétration du glacier alpin dans le Jura par les

cols de Jougne/Vallorbe et Sainte-Croix (fig. 10, BENOÎT, 1876).

Dans leur magistrale synthèse, PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) définissent le front glaciaire nord occidental jurassien comme émanant du glacier alpin, sans identifier un glacier jurassien indépendant; si bien qu'ils laissent à penser que le Jura a été complètement recouvert par le glacier alpin.

Tous ces travaux insistent sur la présence de blocs «alpins» dans les formations glaciaires jurassiennes. Ils n'envisagent pas l'existence de plusieurs glaciations dans le Jura, si bien que la réalité de la présence de blocs alpins est considérée comme générale pour tous les terrains d'origine glaciaire. Par ailleurs aucune vue d'ensemble n'est proposée pour les extensions glaciaires, ne permettant donc jamais une vision paléogéographique synthétique claire. Ainsi, depuis les premières mentions de glaciaire jurassien (DELUC, 1813) jusqu'aux travaux de D. Aubert en 1965, s'impose une vue des glaciers jurassiens complètement dépendants du glacier alpin. Celui-ci aurait envahi le Jura en pénétrant par les cols de ses chaînons les plus orientaux. Il s'y serait répandu par les vallées majeures de la Haute-Chaîne, pour parvenir finalement sur son flanc occidental jusqu'aux marges de la dépression bressane, à des altitudes voisines de 300 m. Examinons d'abord les faits invoqués par les différents auteurs pour défendre cette hypothèse.

3. 2. L'hypothèse de l'origine alpine des glaciers jurassiens

Elle repose sur un fait réel: la présence de blocs d'origine alpine dans certaines moraines jurassiennes; et sur un raisonnement que l'on peut qualifier de «logique», mais qui s'est révélé faux: l'altitude modeste du Jura ne lui aurait pas permis de générer ses propres glaciers.

Ainsi, Jean de Charpentier (1786-1855) considérant que les blocs erratiques «alpins» des Préalpes ne sont connus qu'à partir de 1170 m d'altitude, il

¹ Collaborateur au «Service de la carte géologique de France», Eugène Fournier fut un grand précurseur de la spéléologie en Franche-Comté.

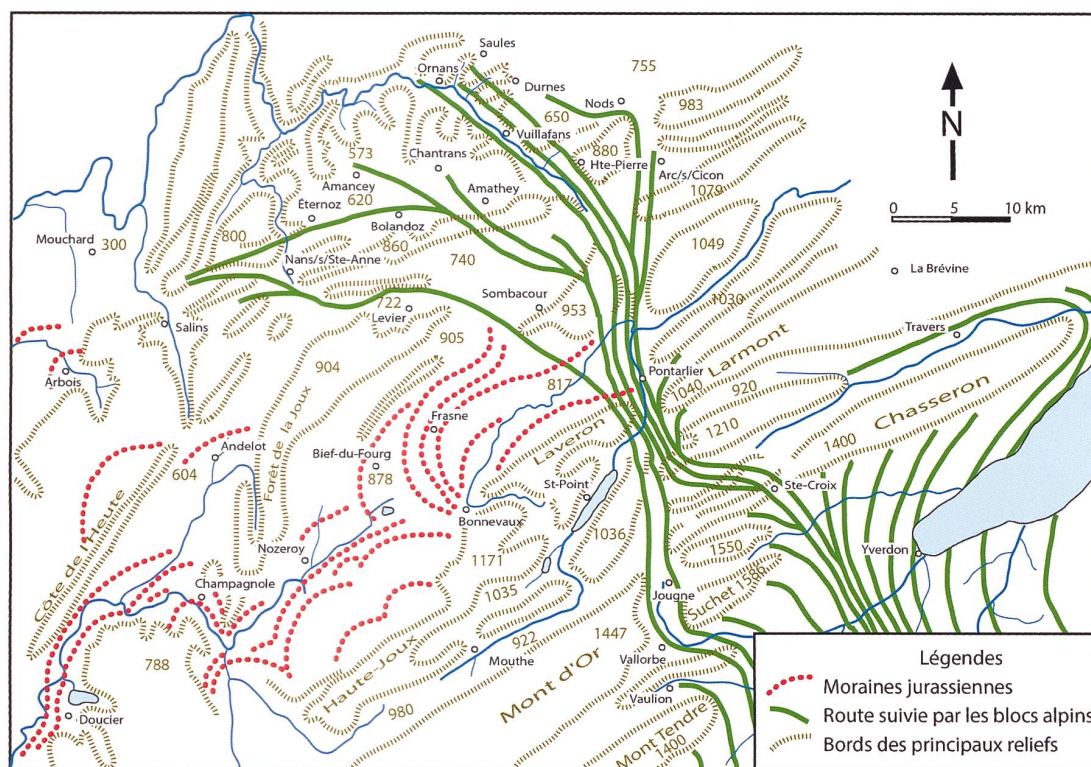


Fig. 10 : Pénétration du glacier alpin dans la chaîne jurassienne (modifiée d'après BENOÎT, 1876). Cette carte dénote les grandes qualités d'observation de son auteur. Toutes les données (position des moraines jurassiennes, flux glaciaires ayant véhiculé les blocs alpins) ont été confirmées au cours des siècles qui ont suivi cette publication.

est inutile d'en chercher à une altitude plus basse dans le Jura (DE CHARPENTIER, 1841). Les travaux de André Delebecque (1861-1947) en 1902 et en 1909 ne portent que sur les terrains glaciaires présents dans les vallées jurassiennes (Doubs et affluents, Ain et affluents...). Ce choix a été clairement influencé par l'idée dominante du moment, qui considérait que la progression des glaciers n'avait pu s'effectuer que par ces voies, après le franchissement des cols de la Haute-Chaîne par les glaces alpines. Malgré de très précises descriptions des terrains, A. Delebecque ne sort pas du dogme de l'origine alpine; certaines phrases de ses écrits laissent cependant entrevoir une origine locale :

« Bien que l'altitude des montagnes voisines ne soit guère que de 600 mètres, nous sommes forcés d'admettre, faute d'explication meilleure, qu'elle

a été suffisante pour engendrer de petits glaciers » (DELEBECQUE, 1909, p. 63).

L'affirmation de l'origine exclusivement alpine du glacier jurassien est proposée dans les écrits (1951, 1957) de Jean Tricart (1920-2003). Ils présentent les levés des formations glaciaires sur les cartes au 1:50 000 de Pontarlier, Mouthe, Moirans-en-Montagne et Saint-Claude; ces données locales sont rassemblées dans une note synthétique (TRICART, 1965). D'emblée, l'introduction précise la particularité du glaciaire jurassien :

« Les aspects de la géomorphologie glaciaire jurassienne sont assez particuliers, car ils résultent de l'invasion d'une chaîne formée de plis de couverture, par une glace en grande partie allogène, provenant des Alpes. Débordant de l'énorme accumulation de piedmont submergeant la plaine

suisse, la glace pénétrait dans le Jura par un petit nombre de brèches, perpendiculairement aux plis, et s'y écoulait ensuite, guidée par le relief propre de la chaîne. La situation ainsi créée était donc très complexe, les courants de glace formant un véritable quadrillage dans la chaîne, d'où une très grande variété des formes, dignes d'un plus large intérêt de la part des géomorphologues» (p. 499-502).

Cette affirmation de l'origine exclusive alpine des glaces n'est en revanche jamais démontrée. J. Tricart ne propose aucun schéma d'ensemble, illustrant cette vision. D'un schéma partiel à l'autre, les courants glaciaires s'affrontent parfois de manière incohérente.

L'hypothèse de la totale dépendance des glaciers jurassiens au grand glacier alpin est renforcée par une conviction solidement établie chez les géologues et glaciologues «alpins». La plupart d'entre eux pensent et écrivent que le Jura n'a été qu'un appendice des Alpes au moment des extensions glaciaires au Quaternaire. L'expression de cette idée est résumée en 1962 dans la publication de Heinrich Jäckli (1915-1994)², présentant une carte du glacier au maximum würmien sur la Suisse et les régions voisines. Dans le domaine jurassien, H. Jäckli ne mentionne que quelques nésés isolés accrochés aux flancs des massifs les plus marqués de la Haute-Chaîne.

3. 3. L'hypothèse des glaciers d'origine locale

Surmontant l'idée a priori de la trop faible altitude du Jura pour générer ses propres glaciers, un certain nombre d'auteurs rassemblent des observations permettant de proposer l'hypothèse d'un glacier propre au Jura. Les premiers travaux appuyant cette hypothèse portent sur les terrains issus de la dernière glaciation («Würm»), les mieux conservés et les plus

lisibles. Une extension de cette hypothèse sera ensuite proposée pour la glaciation plus ancienne («Riss»).

3. 3. 1. La dernière glaciation dite «Würm»: le Front morainique interne (FMI)

Les dépôts du FMI sont frais et très bien conservés. On les attribue à la période glaciaire la plus récente, appelée glaciation du «Würm» (entre -25 000 et -18 000 ans environ) (CAMPY, 1982). Les formations glaciaires attribuées à cette période sont bien présentes dans la Petite Montagne entre Arinthod et Orgelet, dans la Combe d'Ain où elles sont responsables des nombreux lacs, sur le plateau de Nozeroy et dans la Plaine de l'Arlier, entre Frasne et Pontarlier. Les moraines tapissent également les dépressions de la Haute-Chaîne: Hautes Combes, vallée du Tacon, combe du Lac, val de St-Laurent, Combe de Bellefontaine, val de Mouthe...

Les précurseurs

L'idée de glaciers propres au Jura fut émise par Louis Agassiz, lors de la séance du 24 juillet 1837 de la Société helvétique des sciences naturelles (AGASSIZ, 1837, 1843). On peut y lire: «*Agassiz discute quelques faits observés dans le Jura, relatifs à la distribution des blocs erratiques, d'où il résulte que pour lui, il pense avoir la preuve que le Jura a eu ses glaciers propres*» (p. VI).

Peu de temps après, le Neuchâtelois Arnold Guyot (1807-1884) signale dans la région de la vallée de la Valserine des dépôts uniquement constitués de matériel jurassien, sans matériel alpin (GUYOT, 1843). La même année, le Valaisan Ignace Venetz (1788-1859) propose une paléogéographie glaciaire nouvelle:

«Lorsque le glacier du Rhône est venu s'appuyer contre le Jura, il y avait simultanément dans le Jura des glaciers indépendants qui furent refoulés avec leurs moraines. Plus tard, lorsque le grand glacier commença à diminuer, ceux-ci acquirent de nouveau un plus grand développement et envahirent même le domaine occupé par le grand glacier» (VENETZ, 1843 p. 87).

² Un des pionniers de l'hydrogéologie moderne (voir Hydrogéologie, chapitre 4); une note biographique sur lui est due à Rudolf Trümpy (1994). Des collaborateurs de H. Jäckli (Walter RYF, Theo KEMPF & Peter HALDIMANN, 1994) lui ont également consacré un hommage.

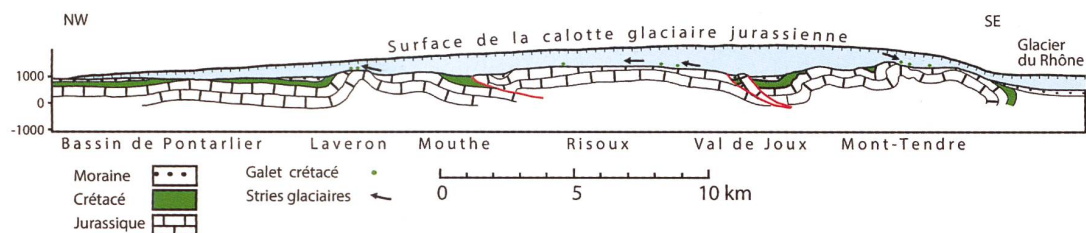


Fig. 11 : Profil transversal schématisé de la calotte et de son substratum (extrait de AUBERT, 1965).

Ce schéma proposé par D. Aubert présentant une calotte jurassienne indépendante du glacier du Rhône s'appuie sur deux observations majeures :

1. La direction des stries glaciaires est perpendiculaire aux reliefs jurassiens ; leur sens est SE-NW pour le Laveron et le Risoux, et NW-SE pour le Mont Tendre.
2. Les terrains crétacés affleurant seulement dans les synclinaux, se retrouvent sous forme de galets erratiques au sommet des anticlinaux (Laveron, Risoux, Mont Tendre).

Cette proposition est totalement nouvelle par rapport aux théories antérieures dominantes qui présentaient un glacier jurassien totalement tributaire du glacier alpin, supposé pénétrant le massif jurassien par les cols de la Haute-Chaîne.

Les glaciers d'origine locale, considérés comme isolés et multiples

La tendance à expliquer la présence locale de moraines par la présence d'un glacier sur le relief voisin s'exprime au cours de la dernière moitié du XIX^e siècle. E. Benoît, pour expliquer les moraines de Pontarlier, imagine un glacier local sur les hauteurs de la ville (BENOÎT, 1876). De même, il explique les dépôts glaciaires de Mouthier, par un glacier occupant la vallée de la Loue. A. Penck et E. Brückner eux-mêmes évoquent un glacier local jurassien, alimenté par la glace issue des régions culminant à plus de 1000 m (PENCK & BRÜCKNER, 1901-1909). A. Delebecque, malgré son acceptation tacite des glaciers de vallées issus des Alpes, évoque « *des glaciers descendus de la chaîne de Saint-Sorlin, dont la hauteur dépasse 1200 mètres* » (DELEBECQUE, 1902, p. 64).

Ces assertions ont eu le mérite de sortir du dogme du « tout alpin » qui régnait à l'époque et ont peut-être préparé les esprits à l'hypothèse de la calotte unique, qui s'imposera au cours de la seconde moitié du XX^e siècle.

Hypothèse de la calotte unique, indépendante de la calotte alpine

Implicitement reconnue comme « unique » par les partisans du débordement alpin (PENCK & BRÜCKNER et suivants), la calotte jurassienne n'existe pas en tant que telle pour ces auteurs, car

elle ne représente que la frange festonnée la plus nord occidentale du glacier alpin.

Le travail le plus complet, étayant solidement l'hypothèse d'une calotte jurassienne unique lors de la dernière glaciation, est l'œuvre de Daniel Aubert, par une note importante publiée en 1965, sous le titre « Calotte glaciaire et morphologie jurassienne » (AUBERT, 1965). D. Aubert appuie sa démonstration par une série d'observations réalisées pour la plupart dans les régions de la vallée de Joux et du Risoux. Il y constate :

- La dissymétrie des roches moutonnées et striées du flanc est du Risoux, ce qui montre que la glace remontait le versant perpendiculairement à sa plus grande pente.
- La présence de blocs erratiques de calcaire du Crétacé, affleurant normalement au fond des synclinaux, abondants dans les moraines recouvrant les sommets des anticlinaux.
- La présence d'abondantes formations morainiques en altitude, et en particulier sur les flancs ouest des anticlinaux, traduisant des flux glaciaires recoupant transversalement les reliefs.

Les conclusions de D. Aubert sont claires :

« Ces observations sont incompatibles avec l'existence de glaciers de versants et de vallées, alimentés par les icefields des régions les plus élevées. Elles impliquent un mouvement général »

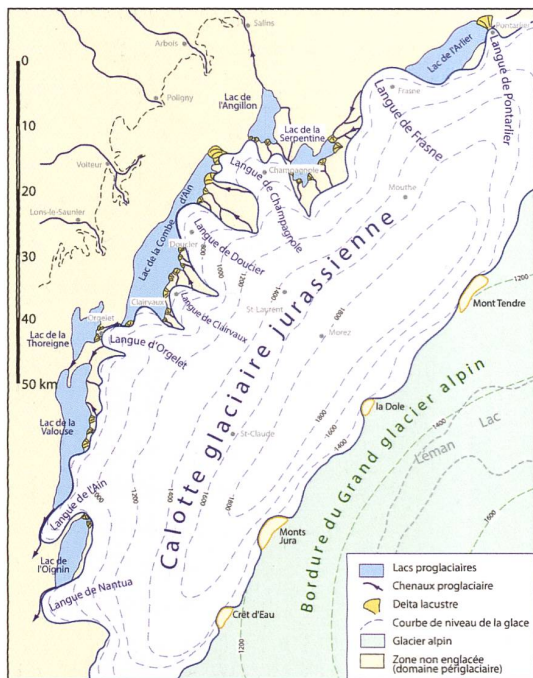


Fig. 12 : La calotte glaciaire jurassienne au maximum würmien (extrait de CAMPY, 1982).

et transversal, indépendamment des directions et des obstacles topographiques, entraînant une calotte glaciaire qui s'étendait de la vallée de Joux au bassin de Pontarlier... Il s'agissait d'un appareil de type inlandsis, caractérisé par un mouvement centrifuge et un écoulement profond, sans rapport avec les glaciers de vallées décrits jusqu'ici dans le Jura» (p. 558) (fig. 11).

La contribution de D. Aubert à la connaissance du glaciaire jurassien est fondamentale. À la suite des travaux de J. Tricart, le problème semblait définitivement figé, malgré les incohérences scientifiques flagrantes du « modèle » proposé. L'autorité et la perspicacité de D. Aubert ont permis de sortir le débat de l'impasse et, grâce à un retour à l'examen objectif des faits, de relancer le débat dans une direction moins théorique.

Cependant, l'essentiel de l'hypothèse de D. Aubert repose sur des observations faites dans la Haute-Chaîne et sur son versant oriental. Des travaux ultérieurs, réalisés sur les abondantes formations glaciaires du versant occidental du Jura (CAMPY, 1982), et sur le contact entre glaciaire alpin et jurassien sur son versant oriental (ARN, 1984), sont venus conforter et généraliser les vues de Aubert. Au maximum « würmien », le glacier jurassien se présente comme une calotte allongée (fig. 12), dont le sommet se situe vers 1800 m d'altitude.

À la même époque, le grand glacier alpin vient buter vers 1200 m d'altitude contre le flanc est du Jura, mais n'y pénètre pas.

Sur le flanc ouest du Jura, la calotte s'étale sous forme de langues glaciaires épousant les formes du relief. Sur le flanc est, il vient buter contre le glacier alpin vers 1200 m d'altitude au niveau des abaissments de la crête, mais ne recouvre pas les plus hauts sommets : Mont Tendre, Dôle, Monts Jura et Grand Crêt d'Eau, qui constituent des petits îlots de terre hors glace (*nunataks*). Les langues de la bordure ouest ont obturé les dépressions permettant la retenue des eaux de fonte dans les sept lacs dits « proglaciaires » c'est-à-dire en avant du glacier :

- Lac de l'Arlier entre les langues de Pontarlier et de Frasné ;
- Lac de la Serpentine entre les langues de Frasné et de Champagnole ;
- Lac de l'Angillon devant la branche nord de la langue de Champagnole ;
- Lac de la Combe d'Ain barré au sud par la langue d'Orgelet et alimenté par la branche sud de la langue de Champagnole et les langues de Doucier, de Clairvaux et la branche nord de la langue d'Orgelet ;
- Lac de la Thoreigne devant la branche sud de la langue d'Orgelet ;
- Lac de la Valouse barré au sud par la langue de l'Ain ;
- Lac de l'Oignin entre les langues de l'Ain et de Nantua.

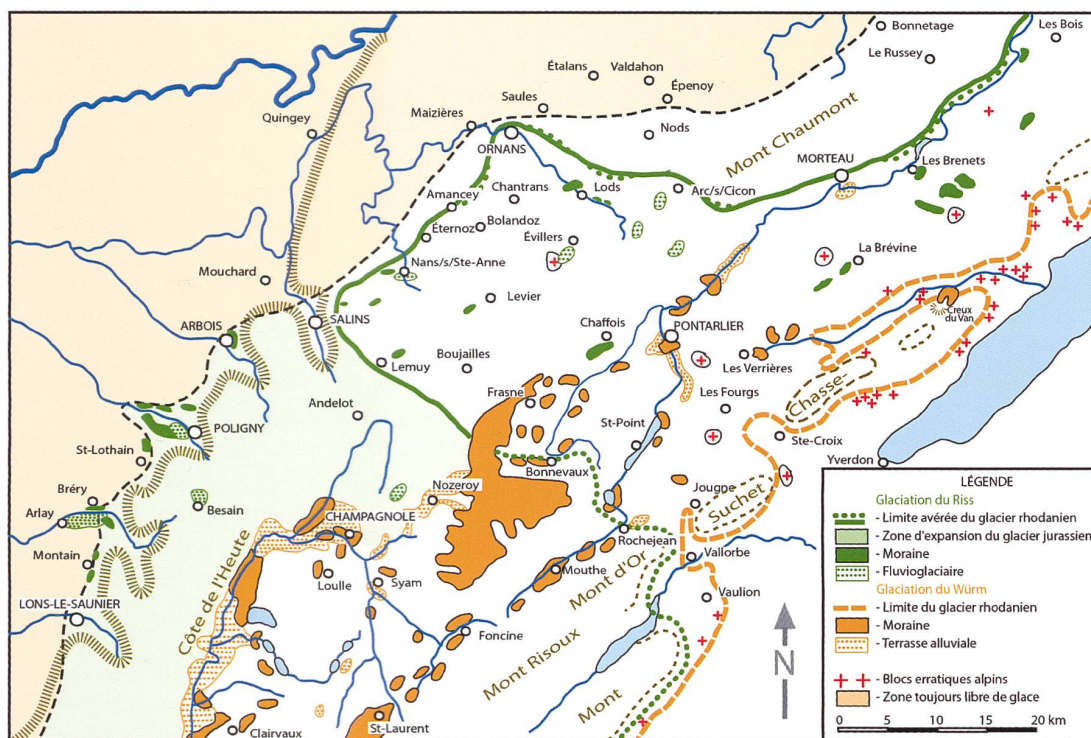


Fig. 13 : Extensions glaciaires dans le Jura français (modifiée d'après NUSSBAUM & GYGAX, 1935).

Cette carte synthétique regroupe des données d'observation (localisation des moraines) et des données d'interprétation sur la paléogéographie des extensions glaciaires sur la chaîne du Jura.

Les apports majeurs de ce travail portent sur deux points principaux :

1. Le glacier du Riss a été alimenté par deux sources distinctes : un apport rhodanien ayant débordé le relief jurassien jusqu'à Ornans-Salins et un apport strictement jurassien ayant alimenté les moraines du Revermont (Arbois, Poligny, Arlay).
2. Le glacier rhodanien du Würm n'a pas franchi le relief jurassien ; l'abondance des dépôts glaciaires de cette période doit donc être attribuée à un glacier strictement jurassien.

3. 3. 2. L'avant-dernière glaciation dite « Riss » : le Front morainique externe (FME)

Les précurseurs : observations de terrain

Dès le début du ^{xx}^e siècle, des dépôts morainiques sont reconnus sur le rebord occidental des plateaux du Jura, au débouché des reculées externes incisant le plateau lédonien. Au niveau de la reculée de Salins (Abbé Émilien BOURGEAT (1849-1926) en 1899 et Maurice PIROUTET (1874-1939), en 1913 et en 1925), de Lons-le-Saunier (DELEBECQUE, 1909), d'Arbois (BOURGEAT, 1911), de la Loue (DREYFUSS, 1961), des moraines ont été reconnues et attribuées à un glaciaire « ancien ».

Les dépôts glaciaires de ce FME sont beaucoup plus dispersés, érodés et altérés que les dépôts du FMI, situés à une trentaine de kilomètres plus en retrait dans la chaîne. Ils se sont donc mis en place au cours d'un épisode glaciaire ancien, attribué à la glaciation du « Riss » après les travaux classificateurs et synthétiques de A. PENCK & E. BRÜCKNER (1901-1909).

Propositions synthétiques sur la nature et l'extension de la glaciation du « Riss »

Dès 1935, quelques tentatives, d'abord locales (NUSSBAUM & GYGAX, 1935), montrent que le glacier « rissien » a largement dépassé le FMI, vers l'ouest et le nord-ouest. Les deux auteurs

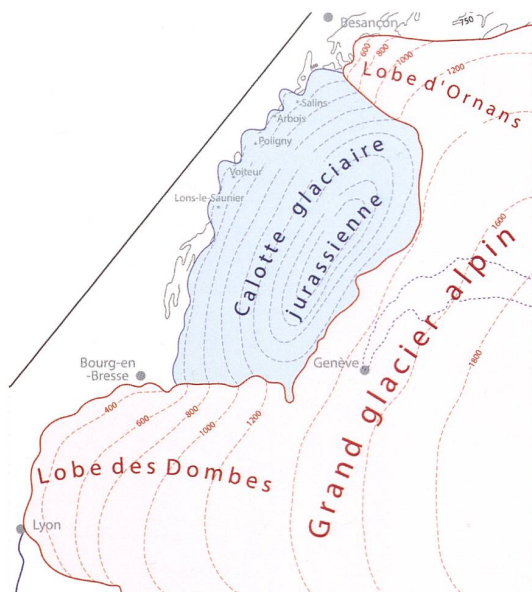


Fig. 14 : Extension et paléogéographies respectives des glaciers alpin et jurassien lors de la mise en place du Front des Moraines externes ("Riss" s.l.) (extrait de CAMPY, 1982).

Une calotte de glace couvre la partie centrale du Jura. Elle culmine vers 2000 m d'altitude et s'écoule vers l'ouest jusqu'à la Bresse au nord et la vallée du Suran au sud.

Le glacier alpin atteint des altitudes comprises entre 1200 et 1400 m au contact du Jura. Dans la zone centrale, il bute contre la chaîne orientale et ne peut la franchir. Par contre, il peut pénétrer le massif dans les zones où le relief est moindre :

- au sud par le lobe des Dombes qui atteint Lyon ;
- au nord par le lobe d'Ornans qui emprunte la vallée de la Loue.

suisses portent leur attention sur l'extension glaciaire dans le nord du Jura, au droit de la cluse de Vallorbe/Pontarlier jusqu'à Ornans et sur le plateau d'Amancey. Ils sont les premiers à montrer que les blocs d'origine alpine ne sont pas présents dans l'ensemble des dépôts glaciaires jurassiens, mais qu'ils se cantonnent, d'une part aux dépôts de la glaciation ancienne (« Riss ») et d'autre part à un secteur nord entre Lemuy et Ornans (fig. 13). Dans son travail de thèse (1961), Franck Bourdier (1910-1985) reprend les conclusions de ces auteurs et argumente solidement pour montrer que le glacier « rissien » n'a pas franchi la totalité des chaînons les plus orientaux du Jura ; implicitement, il reconnaît donc qu'un glacier « autochtone » a existé sur le massif. C'est ce que confirme M. Campy, à partir de l'étude du contenu pétrographique des moraines du front externe, sur le

versant occidental du Jura (CAMPY, 1982). La nature pétrographique des blocs contenus dans les moraines du FME n'est en effet pas identique du nord au sud :

- Au niveau du Revermont (de Bourg-en-Bresse au nord de Salins-les-Bains), les moraines ne contiennent que des roches d'origine jurassienne.
- Au nord (région d'Ornans et Amancey) et au sud (entre Bourg-en-Bresse et Lyon), les moraines contiennent des roches d'origine jurassienne mais aussi des roches d'origine alpine (granite, roches métamorphiques, roches vertes d'origine volcanique...).

Ceci signifie que le glacier alpin a recouvert le nord et le sud du Jura, mais n'a pas franchi dans son flanc est, sa partie moyenne, qui est aussi la plus élevée.

L'examen des reliefs de la Haute-Chaîne nous montre que de Bellegarde (Grand Crêt d'Eau) au sud, au Mont Tendre au nord, les altitudes ne sont jamais inférieures à 1250 m. Dans cette zone, le Jura constitue une barrière, contre laquelle le glacier alpin a plaqué et déposé ses moraines.

Au nord et au sud en revanche, les reliefs plus bas ont pu être franchis par le glacier alpin. Au nord, le col de Jougne/Pontarlier a été franchi, ainsi que la cluse de Nantua au sud et probablement tous les massifs situés plus au sud. Ces données permettent de proposer la paléogéographie du glaciaire ancien à son apogée (fig. 14).

Une calotte de glace couvre la partie centrale du Jura. Elle culmine vers 2000 m d'altitude et s'écoule vers l'ouest jusqu'à la Bresse au nord et la vallée du Suran au sud.

Le glacier alpin atteint des altitudes comprises entre 1200 et 1400 m au contact du Jura. Dans la zone centrale, il bute contre la chaîne orientale et ne peut la franchir. Par contre, il peut pénétrer le massif dans les zones où le relief est moindre : au sud par le lobe de la Dombes qui atteint Lyon et au nord par le lobe d'Ornans qui emprunte la vallée de la Loue. Les glaciers plus anciens sont allés très loin vers l'ouest. Le FME (glaciation du « Riss ») dépasse le FMI (glaciation du « Würm ») d'une distance de 20 à 40 km vers l'ouest. Ceci signifie que le glacier rissien était beaucoup plus puissant et plus épais que le glacier würmien. Il atteignait en effet le vignoble jurassien puisque ses moraines sont présentes au-delà de Voiteur, Poligny, Arbois, à des altitudes voisines de 300 m.

Chapitre 4

Formes et phénomènes du karst superficiel (épikarst)

Dans la perception de l'importance de l'érosion karstique, l'impression première privilégie les actions sur les réseaux souterrains aux actions sur les formes de surface. La visite d'une grotte accessible impressionne plus que la vue d'un lapié ou d'un champ de dolines. Et cette sensation visuelle influence, dans les esprits, l'appréciation de l'importance de l'activité karstique ; la grande taille des grottes visitées, drainées souvent par des écoulements actifs, laisse à penser que l'activité essentielle des phénomènes karstiques se situe en profondeur. Cette sensation est illusoire ; c'est en surface que l'activité karstique est la plus importante. 95 % de l'activité de dissolution des calcaires, évacués sous forme de bicarbonates dans les eaux, sont prélevés en surface des massifs calcaires ou dans les quelques mètres situés immédiatement sous la surface. Et cependant, l'effort de recherche se porte plus sur l'endokarst que sur l'épikarst, qui malgré cela, a bénéficié en Franche-Comté d'actives investigations, vu l'importance des affleurements calcaires.

4. 1. Les formes de l'épikarst

Les premières recherches sur l'épikarst concernent naturellement la description de ses formes si particulières. Certaines de ces formes sont désignées par des mots spéciaux du langage régional : lapiaz (pour lapiés), lézine ou laizine ou leisines ; ce terme désigne, selon les lieux, un gouffre classique ouvert sur le plateau ou une fissure profonde issue de l'élargissement d'une diaclase.

Les premières mentions des formes karstiques jurassiennes sont dues aux descriptions romantiques qu'en font les « voyageurs » découvrant les provinces françaises. C'est Joseph-Marie Lequinio de Kerblay (1755-1814) qui décrit de manière ampoulée les « baumes » et les « culées » du rebord jurassien, les « lézines » et « lapiaz » des plateaux (LEQUINIO, 1801).

Les premières descriptions à visée scientifique sont publiées à la fin du XIX^e siècle (ROLLIER, 1894a ;

BOURGEAT, 1899). Elles portent surtout sur les lapiés et les dolines. Mais c'est Eugène Fournier qui décrit et définit l'ensemble des formes de l'épikarst, dans la revue exhaustive qu'il en dresse pour l'ensemble des quatre départements de Franche-Comté (FOURNIER, 1928). Aucune forme n'est oubliée : canyon (p. 17-52), érosion ruiniforme, laizine, lapiaz (p. 48-52), effondrements, bassins fermés, dolines, décollement de diaclase (p. 52-58).

Les formes d'érosion « sous cutanées », affectant les couvertures meubles des sols ou des colluvions sur versant, mais induites par la dissolution des calcaires sous-jacents, sont mises en évidence (DREYFUSS, 1956 ; Nicolas THÉOBALD (1903-1981), 1957). Elles se manifestent par des entonniers dits « d'ablation » ou « de dissolution » qui se relaient dans le sens de plus grande pente des versants.

4. 2. Le fonctionnement de l'épikarst

Quelques tentatives d'explication de la genèse des formes de l'épikarst ont été proposées. Hans Schardt se pose le problème des processus de l'érosion karstique (SCHARDT, 1905a) : comment l'érosion agit-elle sur les calcaires ? et à quel niveau : en surface, au contact du sol ? dans les fissures ? et quelle est la valeur moyenne de l'ablation (quantité de calcaire dissous pendant l'unité de temps) ? Par ailleurs, M. Dreyfuss montre l'existence d'un lapiaz sous les alluvions tertiaires à Besançon, prouvant que la dissolution du calcaire se poursuit encore sous une couverture alluvionnaire ancienne (DREYFUSS, 1959).

L'auteur qui a tenté de répondre à ces questions avec le plus de pugnacité est sans doute D. Aubert qui réalise une véritable fouille de type archéologique dans une doline, afin d'établir sa géométrie et de déterminer son fonctionnement (AUBERT, 1966) (fig. 15).

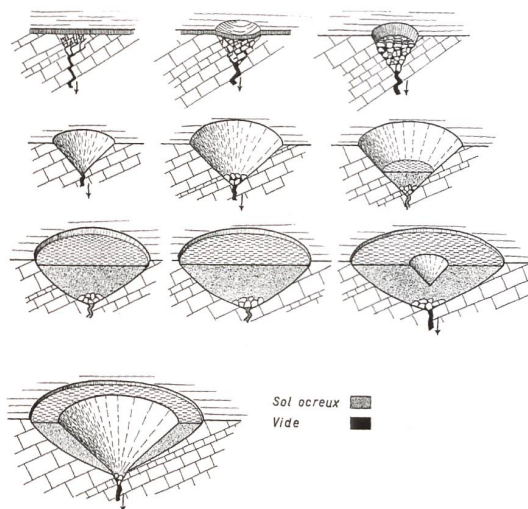


Fig. 15 : Schéma de l'évolution d'une doline (modifiée d'après AUBERT, 1969).

Dans un travail ultérieur (AUBERT, 1967), il évalue l'importance de la dissolution d'un système karstique en plaçant des pièges à eau sur différents points de son trajet depuis la zone d'infiltration jusqu'à la source. Ceci, afin de déterminer à quel secteur de ce trajet et à quelles proportions les eaux se chargent de bicarbonate de calcium. Les résultats sont étonnants (fig. 16).

La presque totalité (95 %) de la dissolution du calcaire a lieu en surface du massif. Ces résultats sont surprenants, dans la mesure où la dimension des

réseaux souterrains inciterait à penser que la dissolution est plus importante en profondeur, au cœur des massifs calcaires. Il ne s'agit donc que d'une apparence, causée par le fait que la dissolution de surface ne se voit pas : elle échappe à l'observation directe. Il devient donc évident que les calcaires du Jura s'usent beaucoup plus rapidement en surface (par l'érosion dite « dorsale ») que par l'intérieur. Cette évaluation quantitative de l'ablation réalisée par D. Aubert en 1969 est confirmée par ailleurs (André BURGER (1920-2012), 1959; MISEREZ, 1973). La dissolution des calcaires soustrait au massif jurassien l'équivalent d'une tranche de roches voisine de 0,05 mm par an, soit, en extrapolant : 5 mm en cent ans ; 5 cm en mille ans ; et environ 50 m en un million d'années.

Ces valeurs ne sont qu'indicatives mais elles montrent que la surface calcaire du Jura, lieu de l'épikarst, subit une ablation importante ; elle s'abaisse et évolue d'une façon appréciable. Il n'y a aucune raison de penser que cette ablation n'a pas été aussi importante au cours des périodes anciennes. D'autant plus que le Jura a été recouvert à maintes reprises par une calotte glaciaire et l'on sait que l'érosion glaciaire fait subir une ablation au moins dix fois plus importante aux terrains qu'il recouvre.

Cette érosion, sous climat tempéré ou glaciaire, n'est pas uniforme sur l'ensemble du massif ; c'est cette hétérogénéité de l'érosion selon les lieux qui a produit les éléments du relief que l'on constate actuellement dans le Jura.

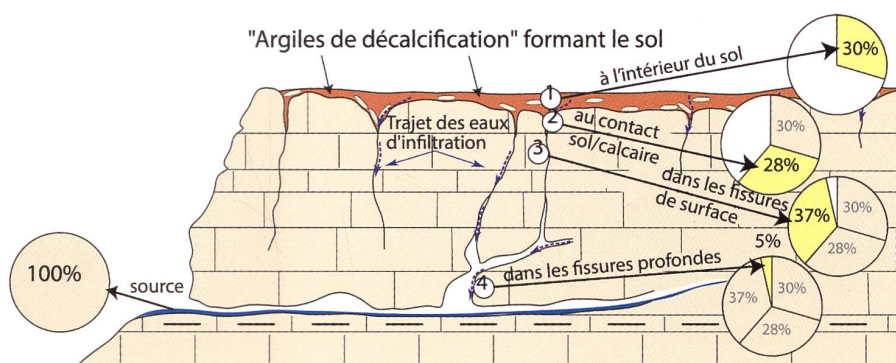


Fig. 16 : Zones de prélèvement de la charge en carbonates dissous par les eaux d'infiltration dans un massif calcaire du Jura (modifiée d'après AUBERT, 1967).

Ces mesures réalisées par dans le massif du Risoux montrent que la presque totalité (95 %) de la dissolution du calcaire a lieu en surface et que les massifs calcaires du Jura s'usent beaucoup plus depuis la surface (érosion dite « dorsale ») que par l'intérieur.

4. 3. Le rôle de l'épikarst dans l'évolution morphologique du Jura

La théorie des surfaces d'érosion, dominante jusqu'au milieu du ^{xx}e siècle, laissait à penser que les phénomènes karstiques, évidents sur tous les domaines calcaires du Jura, avaient peu d'action sur sa morphogenèse. Pour la majorité des auteurs, la survivance de témoignages morphologiques d'âge tertiaire témoignait de la persistance des formes du relief depuis cette période. La méconnaissance des effets de l'ablation karstique faisait dire à G. Chabot qu'elle était seulement capable « d'égratigner le relief » (CHABOT, 1927, p. 35). Les travaux de Hans SCHARDT (1905a) avaient déjà montré l'importance de l'érosion actuelle; mais c'est le travail de D. Aubert qui a démontré le relief jurassien était la résultante d'une érosion active de l'épikarst, s'exerçant sur les structures issues des déformations héritées de l'ère tertiaire (AUBERT, 1969). Après avoir défini les conditions générales du modelé jurassien (nature des terrains, organisation structurale, climat, hydrographie, pédologie), D. Aubert cerne les facteurs et les lois du relief karstique appliqués au Jura.

« C'est naturellement la zone superficielle qui importe sur la morphologie, puisque c'est à ce niveau qu'est façonné le relief. Mais la dissolution dans la masse rocheuse compte aussi, car elle contribue à préparer l'action superficielle. En définitive, dans chaque unité topographique, l'essentiel est l'ablation superficielle, c'est-à-dire la quantité de calcaire éliminé par unité de surface » (AUBERT, 1969, p. 330).

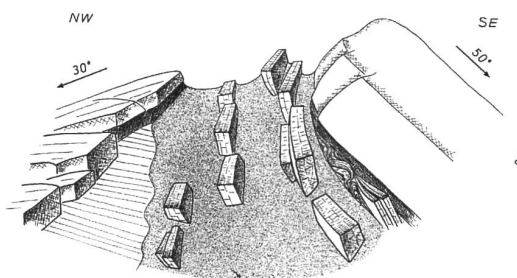


Fig. 17 : Charnière de l'anticlinal du Mont Tendre affectée par l'érosion karstique et découpée par des diaclases axiales (extrait de AUBERT, 1969).

« Comme l'infiltration, l'évacuation des résidus insolubles se fait par voie souterraine, à l'exception des particules emportées par le vent ou entraînées par solifluxion. Dans le domaine jurassien, l'évacuation est déficitaire; l'excès résiduel contribue à la formation du sol. On a donc affaire à un karst qui tend à se couvrir, contrairement à ceux de certaines zones dinariques et alpines où la surface calcaire est constamment débarrassée des résidus de sa dissolution. » (AUBERT, 1969, p. 330).

Les conclusions de D. Aubert sont claires :

« Le relief jurassien est, dans ses grandes lignes, conforme à la structure. Le tronquage des anticlinaux peut s'expliquer par les lois de l'érosion karstique. La dissolution est maximum aux charnières où le réseau de diaclase est le plus dense (fig. 17 & 18); elle décroît sur les flancs en raison de l'inclinaison plus prononcée des bancs, et atteint sa valeur minimum au fond des synclinaux. [...] L'ablation superficielle par

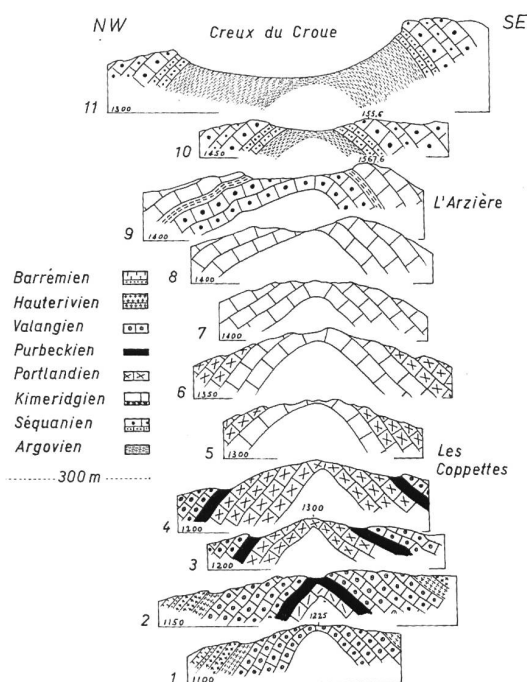


Fig. 18 : Profils de l'anticlinal du Noirmont montrant l'évolution morphologique de la charnière affectée par l'érosion karstique (extrait de AUBERT, 1969).

dissolution est de l'ordre de 0,05 mm/an, valeur relativement faible, mais appréciable à l'échelle géologique. Il est donc faux de croire que les surfaces calcaires sont immuables et de dire qu'elles sont immunisées par le karst. En réalité, le Jura calcaire subit une usure appréciable, dans le sens d'un nivellement toujours plus prononcé, du moins tant que les marnes sous-jacentes ne sont pas dégagées» (p. 396).

Ce papier de D. Aubert clos, à notre avis, le débat sur les anciennes surfaces d'érosion, qui a animé les géologues jurassiens dès le milieu du XIX^e siècle. Cet auteur réaffirme clairement l'importance de l'érosion karstique depuis l'émergence du Jura et sa persistance au cours du temps. C'est essentiellement la structure qui a guidé l'érosion aboutissant aux paysages actuels et cette dénudation continue n'a pas permis la fossilisation d'anciennes hypothétiques «surfaces d'érosion».