

L'évolution du relief jurassien

Autor(en): **Aubert, Daniel**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **68 (1975)**

Heft 1

PDF erstellt am: **01.10.2020**

Persistenter Link: <http://doi.org/10.5169/seals-164376>

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.

L'évolution du relief jurassien

Par DANIEL AUBERT¹⁾

RÉSUMÉ

L'histoire continentale du Jura comprend deux périodes séparées par le plissement, au Tardipontien. Durant la première, qui s'étend de la fin du Crétacé à celle du Miocène, l'aire jurassienne semble avoir été une surface d'érosion uniforme, tranchant sous un petit angle la série stratigraphique, et interrompue à l'W par la fosse bressane. L'analyse des sédiments datant de cette époque a permis d'y déceler des indices d'érosion karstique, de découvrir des épisodes tectoniques et quelques traits du relief, et de préciser l'existence de plusieurs cours d'eau.

Lors du plissement, la déformation de cette surface a engendré les grandes lignes de la topographie actuelle, chaînons anticlinaux, vallées synclinales, plateaux tabulaires, etc. Ensuite l'érosion karstique s'y est poursuivie, non plus uniformément comme auparavant, mais en se différenciant, comme dans le karst actuel, en fonction de la structure. C'est pourquoi, le relief du Jura, sa concordance avec la tectonique, le tronçage de ses anticlinaux, sa tendance à l'aplanissement et l'évolution des plateaux consécutive à leur dégagement, peuvent s'expliquer par une évolution morphologique analogue à celle que l'on observe actuellement, sans qu'il soit nécessaire d'invoquer un second cycle d'érosion comme le font les théories traditionnelles.

ABSTRACT

The continental history of the Jura includes two periods separated by folding in the Tardipontien. During the first period, which extends from the end of the Cretaceous to the end of the Miocene, the Jura region seems to have been a surface of uniform erosion, cutting the stratigraphic series at a low angle and broken to the west by the Bresse trench. The analysis of sediments dating from this epoch have revealed signs of karstic erosion, tectonic episodes, some features of relief and the existence of several streams.

During folding, the deformation of this surface formed the broad lines of the present-day topography of anticlinal chains, synclinal valleys, tabular plateaus, etc. The erosion which followed was no longer uniform but, as in present-day karstic erosion, was influenced by the structure. For this reason the relief of the Jura, its accordance with the tectonics, the truncating of its anticlines, its tendency toward levelling, and the evolution of the plateaus once their contours had been delineated, could be explained by a morphological evolution analogous so that seen today, without invoking a second cycle of erosion as do many traditional theories.

ZUSAMMENFASSUNG

Die kontinentale Geschichte des Jura gliedert sich in zwei Abschnitte, getrennt durch die spät-pontische Faltung. Während des ersten Zeitabschnittes (Ende Kreide bis Ende Miozän) scheint das Gebiet des Jura eine einheitliche Erosionsfläche gebildet zu haben, die die Schichtfolge spitzwinklig

¹⁾ Université de Neuchâtel. – Adresse de l'auteur: 5, chemin des Grands-Champs, 1033 Cheseaux.

schnitt und im W durch den Graben der Bresse unterbrochen wurde. Die Analyse der Sedimente aus dieser Periode ergab Hinweise auf eine Karsterosion; ausserdem liessen sich Episoden tektonischer Aktivität, einige Anzeichen des Reliefs und das Vorhandensein verschiedener Wasserläufe erkennen.

Während der Faltung bildeten sich durch die Deformation dieser Fläche die grossen Züge der heutigen Topographie heraus: Antiklinalketten, Synklinaltäler, tafelförmige Hochflächen usw. Anschliessend hat die Karsterosion weitergewirkt, aber nicht mehr wie vorher, sondern differenziert, in Abhängigkeit von der Struktur, wie im heutigen Karst. Deshalb lässt sich das Relief des Jura, seine Übereinstimmung mit der Tektonik, die Kappung der Antiklinalen, die Tendenz zur Einebnung und die Entwicklung der Hochflächen nach ihrer Freilegung gut durch eine morphologische Entwicklung analog zur rezent beobachteten erklären. Es ist nicht nötig, einen zweiten Erosionszyklus anzunehmen, wie es die traditionellen Theorien tun.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	3
Première partie	
Les terrains tertiaires et leur signification	
L'Eocène	5
Faciès	5
Gisements	6
Mur du sidérolithique	9
Climat	10
Origine du sidérolithique	10
Conclusions et paysage jurassien	12
L'Oligocène	12
Introduction	12
Début de la transgression molassique	13
Zone interne	13
Zone médiane	17
Zone externe	20
Le delta d'Orbe	22
Surface d'érosion	25
Tectonique	25
Phénomènes d'érosion	25
Ablation	28
Paysage	28
Le Miocène marin	29
Faciès	29
Extension	29
Cas particuliers	31
Surface d'érosion	34
Tectonique	34
Phénomènes d'érosion	35
Ablation	36
Paysage	36
Le Tortonien	36
Lac œhningien du Locle	36
Extension et tectonique	38
Phénomènes d'érosion	38
Le Pontien	39
Tectonique	40
Climat et phénomènes d'érosion	40
Le Pliocène et le Pléistocène	41

Deuxième partie

Les théories morphogénétiques

Théories traditionnelles	43
Théorie de l'aplanissement karstique	45
L'évolution du relief avant le plissement tardipontien	46
L'évolution du relief après le plissement	51
Les plateaux	54
<i>Bibliographie</i>	59

Introduction

Les résultats d'un travail antérieur (AUBERT 1969) sur le karst jurassien, me donnent la possibilité d'envisager un problème plus général, à savoir l'évolution du relief du Jura depuis l'émersion du Crétacé supérieur. De cette longue histoire, on sait peu de choses; les mouvements tectoniques sont imparfaitement connus et on ignore à peu près tout des phénomènes d'érosion et de transport qui ont façonné ce territoire, avant, pendant et après son plissement.

Pour essayer d'y voir un peu plus clair, il a fallu empoigner le problème par tous les bouts: connaître les lois actuelles du modelé pour comprendre les anciennes; analyser les sédiments tertiaires, seuls témoins des vieilles glyptogénèses; étudier la tectonique, responsable des déformations de la surface topographique; tenir compte des paléoclimats, etc.

Cette enquête, menée à la fois dans la bibliographie et dans le terrain, constitue la première partie du travail. Elle a permis de rassembler de nombreux faits d'observation, d'origine et de nature différentes. Dans la seconde partie, on a associé et confronté ces matériaux pour essayer de se représenter l'évolution de l'aire jurassienne depuis qu'elle appartient au domaine continental. Il va de soi que cette entreprise a le caractère d'une approche et que certaines de ses conclusions pourraient être remises en question par de nouvelles observations ou par des techniques plus fines. Sa faiblesse réside surtout dans l'imprécision de la stratigraphie du Tertiaire, dont la révision exigerait une étude approfondie que je n'ai pu entreprendre.

Il a fallu aussi se limiter géographiquement. Ainsi on a laissé de côté le Jura oriental dont l'histoire est caractérisée par une certaine autonomie et qui, au surplus, a été minutieusement étudié par LINIGER. Le Jura méridional est resté également en dehors de nos investigations. DUBOIS (1959) en a donné une volumineuse description de conception totalement différente de la mienne. Plus anciennement CHOLLEY (1932) en avait déjà analysé certains aspects.

Il est évident qu'une telle étude n'a été possible que grâce au concours d'un grand nombre d'amis, de collègues, de collaborateurs et de correspondants auxquels j'exprime mes sentiments de gratitude. Ma reconnaissance s'adresse notamment à tout le personnel de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, à Mesdames S. Guillaume et H. Méon-Villain, et à Messieurs Lienhardt, Oertli, Hürzeler, Weidmann, Mornod, Combémoré et Le Ribault. J'ai également l'agréable devoir de remercier Messieurs les professeurs Dreyfuss et Chauve de Besançon, et Rat de Dijon, qui ont mis à ma disposition les thèses de 3^e cycle de leurs élèves.

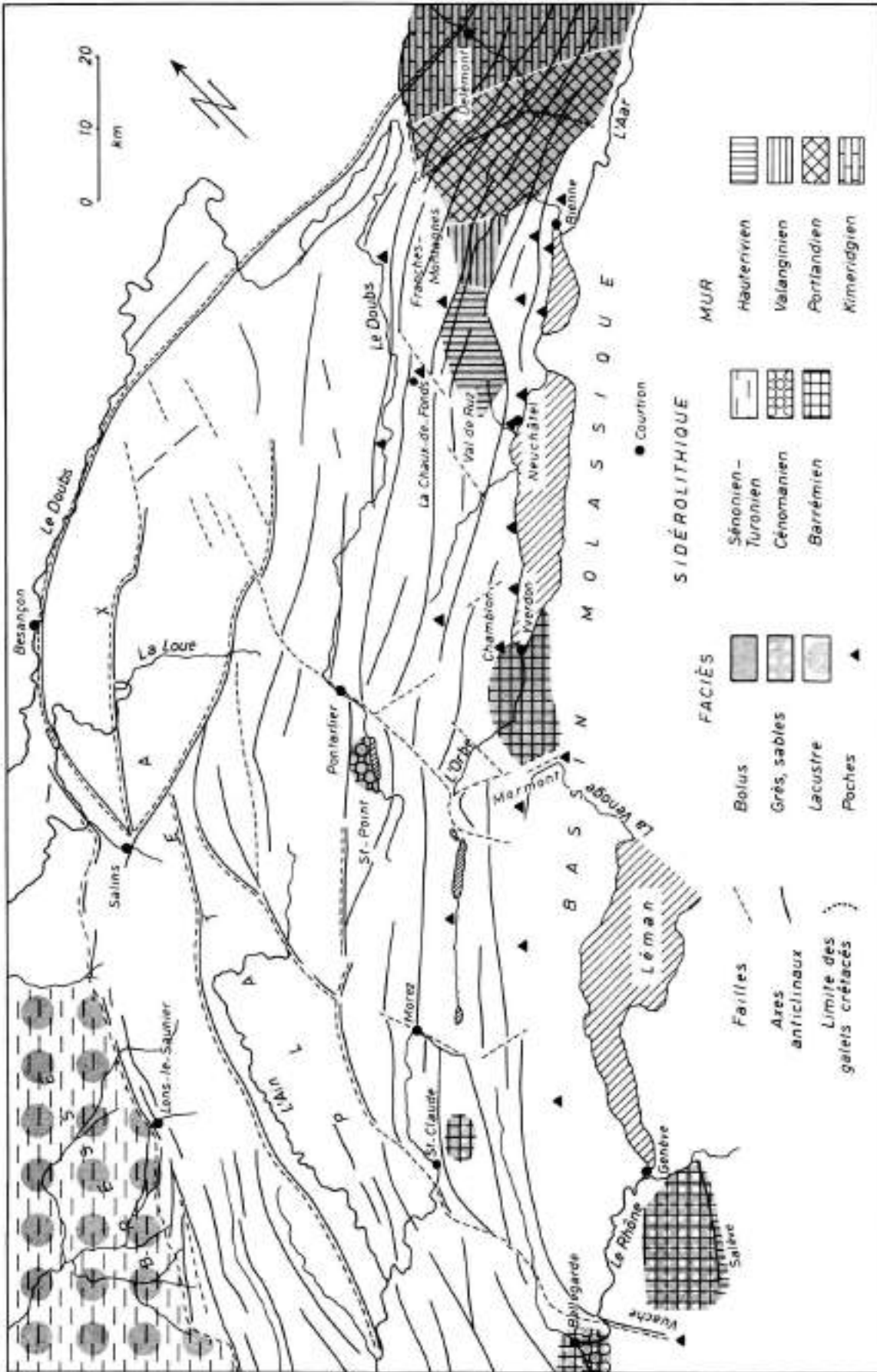


Fig. 1. Répartition des sédiments et des faciès éocènes.

L'évolution morphogénétique du Jura a commencé déjà au *Crétacé*. Dès le Purbeckien, son aire appartient à une plate-forme instable, exposée à des émergences temporaires pendant lesquelles l'érosion s'attaquait aux terres émergées. Au Berriasien, STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) signalent l'existence probable d'un important cours d'eau entre Vallorbe et le Val de Travers. Plus tard la mer du Crétacé moyen transgresse sur une surface d'érosion dont BERTSCHY (1958) a pu observer les dépressions karstiques dans les calcaires de la Raisse, au bord du lac de Neuchâtel.

Selon S. GUILLAUME (1966), ce va-et-vient de la mer enregistrait les contre-coups des mouvements tectoniques alpins. Toutefois une structure jurassienne se dessinait déjà au début du Crétacé. Celle du Vuache (fig. 1). Les observations de WAGNER (1962) montrent en effet que l'épaisseur de l'Infravalanginien est quatre fois plus forte sur son flanc E que sur sa lèvre W.

Première partie

LES TERRAINS TERTIAIRES ET LEUR SIGNIFICATION

L'Eocène

L'existence de Turonien-Sénonien dans le Jura occidental et de Maestrichtien au lac de Biemme, indique que la régression crétacée a été tardive. Mais on ignore à quel moment elle s'est produite et si elle a été synchrone. La répartition actuelle des galets et des affleurements de Crétacé (fig. 1 et 23) s'expliquerait par un retrait plus précoce à l'E qu'à l'W.

Quoi qu'il en soit, il est certain que l'aire jurassienne a appartenu au domaine continental pendant l'Eocène. Les sédiments de cette époque, connus sous le nom de sidérolithique, le démontrent et leur faune de Mammifères permet de les rattacher au sommet de la période: Lutétien, Bartonien et surtout Ludien.

Faciès

On y distingue plusieurs faciès:

Le *bolus*, masse argileuse, ocre, rouge ou violacée, renfermant souvent des concrétions d'hydroxydes de fer ou pisolites, et des grains de quartz. Il ne réagit pas à l'action d'HCl. Les analyses d'HOFMANN (1958), de VERNET (1963) et de SITTLER (1965) ont montré que la kaolinite est son minéral de faciès. Celles qu'ont réalisées les étudiants de Neuchâtel sur des échantillons provenant du Mormont ont donné les résultats suivants en % du total des argiles:

Tableau 1.

Echantillon	Montmorillonite	Illite	Kaolinite
1	8	18	74
2	27	9	64
3	34	5	61
4	23	11	66
5	37	6	57
Moyenne	26	10	64
Ecart type	11	5	6
Coef. variation	42	50	9

Les grès et sables siliceux associés ou non au bolus.

Les conglomérats, constitués de calcaires locaux et de pisolites, intercalés ici ou là dans les faciès précédents.

Les calcaires et autres dépôts lacustres accompagnent parfois les bolus ou forment des séries distinctes.

Gisements

Le sidérolithique existe sous la forme de *poches*, c'est-à-dire de remplissages de cavités karstiques, qui se prolongent par des injections dans les diaclases et les joints ou par une simple pigmentation de la roche. La tectonisation s'y marque par des laminages et des stries de friction. Leur nombre et leur importance décroissent de l'intérieur à l'extérieur de la chaîne; ils diminuent également en profondeur, mais pénètrent jusqu'à la base des calcaires du Malm. Toutefois beaucoup de poches superficielles ont une origine douteuse et un âge indéterminé comme l'ont montré JORDI (1955) et HÄFELI (1966).

Les seuls gisements réellement significatifs et de valeur stratigraphique indiscutable, sont les *gisements de surface*, c'est-à-dire les couches continues reposant sur un substratum calcaire. Leur répartition est sporadique, sauf dans la région orientale, comme le montre la figure 1. Cela tient au fait que seuls les dépôts fossilisés par les sédiments molassiques ultérieurs ont été conservés, et que d'autres sont encore dissimulés par des terrains plus jeunes. Toutefois le niveau sidérolithique n'a jamais été continu, car en beaucoup d'endroits la molasse repose directement sur le calcaire (fig. 14).

Bassin rauraque. Nous appelons ainsi la région structurellement déprimée située dans le prolongement du fossé rhénan (fig. 1, région de Delémont). La plupart des études concernent cette région en raison de sa richesse en sidérolithique et de l'exploitation intensive dont il a été l'objet. C'est un fait que ces formations y tiennent une place incomparablement plus grande qu'ailleurs. Tous les synclinaux en renferment et à Delémont la couche atteint 100 m d'épaisseur. Partout la rubéfaction des calcaires et l'importance des poches dépassent ce que l'on observe ordinairement. Comme l'a remarqué ROLLIER (1893) tout le pays a dû être recouvert d'une nappe continue de sidérolithique.

Elle se prolonge à l'E et au N, tandis qu'au S le forage de Courtion n'a traversé, sous la molasse, que des calcaires rubéfiés. A l'W enfin elle s'interrompt à la limite des Franches-Montagnes, où l'on n'a signalé qu'une poche aux Breuleux (SUTER 1936). Il semble donc que ce haut plateau se différenciait déjà de la zone déprimée orientale. D'autre part le synclinal de Delémont devait être lui aussi ébauché, ainsi que les ondulations qui le traversent (LINIGER 1925).

On peut rattacher à ce bassin le sidérolithique découvert récemment dans le val de Ruz par le sondage de Pré Royer. Le profil en a été relevé par M. Mornod et j'ai eu moi-même la possibilité d'en étudier les carottes. De haut en bas :

1. *Marnes et calcaires oligocènes.*
 2. *Sidérolithique remanié* (3,1 m). Grès à ciment argileux ocre, avec lentilles de calcaire, plages de célestine, pisolites. Calcareum de *Caenotherium* et fragments de *Rhinoceros*; Chattien probable (détermination J. Hürzeler).
- A la base pavage de galets de grès et de calcaires lacustres, avec traces d'érosion éolienne.

3. *Sidérolithique* (1,1 m). Grès brunâtre à pisolites, feuillets et lentilles de bolus.
4. *Calcaire barrémien ou hauterivien corrodé.*

Cette série est significative. Au dépôt du sidérolithique succèdent des épisodes éoliens, associés à une sédimentation en milieu confiné, puis franchement lacustre. Les événements post-sidérolithiques pourraient se situer déjà dans l'Oligocène inférieur.

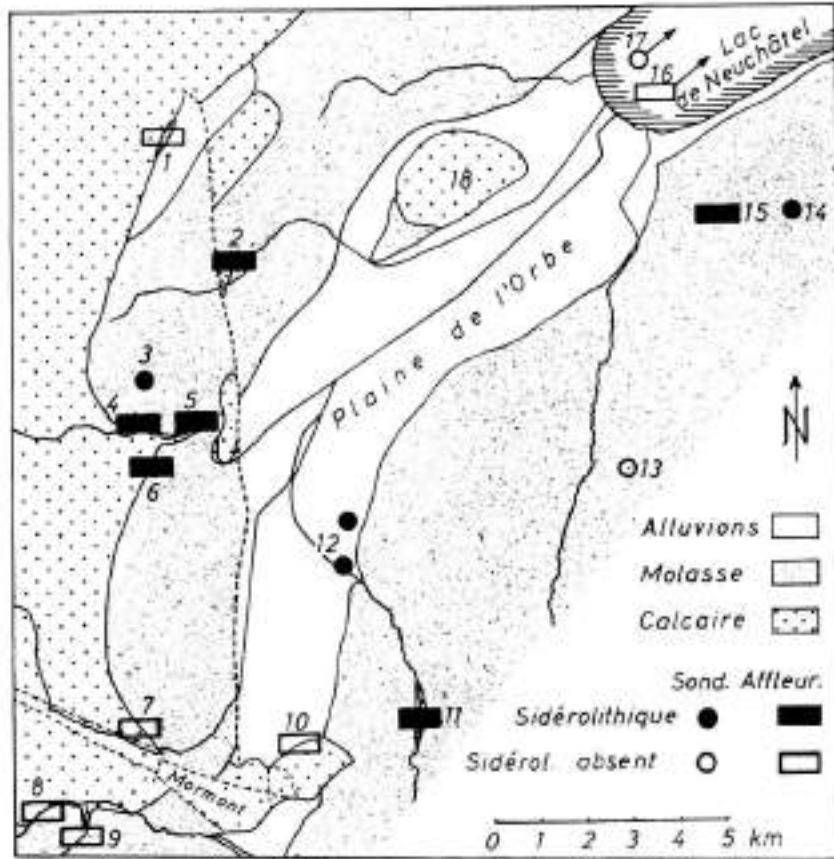


Fig. 2. Sidérolithique du bassin de l'Orbe.

- | | | |
|---------------|--------------|-------------------------|
| 1 Baulmes | 7 Pompaples | 13 Essertines |
| 2 Rances | 8 Venoge | 14 Cuarny |
| 3 Montcherand | 9 Veyron | 15 Chevressy |
| 4 Montcherand | 10 Mormont | 16 Chez-le-Bart (16 km) |
| 5 Orbe | 11 Talent | 17 L'Areuse (24 km) |
| 6 Agiez | 12 Chavornay | 18 Chamblon |

Bassin de l'Orbe. Alors que le versant jurassien des lacs de Neuchâtel et de Biègne ne possède que des poches, en grand nombre il est vrai²⁾, un niveau continu de bolus s'étend dans la région située à l'W d'Yverdon (fig. 1 et 2). Le sidérolithique est présent dans tous les affleurements et sondages dans un périmètre déterminé, en dehors duquel il n'apparaît nulle part (ALTHAUS 1947; JACCARD 1869; RENEVIER 1869; RENEVIER & SCHARDT 1899, SCHARDT 1923; observations personnelles). Au Chamblon toutefois, JORDI (1955) n'a observé que des poches.

²⁾ Pourtant près de Cornaux, entre les deux lacs, un sondage a rencontré au toit du Cénonamien, une argile verte qui pourrait être éocène (RENZ, LUTERBACHER & SCHNEIDER 1963).

Il s'agit donc d'un bassin localisé dans la cuvette actuelle de l'Orbe. A l'W il s'interrompt à l'accident tectonique du Mormont, au-delà duquel on n'observe que des poches. CUSTER (1928) a pourtant signalé des argiles sidérolithiques dans le lit du Veyron, affluent de la Venoge. Les basses eaux de 1972 m'ont permis de constater que le niveau en cause repose sur des calcaires oligocènes, et que dans les deux rivières il n'existe pas de sidérolithique entre les calcaires barrémiens et la molasse. Ainsi le Mormont délimite d'une façon frappante le bassin de l'Orbe. On peut donc imaginer qu'il existait déjà, sous une forme ou sous une autre, à l'Eocène.

Bassin du Lac de Saint-Point. Le sidérolithique de Saint-Point ne figure pas sur la carte géologique de Pontarlier au 1:50000. Pourtant il a été signalé déjà par JACCARD (1869); c'est ce qui m'a permis de le retrouver et de relever le profil ci-dessous, dans la falaise de la rive NW du lac, près du village des Grangettes. Le gisement occupe certainement une étendue assez considérable, comme l'indiquent les pisolites éparses dans le sol, ainsi que les traces d'anciennes extractions de minerai de fer. De haut en bas:

1. Terre végétale dissimulant des argiles rouges, avec un bloc de conglomérat à galets cénomaniens non rubéfiés.
2. Bolus violacé.
3. Cailloux de Cénomaniens dans une gangue argilo-ferrugineuse.
Épaisseur de 1, 2 et 3: environ 8 m.
4. Calcaire lacustre renfermant de petits galets et quelques pisolites et surmonté d'une croûte de 1 à 2 cm. Épaisseur visible 1-2 m.
5. Zone de végétation.
6. Cénomaniens.

L'intérêt de cette série réside dans le fait que le sidérolithique s'est déposé à l'emplacement d'un lac et qu'à un moment déterminé, la sédimentation a été troublée par l'arrivée de fragments cénomaniens dont la fraîcheur indique qu'ils proviennent d'une désagrégation mécanique.

Affleurement de Saint-Claude. La réfection de la route de Septmoncel aux Mousières, au SE de Saint-Claude, a dégagé à faible distance du Barrémien, une série confuse de conglomérats renfermant des silex, des calcaires silicifiés et de nombreuses pisolites, emballées dans un ciment argilo-ferrugineux, et de grès associés à des argiles rouges. L'originalité de ce gisement est dû à la présence de silex originaires des craies du Crétacé supérieur.

Bassins de Genève et de Bellegarde. La région située au S de Genève possède une couche de sidérolithique comprise entre la molasse chattienne et les calcaires infra-crétacés. Elle affleure au Salève et le forage d'Humilly l'a traversée sur une épaisseur de 20 m, au toit du Barrémien (SITTLER 1965). La même série se retrouve à Bellegarde et plus à l'W à Génissiat. Dans l'intervalle le Vuache ne possède que des poches. Cet accident tectonique déjà ébauché au Crétacé, subsistait donc à l'Eocène. Cela ressort de l'avis de SCOLARI (1956) suivant lequel la cuvette de Bellegarde existait déjà à l'Eocène.

Contrairement aux autres bassins, il s'agit ici du faciès gréseux ou sableux ne renfermant que de faibles quantités d'argiles et peu de pisolites (JOUKOWSKI & FAVRE 1913), avec en revanche des fragments de Crétacé inférieur, moyen ou supérieur, des silex, et parfois de la glauconie.

Au Salève, les grès sont en discordance sur le Barrémien et l'Hauterivien. PARÉJAS (1938) en conclut que cet anticlinal était alors un pli à grand rayon. A Bellegarde ils reposent sur le Cénomaniens, avec des influences lacustres à leur base (JAYET 1927).

Bassin de la Bresse (LEFAVRAIS 1962, SITTLER 1965). L'Eocène découvert par des forages au fond de la fosse bressane n'appartient à aucun des faciès sidérolithiques. Il s'agit de sédiments lacustres comprenant à la base des argiles à silex et *Microcodium*, puis des grès parfois glauconieux, des marnes et des marno-calcaires, passant au centre du bassin à des calcaires et même à des dépôts salifères selon CHOIGNARD (1964). Les passées rubéfiées sont rares, de même que les pisolites. L'épaisseur de ces terrains, supérieure à 200 m à Rattes, prouve que la subsidence avait déjà commencé, mais leur absence à Courlans indique que la bordure occidentale n'y participait pas encore.

Dans la région de Lons-le-Saunier, ils reposent sur le Sénonien ou le Turonien.

Mur du sidérolithique

Le contact du sidérolithique et du calcaire sous-jacent présente un intérêt de premier plan car il peut nous renseigner sur la morphologie et sur la nature des phénomènes d'érosion de l'Eocène. Son observation sur des surfaces suffisamment grandes pour être significatives, n'est possible que dans des cas exceptionnels, par exemple dans les mines de Delémont où QUIQUEREZ (1852) et BAUMBERGER (1923) ont pu relever des profils comme celui de la figure 3, avec des cavités verticales de plusieurs dizaines de mètres.



Fig. 3. Mur kimmeridgien du sidérolithique. Puits Rondez près de Delémont (d'après BAUMBERGER 1923).

Lors de la construction du barrage de Génissiat, en aval de Bellegarde, GIGNOUX & MATHIAN (1952) ont découvert dans le substratum barrémien un réseau de cavités profondes remplies de grès. Enfin, à l'extrémité méridionale du Salève, MARTINI (1962) a remarqué que l'exploitation des sables de Cruseilles dégage un karst en tourelles dont les colonnes devaient mesurer à l'origine près de 50 m. Ces observations capitales sont confirmées par celles des affleurements ordinaires. Ainsi, sur la route de l'usine électrique de Montcherand (fig. 2, n° 4), le calcaire qui supporte la couche de bolus présente une surface de corrosion, caractérisée par des crevasses, des alvéoles, des rainures, etc.

On peut donc affirmer que le mur du sidérolithique a une *morphologie karstique*, dans laquelle se dessine au Salève un aspect tropical. Cette conclusion s'appuie aussi sur l'existence du sidérolithique en poches.

La figure 1 permet de discerner les grands traits de la surface topographique éocène. Du Vuache à Neuchâtel, sa partie visible coïncide avec le Barrémien, puis elle tranche successivement sous un angle très aigu les étages de l'Infracrétacé et du Malm. A l'E, elle se prolonge sous la molasse du Plateau, et au NE se raccorde avec

celle qui figure dans le travail de HAUBER (1960). Dans la direction opposée, on rencontre d'abord les dépressions cénomaniennes de Saint-Point et de Bellegarde, puis le fossé bressan.

Cette surface d'érosion surprend par le contraste qui existe entre l'uniformité de ses grandes lignes et le caractère très accidenté de sa morphologie. Les phénomènes d'altération et de dissolution qui l'ont façonnée avaient donc ceci de particulier que, dans le détail, ils engendraient un relief irrégulier, tandis qu'à l'échelle du territoire leur action se traduisait par un nivellement. Ces traits se retrouvent, en moins accusés, il est vrai, dans le karst jurassien actuel (AUBERT 1969), de même qu'au mur des bauxites provençales.

Climat

Le climat de l'Eocène était subtropical, chaud, plutôt humide. Tous les avis concordent sur ce point, qu'ils soient basés sur des critères biologiques ou sur des données géochimiques (BOURDIER 1961; SITTLER 1965). Pourtant à la fin de la période apparaissent des indices de dessèchement: galets éolisés cités plus haut, sables éoliens du Mormont (BERSIER & BADOUX 1937), croûte calcaire de Saint-Point et de Lohn près de Schaffhouse (HOFMANN 1960), évaporites de la Bresse (CHOIGNARD 1964).

Origine du sidérolithique

Les matériaux qui le constituent proviennent des résidus de l'ablation des étages qui font défaut au sommet de la série stratigraphique. Cette explication n'est plus mise en doute depuis la remarquable monographie de FLEURY (1909). Au demeurant, elle est corroborée par la présence dans le sidérolithique même, de galets résiduels, de fossiles remaniés, de silex et surtout d'un cortège de minéraux lourds identiques à ceux des terrains disparus (VON MOOS 1936; DUPLAIX, GUILLAUME & LEFAVRAIS 1965; THALMANN 1966; SCHÄR 1967). Le phénomène d'érosion a dû être à peu près le même partout, et pourtant, suivant les régions, il a donné des résultats différents correspondant à des faciès spécifiques. Il faut donc distinguer plusieurs cas.

Sidérolithique à bolus

Au cours d'une *période initiale de biostase*, les craies, grès et marnes du Crétacé supérieur et moyen, puis les calcaires sous-jacents, sont successivement altérés ou décalcifiés sous un climat chaud et humide. La phase soluble comprenant surtout des carbonates, entraînée par lessivage, se précipite dans les bassins périphériques. Quant à la phase insoluble et résiduelle elle transforme ses illites en kaolinites (EPPRECHT 1963) en conservant ses minéraux lourds, ses grains de quartz et partiellement tout au moins ses oxydes et hydroxydes de fer. Le résultat est un sol latéritique.

La seconde étape correspond à un *remaniement* de ce sol. Beaucoup de gisements portent en effet les traces d'un transport: stratification entrecroisée, lentilles de matériaux détritiques, débris de pisolites, etc. EPPRECHT (1963) a même pu distinguer un sidérolithique autochtone et un sidérolithique remanié sous climat semi-aride. Cela implique donc l'existence d'une rhexistasie consécutive à un changement de climat. ERHART (1967) lui-même déclare que le sidérolithique est le témoin d'une rhexistasie. Au cours de cette opération, les sols latéritiques ont donc été érodés, et leurs matériaux déposés dans des bassins de décantation. Or les dépôts connus se trouvent tous

sur le calcaire; on peut donc se demander s'il ne s'agissait pas de bassins fermés, de poljés, au fond desquels l'eau abandonnait une partie de sa charge de bolus, puis entraînait le reste dans les fissures de la roche. A Saint-Point et à Bellegarde, les influences lacustres que l'on a relevées s'expliquent par le retard de l'infiltration dû à la faible perméabilité du substratum cénomanien.

Le sidérolithique ne renferme que rarement, comme à Saint-Point et dans le bassin rauraque, des éléments détritiques arrachés à la roche saine, ce qui implique que l'érosion ravageant les sols a été incapable de se poursuivre en profondeur. Cela tient sans doute à la nature calcaire du substratum rocheux; sitôt dégagé il a dû enrayer l'écoulement superficiel au profit de l'infiltration, et par voie de conséquence, provoquer la régénération d'un sol en équilibre avec les nouvelles conditions climatiques.

Il n'est pas exclu que le remaniement du sidérolithique soit dû en partie au vent, dont on a observé quelques effets. Quoi qu'il en soit, ces transports ont entraîné par endroits une ségrégation, certaines poches étant occupées par des sables à l'exclusion des argiles, et vice-versa.

Biostasié et rhexistasié ont pu alterner au cours de cette immense période. Pourtant la seconde a certainement été prédominante à la fin de l'Eocène, puisque les dépôts datent de cette époque. Peut-être même s'est-elle poursuivie au début de l'Oligocène, ce qui expliquerait la continuité de la série du sondage de Pré Royer.

Sidérolithique gréseux

VATAN (1949) a démontré qu'il provient du démantèlement des grès verts albiens. Sa présence à Genève et à Bellegarde s'explique par l'importance de ces grès dans le Jura méridional et par l'extension du même faciès dans le Céno-manien (GUILLAUME 1966). En revanche leur faible teneur en argile et la présence de glauconie posent un problème.

La latéritisation a dû se produire là comme ailleurs; c'est le remaniement qui a différé en ce sens que la fraction fine a été exportée et que seuls les sables ont été retenus. Cette ségrégation implique un écoulement bien organisé. C'est aussi ce que signifie la présence de glauconie, à savoir qu'une fois la couverture pédologique éliminée, l'érosion mécanique a pu s'attaquer directement aux grès verts, dont les constituants non altérés se sont déposés dans les bassins de sédimentation³⁾.

Le sidérolithique gréseux devrait donc son existence à une rhexistasié plus prononcée et plus durable, qui s'explique par le caractère marno-gréseux du sous-sol, moins propice que le calcaire au soutirage des eaux de surface. Peut-être la tectonique qui semble avoir été active dans cette région, a-t-elle contribué également à entretenir un relief favorable au ruissellement.

Eocène lacustre

A part quelques passées rubéfiées, la latéritisation n'a pas laissé de traces dans le bassin bressan, sauf sur son bord occidental où CHOIGNARD (1964) signale des horizons ferrugineux et des sables siliceux. Les sédiments tirent leur origine de la désagrégation de la roche fraîche, ce qui est confirmé par la prédominance de l'illite

³⁾ Ailleurs, la glauconie n'a été signalée que dans des poches, où elle pourrait provenir de l'Hauterivien encaissant. En outre j'en ai observé quelques granules dans les grès éoliens du Mormont.

(SITTLER 1965). Le même auteur explique cette situation par le jeu de l'affaissement bressan qui exposait les terrains crétacés à l'érosion mécanique.

En revanche on ignore ce qui s'est passé avant, c'est-à-dire pendant la lacune du Crétacé supérieur.

Conclusions et paysage jurassien

Au cours de la longue période qui a précédé la transgression oligocène, le Jura a l'aspect d'une plaine, interrompue à l'W par la fosse bressane. Sur cette surface uniforme se dessinent pourtant quelques rides dues à des accidents tectoniques précoces.

Au début, le territoire est en équilibre biostasique. Une couverture pédologique et végétale, un climat chaud et humide, déterminent une altération continue de la roche sous-jacente et activent une pédogenèse de caractère latéritique. Le résultat est un relief uniforme dans ses grandes lignes et accidenté dans le détail.

Pour finir, ou périodiquement peut-être, un régime rhexistasique s'installe. A la suite de changements climatiques, les sols, et par endroits la roche, subissent une érosion mécanique et leurs débris s'accumulent dans les zones déprimées ou s'insinuent dans les fissures du calcaire.

L'Oligocène

Introduction

En comparaison de l'Eocène, c'est une période mouvementée. Son instabilité dont on attribue évidemment l'origine à l'orogénèse alpine, se manifeste par des mouvements tectoniques et par une transgression comportant une grande variété de faciès. Cette transgression s'opère à partir de trois bassins de subsidence :

- *La subsidence rhénane* qui influence le Jura oriental, notamment le bassin rauraque.
- *La subsidence bressane* déjà active à l'Eocène, causée par le jeu d'un faisceau de failles. Elle provoque le dépôt de plusieurs centaines de mètres de marnes et de calcaires, complétés par des conglomérats dans la zone bordière jurassienne (LEFAVRAIS 1962).
- *La subsidence molassique* enfin qui débute à ce moment. La sédimentation lacustre ou lagunaire qui lui est liée va s'étendre sur une marge plus ou moins large de l'arc jurassien. C'est là que se cantonne notre étude.

Les *difficultés stratigraphiques* les plus graves se présentent à propos de cette période. La diversité des faciès, l'isolement des affleurements, la rareté des fossiles qui contraste avec la fréquence des formes remaniées, la cristallisation des calcaires lacustres, s'opposent à des déterminations chronostratigraphiques précises. C'est pourquoi nous avons été contraint de rassembler tous les terrains oligocènes en une seule unité stratigraphique, qui correspond donc à la « molasse d'eau douce inférieure » des anciens. Cette façon de procéder, qui restreint évidemment la précision de notre analyse, a l'avantage de diminuer les risques d'erreurs, puisque la détermination de l'Oligocène se ramène en définitive à l'identification d'un faciès d'eau douce. Il y a donc peu de risques de confusions avec le Miocène marin, ni même avec le Miocène lacustre supérieur localisé dans une région bien déterminée et, au surplus, pétrographiquement différent.

Pour plus de sûreté, nous avons laissé de côté certains affleurements insolites⁴), ne tenant compte que des faciès comparables à ceux des séries classiques. DUPLAIX & GUILLAUME (1963) utilisent les minéraux lourds pour distinguer les sédiments oligocènes et miocènes. Nous examinerons plus loin ce qu'il faut penser de cette méthode.

Début de la transgression molassique

Dans le Jura central et surtout à son pied, l'existence de *calcaires lacustres* au contact du Crétacé et de la molasse oligocène a été signalée à Gorgier (lac de Neuchâtel) et à Orbe par SCHARDT (1880, 1901), au lac Ter (val de Joux) par JACCARD (1869) et NOLTHENIUS (1921). Ces calcaires ont été généralement attribués au Sannoisien par les anciens auteurs, sur la base de leurs faunes de Gastéropodes. Plus récemment, des formations semblables ont été découvertes près de Pontarlier (CHAUVE 1959) et dans les environs de Genève (RIGASSI 1957, MICHEL 1965, VERNET 1964a).

Un forage implanté au port de Chez-le-Bart m'a permis de retrouver en profondeur le niveau de Gorgier. Il s'agit d'un mètre de calcaire à Charas, renfermant des galets de Crétacé inférieur à sa base, et reposant sur le Barrémien corrodé et rubéfié.

A Pompaples (fig. 12, coord. 528.850/169.750) les dalles de Barrémien affleurant sur un chemin agricole sont creusées d'alvéoles et de crevasses de dissolution remplies de calcaire lacustre rubéfié. Au-dessus s'étend la molasse, visible dans le talus. Enfin, des fouilles m'ont donné l'occasion d'observer le «Sannoisien» du lac Ter (fig. 6, n° 1), en particulier des conglomérats dont les galets roulés portent tous une gangue de concrétion de 2 à 3 mm d'épaisseur. La majorité provient du Crétacé inférieur, quelques-uns du Cénomaniens.

La plupart de ces calcaires de la base de la série oligocène possèdent des Charas et des Mollusques d'eau douce. En revanche, ils ne renferment pas de silex, jamais de gypse et peu de quartz. Ils signifient que les lagunes stampiennes ont été précédées de petits bassins lacustres à précipitation carbonatée. La dissolution s'exerçait donc aux alentours, ce que confirme la morphologie karstique de Chez-le-Bart et de Pompaples. Mais l'érosion mécanique se produisait aussi, en particulier à Chez-le-Bart et au lac Ter où se trouvent des galets.

Zone interne

L'aire jurassienne où s'est produite la sédimentation oligocène peut être divisée de l'intérieur vers l'extérieur, en *trois zones successives*, caractérisées par des faciès non identiques (fig. 4). La *zone interne* comprend la molasse du pied de la chaîne et ses dépendances dans les premiers synclinaux. Au pied du Jura, la série, dans ses grandes lignes, est à peu près la même partout, avec cette différence pourtant que l'Aquitaniens n'est présent qu'à partir d'Yverdon au NE. La stratigraphie établie par JORDI (1955) dans la région yverdonnoise et garantie par des faunes de Vertébrés, peut nous servir de point de départ:

⁴) Celui des Crozets (angle SW de la feuille de Morez 1:50000) mérite pourtant d'être signalé. Dans le lit du ruisseau du Coupet (1 km au S du village), on observe une série horizontale de calcaires lacustres et de marnes bariolées, en discordance sur du Portlandien redressé ou vertical. Plus bas affleure un conglomérat de fragments portlandiens. Aucun fossile n'y a été découvert.

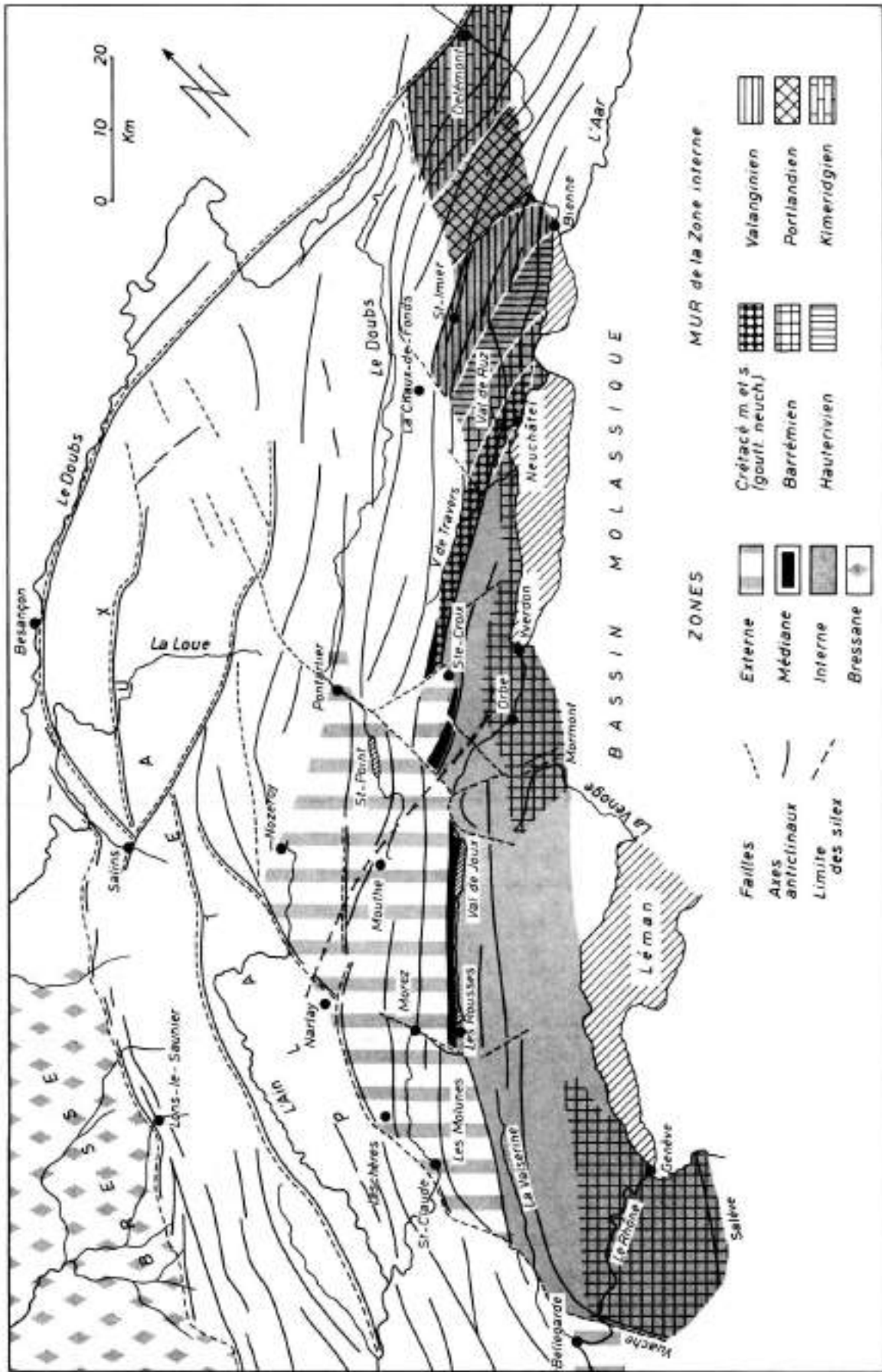


Fig. 4. Répartition des sédiments et des faciès oligocènes.

<i>Aquitainien:</i>	Grès grossiers, marnes bariolées.
<i>Stampien supérieur:</i>	Série des marnes gypseuses, bancs calcaires, niveaux charbonneux. Série dolomitique. Calcaires lacustres avec marnes et grès. Grès de Method. Série des marnes bariolées avec niveaux calcaires.
<i>Stampien moyen:</i>	Grès de Suscévaz. Marnes bariolées, avec conglomérats, grès verts, bancs calcaires.

Dans les synclinaux jurassiens, on rencontre l'un ou l'autre de ces faciès, modifiés parfois par des influences locales. La vallée de la Valserine renferme des calcaires lacustres, des marnes bariolées accompagnées par endroits de conglomérats. Leurs affleurements se disposent sur une distance de 25 km et s'élèvent à l'altitude de 1345 m entre la Dôle et la Faucille (MICHEL 1955).

Ces terrains, que PIERÇON (1932) prenait pour de la molasse marine, ont pu être datés du Chattien par leur faune d'Ostracodes (RIGASSI 1957). En revanche, ceux des Rousses n'ont fourni que des restes de *Microcodium* et de Characées. A la vallée de Joux où ils n'étaient pas connus, un forage récent a traversé, sans en atteindre la base, plus de 50 m de marnes calcaires finement gréseuses, gris-jaunâtres, avec de petits quartz, de la glauconie plus ou moins altérée et quelques galets disséminés. Jusqu'ici cette série n'a fourni que des microfossiles remaniés du Crétacé supérieur (comm. manuscrite de M. Oertli).

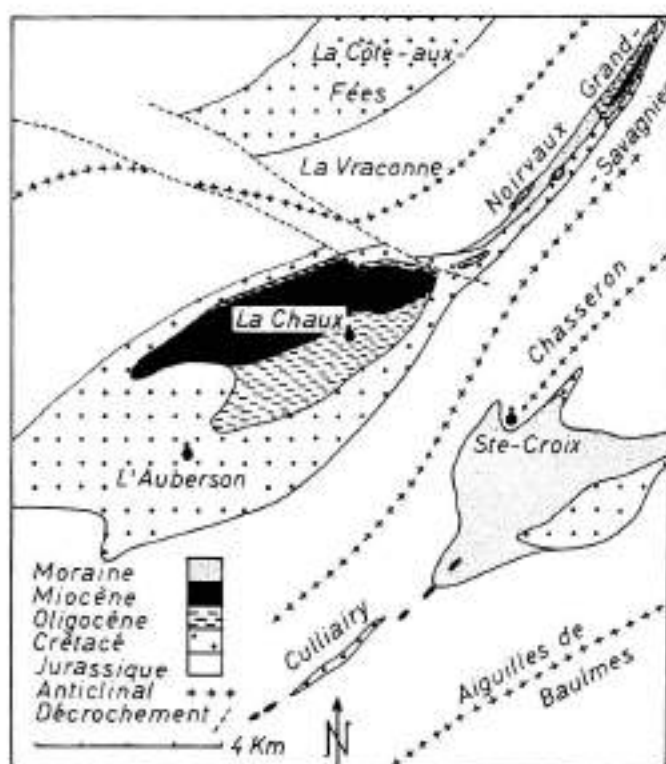


Fig. 5. Carte géologique de la région de Sainte-Croix.

(Le Miocène marin a été observé dans le synclinal de la Côte-aux-Fées, au-delà des limites de la carte).

A l'E du décrochement de Pontarlier, ces faciès font défaut dans les synclinaux, et la zone interne proprement jurassienne s'interrompt. Elle réapparaît à l'E de Sainte-Croix (fig. 5), dans le vallon de Noirvaux où les forages du Miguet (route de la Vraconne) ont traversé des terrains semblables, au val de Travers (JEANNET 1927, RICKEN-

BACH 1925, FREI 1925) toujours avec les mêmes faciès, qui se retrouvent ensuite à Rochefort non loin de Neuchâtel (SCHARDT 1906), puis dans le val de Ruz, dans le synclinal du Jorat au-dessus du lac de Bière (SCHARDT 1904) et enfin dans le vallon de Saint-Imier. C'est là qu'apparaissent les premiers niveaux caractéristiques du bassin rauraque, les calcaires lacustres delémontiens à Courtelary (ZIEGLER 1956), et plus loin à Tavannes, la molasse alsacienne.

Faciès. Le caractère lacustre de ces formations est authentifié dans bien des cas par des Gastéropodes ou des Charas, en général en mauvais état; dans les autres, il faut bien le reconnaître, la détermination ne repose que sur l'absence d'organismes marins, argument qui n'est pas sans valeur car ces restes abondent dans la molasse miocène.

On retrouve ici ou là dans ces terrains, du gypse et de minces niveaux carbonneux. L'influence locale se marque par la présence de conglomérats calcaires et de marnes finement gréseuses et plus ou moins glauconieuses, provenant de la désagrégation des grès verts.

Les micas, abondants en plaine, n'existent qu'en petites quantités. La répartition des *minéraux lourds* est plus variable encore. DUPLAIX & GUILLAUME (1963), auxquelles nous devons la plupart de nos connaissances sur ce sujet, en distinguent deux familles, celle où dominant la tourmaline et le zircon, d'origine locale, et celle de l'épidote et du grenat provenant des Alpes. La première, selon ces auteurs, caractériserait l'Oligocène, la seconde le Miocène. En réalité, les choses se présentent d'une manière un peu plus compliquée.

En effet, au pied du Jura, dans la molasse chattienne, l'épidote domine partout (VERNET 1959, SCHÄR 1967), alors que les sédiments du même âge de la Valserine renferment en priorité de la tourmaline, de même que les marnes rouges de la région locloise qui datent pourtant de l'Helvétien. Le spectre des minéraux lourds n'a donc pas de valeur stratigraphique absolue; en revanche, il fournit de précieux renseignements sur les conditions de sédimentation. La prédominance de la tourmaline signifie une alimentation locale dans un bassin plus ou moins isolé, tandis que celle de l'épidote correspond à une zone ouverte accessible aux détritiques alpins. Il est donc compréhensible que les lagunes oligocènes du Jura appartiennent généralement au premier type et la mer miocène au second.

La Bresse représente un cas particulièrement simple (DUPLAIX, GUILLAUME & LEFAVRAIS 1965; CHOIGNARD 1964). A l'Oligocène supérieur le groupe de l'épidote succède progressivement à celui de la tourmaline. Dans le Jura, au contraire, la répartition des minéraux lourds trahit la diversité des bassins de sédimentation. Dans la Valserine, comme on vient de le voir, la tourmaline est prépondérante; c'est l'épidote au contraire dans la molasse des Rousses, attribuée pour cette raison au Miocène par les auteurs ci-dessus. A la vallée de Joux enfin, l'éventail est encore différent et rappelle celui du Crétacé moyen (comm. manuscrite de M^{me} S. Guillaume), de l'érosion duquel proviennent sans doute ces sédiments.

Le régime des lagunes chattiennes dépendait donc de l'état de leurs communications avec l'extérieur; il pouvait être lacustre, parfois confiné, ou encore saumâtre comme l'ont révélé leurs Ostracodes (VERNET 1956, RIGASSI 1957), ou même marécageux dans le cas des passées carbonneuses. Les sédiments étaient surtout d'origine locale: grains de quartz et de glauconie arrachés aux sables albiens, granules et galets

du Crétacé inférieur, quelques silex dans la Valserine. A cette sédimentation détritico s'ajoutait la précipitation de la calcite qui constitue le ciment de toutes ces formations. Le gypse avait naturellement une origine semblable.

Zone médiane

Dans la partie centrale de notre territoire, la zone interne est limitée par la zone médiane (fig. 4). C'est une bande étroite, disloquée par la tectonique ultérieure, dans laquelle les faciès précédents sont complétés par d'autres qui témoignent de conditions particulières d'érosion et de dépôt. Il s'agit principalement de marnes rouges et de conglomérats reposant en discordance sur le substratum plissé ou faillé de la ride oligocène décrite antérieurement (AUBERT 1959).

Affleurements

A la vallée de Joux, où cette zone est particulièrement caractéristique, elle est représentée par une série d'affleurements tous situés le long de la même unité tectonique. Celui des Rousses (RAVEN 1932) est illustré par la figure 9. Les plus importants sont groupés dans le synclinal du Lieu comme le montre la figure 6. D'autres sont dissimulés par la moraine et n'apparaissent que temporairement dans des fouilles, comme celui de la station d'épuration du Lieu (fig. 6, n° 3). Enfin, les mêmes terrains ont pu

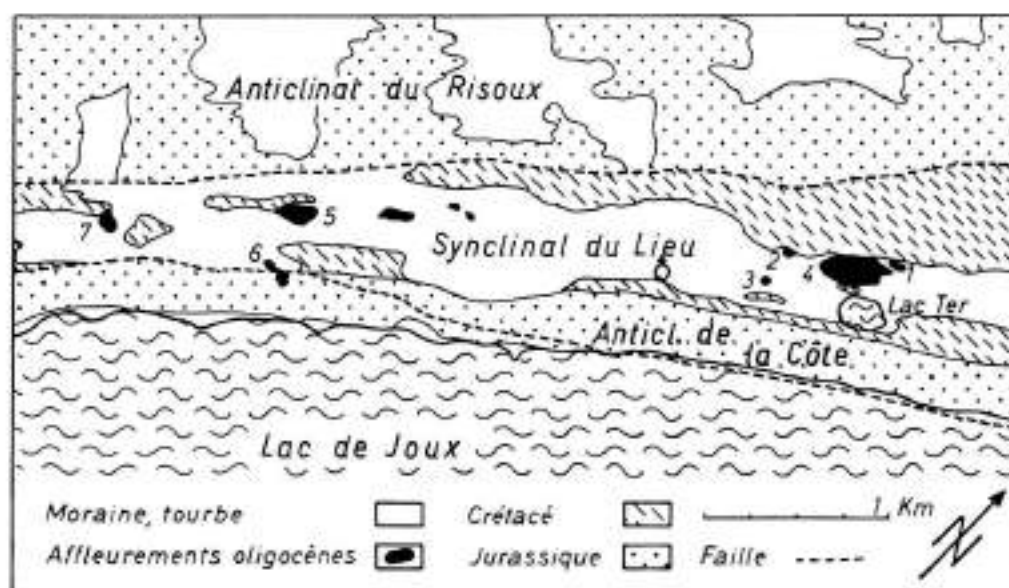


Fig. 6. Affleurements d'Oligocène aux environs du Lieu (Val de Joux).

1 (511.85/167.5) et 2 (512.35/165.85): «Sannoisien» du lac Ter. 3 (511.85/167.20): station d'épuration. 4 Lac Ter, point 1055,9 (512.2/167.7); 5 Grand-Sagne 1 (509.85/165.9); 6 Grand-Sagne 2, point 1086,9 (509.95/165.60); 7 Combenoire (509.15/165.15).

être observés lors de l'électrification du tunnel du lac Brenet, à l'extrémité NE de la vallée de Joux, dans un plan de charriage de la Dent de Vaultion (fig. 11), et une série semblable a été décrite autrefois non loin de là dans la conduite d'évacuation du lac (NOLTHENIUS 1921).

Cette zone médiane se retrouve avec les mêmes caractères au-delà du décrochement de Pontarlier, dans le vallon de la Jougenaz (fig. 4, au SW de Sainte-Croix).

En revanche, aux environs immédiats de cette localité, je n'ai découvert qu'un bloc de conglomérat à Culliairy, qui pourrait provenir d'un affleurement dissimulé sous les éboulis ou pincé dans le plan de charriage des Aiguilles de Baulmes (fig. 5).

Au NE de Sainte-Croix, dans le vallon de Noirvaux, un paquet de marnes colorées et de conglomérats à gros blocs est appliqué au Malm fortement redressé du flanc N, tandis qu'au pied du versant opposé, ils reposent sur l'Hauterivien (RITTENER 1902). Ils affleurent encore un peu plus à l'E, au Grand-Savagnier, où ils s'intercalent entre le Portlandien et l'Aquitaniens (JEANNET 1927). Au-delà, on n'observe plus rien de semblable, aucune formation grossière à part les conglomérats de base de la série molassique. C'est donc l'extrémité de la zone médiane et des phénomènes d'érosion qui lui sont propres.

A l'autre bout, elle s'interrompt au décrochement de Morez. Plus loin les faciès qui la caractérisent existent encore, dispersés sur le plateau des Molunes, mais sans discordance appréciable avec le Barrémien. La zone médiane perd donc son individualité à l'W du décrochement de Morez et fait place à un territoire de transition entre les zones interne et externe.

Faciès

Le plus caractéristique est la *gompholite*, terme par lequel on désigne ordinairement ces conglomérats calcaires. La figure 7, tirée de l'affleurement n° 5 du Lieu permet de se faire une idée de sa structure grossière, liée à une stratification rudimentaire et à une hétérométrie très prononcée. Il s'agit en somme d'une accumulation désordonnée de fragments calcaires de toutes dimensions, associés à des grains de quartz et cimentés par une micrite. Le plus gros bloc, à Noirvaux, dépasse 2 m. Leur degré d'usure est du même ordre que celui des cailloux morainiques et leurs faces conservent parfois les traces d'une morphologie antérieure: alvéoles de corrosion, miroirs de friction, etc.

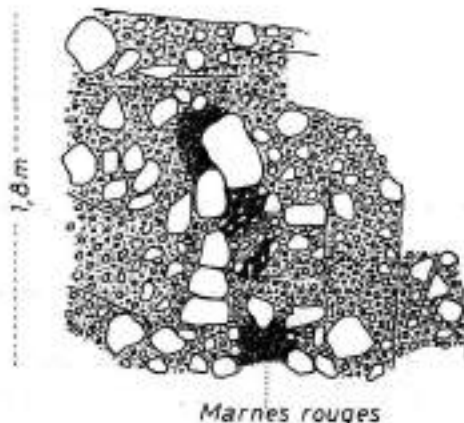


Fig. 7. Gompholite de la Grand-Sagne 1, détail (fig. 6, n° 5).

Le tableau 2 donne leur degré d'émoissé selon la formule de CAILLEUX & TRICART (1963):

$$E = \frac{2r \times 1000}{L}$$

L diamètre maximum.

r plus petit rayon de courbure dans le plan des deux plus grandes dimensions.

Tableau 2.

Le calcul porte sur 50 galets dans chaque cas.

Le Lieu 5:	149
Le Lieu 6:	234
Le Lieu 7:	168
Le Lieu 4:	190
Cailloux morainiques:	150

L'origine des galets est indiquée sur le 3^e tableau, basé sur 536 échantillons.

Tableau 3.

Affleurement	Mur	Galets en %			
		Barrémien	Hauterivien	Valanginien	Portlandien
Les Rousses	Valanginien/Portlandien	20	20	38	22
Le Lieu 4	Barrémien	42	32	27	0,5
Le Lieu 5	Valanginien	17	40	38	4
Le Lieu 6	Valanginien/Portlandien	18	17	43	23

Il existe aussi des fragments de Cénomaniens et de Gault, quelques silex, des pisolites, mais pas de calcaires lacustres.

Malgré l'élimination des éléments d'origine douteuse, des confusions sont possibles entre les étages du Crétacé inférieur, mais en aucun cas avec le Portlandien, et en définitive, c'est ce dernier qui est significatif. Cette analyse révèle donc une relation indiscutable entre l'origine des galets et la nature du substratum rocheux, et démontre du même coup que le dépôt de la gompholite a suivi de près l'érosion dont elle est issue.

Les autres faciès de la zone médiane affleurent rarement. Ce sont :

- Des *marnes rouges*, ocres, ou gris-bleutées, renfermant souvent des galets émoussés et parfois du gypse.
- Des *grès calcaires* assimilables à de menus conglomérats.
- De minces intercalations de *molasse*, c'est-à-dire des grès siliceux et glauconieux à ciment calcaire, renfermant quelques micas.

En revanche on ne connaît pas de calcaires lacustres. Les minéraux lourds sont du type tourmaline.

A part les fossiles remaniés, les restes organiques sont rares. Noirvaux a fourni une faune de Mollusques attribuée à l'Aquitaniens par DOUXAMI (1895) et RITTENER (1902). A la vallée de Joux on ne connaît qu'un *Helix* du groupe *ramondi*. Mais en plusieurs points on observe des débris de Charophytes et des algues encroûtantes du type *Microcodium* qui, d'après SITTNER (1965), caractérisent justement les conglomérats calcaires cimentés par une calcite de précipitation.

La coupe relevée en 1972 dans le chantier de la *station d'épuration du Lieu* (n° 3) a fourni quelques compléments d'information (fig. 8). A part un mince niveau d'altération qui ravine son mur, cette série se réduit à deux types pétrographiques: des conglomérats à galets cénomaniens peu émoussés et des marnes plastiques accompagnées de grès glauconieux, renfermant des fossiles albiens et quelques feuilletés de calcaire à Characées. C'est un exemple frappant de sédimentation sélective. Les

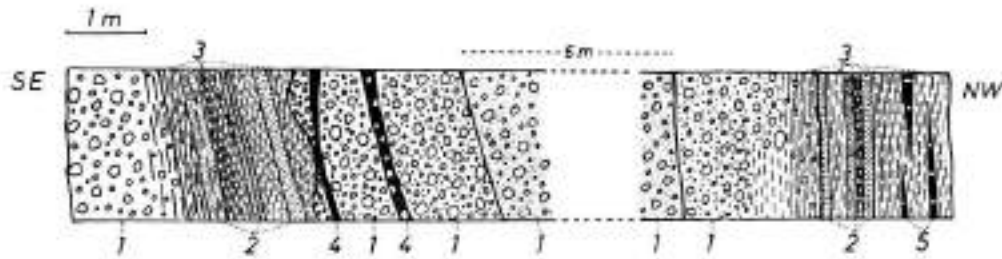


Fig. 8. Station d'épuration du Lieu (fig. 6, n° 3).

1 Conglomérat à ciment calcaire beige ou saumon et galets cénomaniens. 2 et 3 Grès et marnes glauconieux à fossiles albiens. 4 Niveaux rubéfiés. 5 Calcaire lacustre grisâtre à Charas.

conglomérats tirent leur origine exclusivement de la désagrégation du Cénomaniens, tandis que les marnes et le grès proviennent de l'érosion des grès verts du Gault. L'absence de fragments de Crétacé inférieur est surprenante.

Il est impossible de paralléliser cette coupe avec les affleurements voisins qui ne renferment qu'un petit nombre d'éléments albiens et cénomaniens. Elle confirme donc l'extraordinaire instabilité des conditions d'érosion et de dépôt de la zone médiane, et révèle la place que tenaient encore le Crétacé moyen et supérieur à l'Oligocène.

Discordance

Le propre de la zone médiane est la position discordante de l'Oligocène sur le substratum jurassique ou crétacé. Les trois cas les plus frappants ont été représentés sur les figures 9, 10 et 11. Aux Rousses, la gompholite recouvre obliquement le fond d'un petit synclinal; au Lieu n° 6, elle occupe un sillon qui entaille le sommet d'un anticlinal faillé; au tunnel du lac Brenet enfin, des terrains analogues tapissent la surface d'érosion du même pli.

En dehors de la zone médiane, on n'observe rien de pareil. Il existe pourtant des conglomérats semblables aux gompholites ainsi que des marnes rouges, surtout dans la zone externe, mais leur discordance sur le Crétacé n'est jamais prononcée.

Zone externe

Elle rassemble tous les affleurements situés à l'extérieur de la zone médiane. La figure 4 montre qu'ils sont cantonnés à Sainte-Croix, dans la région de Pontarlier et à l'W de son décrochement. Elle révèle aussi leur dispersion qui pourrait s'expliquer par la discontinuité des bassins de sédimentation. Au demeurant, rien ne prouve qu'ils sont synchrones.

Les calcaires et marnes lacustres de la Chaux, près de Sainte-Croix, ont pu être attribués avec certitude à l'Aquitaniens grâce à des Mollusques et à des Vertébrés (DOUXAMI 1895, RITTENER 1902) et à des Ostracodes (OERTLI 1956). On y a même trouvé une mâchoire de *Rhinoceros*. Ils affleurent aussi au Grand-Savagnier (JEANNET 1927), et RITTENER (1902) en signale des pointements aujourd'hui invisibles dans quelques synclinaux voisins.

Le pendant de la Chaux se trouve à l'autre extrémité de la carte, à Bellegarde, où JAYET (1927) a décrit 40 m de marno-calcaire et de molasse aquitaniens. Entre ces deux pôles, aucun gisement n'a pu être daté, quoique plusieurs aient fourni des traces d'organismes lacustres et beaucoup d'algues encroûtantes. Le plus important et le moins

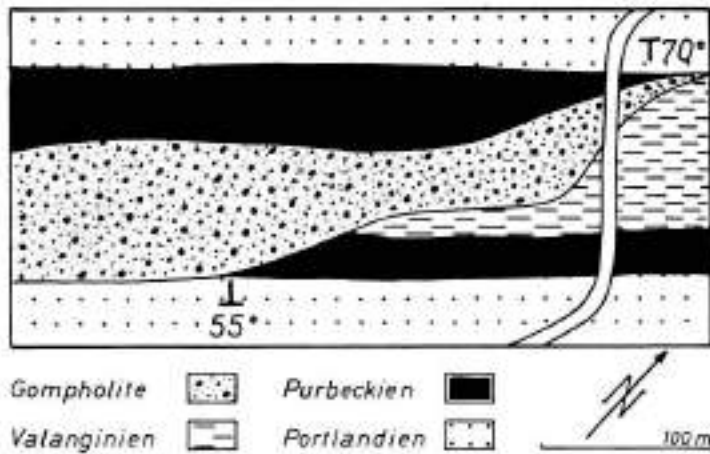


Fig. 9. Gompholite des Rousses (Carte géol. Morez-Bois-d'Amont, 886/173).

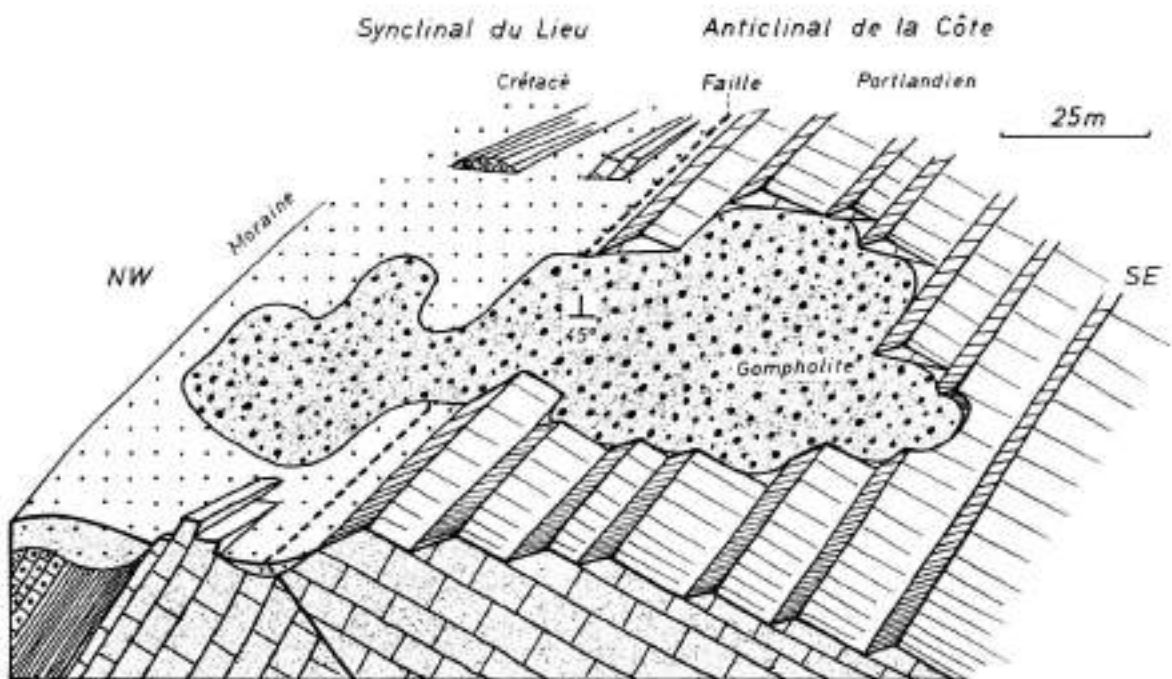


Fig. 10. Gompholite de la Grand-Sagne 2 (fig. 6, no 6).

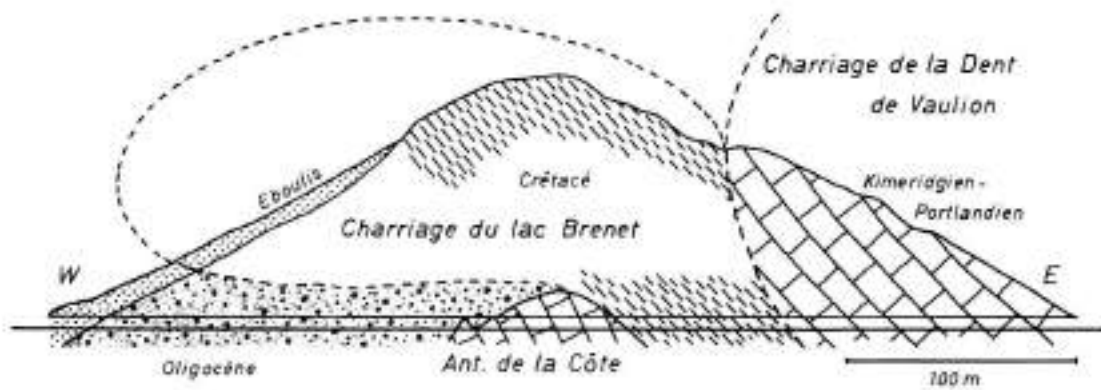


Fig. 11. Profil du tunnel du lac Brenet (Val de Joux). Dans le dessin original (AUBERT 1943, p.33) le Tertiaire a été considéré comme Miocène.

connu est celui de Saint-Point, qui affleure au rivage près de Vézenay et que des forages ont rencontré aux deux bouts du lac (COLLOT 1909). Il s'agit de marnes crayeuses, blanches ou saumon, renfermant des galets de calcaire lacustre avec incrustations, algues encroûtantes et *Microcodium*.

Les autres gisements ont un caractère plus grossier; mais c'est justement l'association de dépôts de précipitation et de formations détritiques diverses qui caractérise les faciès de la zone externe. Les premiers sont seuls représentés à Sainte-Croix et ils dominent à Saint-Point. Ailleurs viennent s'y ajouter des marnes sableuses ou à galets, et même des gompholites comparables à celles de la zone médiane, avec des blocs de près d'un mètre de diamètre à Nozeroy. En revanche il n'existe ni molasse, ni gypse, ni mica. Les silex n'apparaissent que dans la partie méridionale⁵⁾.

Les galets sont moins anguleux qu'à la vallée de Joux et stratifiés par endroits, ce qui implique un transport et un roulage plus prononcés. Cela ressort de la valeur de l'indice d'émoussé:

Nozeroy: 303 et 305
Leschères: 319 et 322

Deux Passages (Pontarlier): 370
Mouthe: 420

Les minéraux lourds appartiennent au groupe de la tourmaline (DUPLAIX, GUILLAUME & LEFAVRAIS 1963 et 1965; ALABOUVETTE 1965), sauf à Longchaumois dans la zone intermédiaire des Molunes, où l'épidote l'emporte (BERGOUGNAN 1968).

Isolée par la zone médiane, la zone externe se distingue par sa sédimentation autochtone. Elle comprenait vraisemblablement des cuvettes lacustres dans lesquelles se précipitait le calcaire lacustre et où s'accumulaient également, comme au pied des versants, des matériaux détritiques plus ou moins grossiers.

Le delta d'Orbe

Dans la région d'Orbe et de La Sarraz, les assises inférieures de la molasse ont la particularité de renfermer des *lentilles de conglomérats* – appelés aussi *gompholites* – bien significatives des conditions de sédimentation. En 1880 déjà, SCHARDT les avait décrites, puis CUSTER en 1928. La figure 12 montre leur extension et précise la situation des principaux affleurements. Mais il est évident qu'elles se prolongent à l'E sous la molasse comme l'indique l'affleurement dégagé par le Talent, et qu'elles devaient s'étendre autrefois dans la direction opposée avant l'ablation de la molasse du pied immédiat du Jura.

La figure 13 donne une idée de ce faciès. A une série inférieure gréseuse, succède une assise de cailloux mal classés et grossièrement stratifiés qui ne peuvent provenir que d'un transport de crue. La taille des galets ne dépasse pas une dizaine de cm dans la région d'Arnex et décroît dans toutes les directions sauf à Ferreyres. Leur indice d'émoussé est compris entre 345 et 350, sauf à Ferreyres de nouveau où il n'atteint que 290. Cette valeur qui est à peu près le double de celle des dépôts analogues de la zone médiane, implique une action de roulage effective. Mais parmi les galets plus ou

⁵⁾ La brèche de Narlay n'a cessé d'exciter la curiosité des géologues. PIERÇON (1932) y a signalé des Huîtres et des Pectens, mais cette observation n'a jamais été confirmée (A. GUILLAUME s.d.). Ces conglomérats ne diffèrent pas des autres. Ils renferment aussi des galets encroûtés d'algues. Jusqu'à plus ample informé, nous les assimilons donc à ceux de la zone externe.

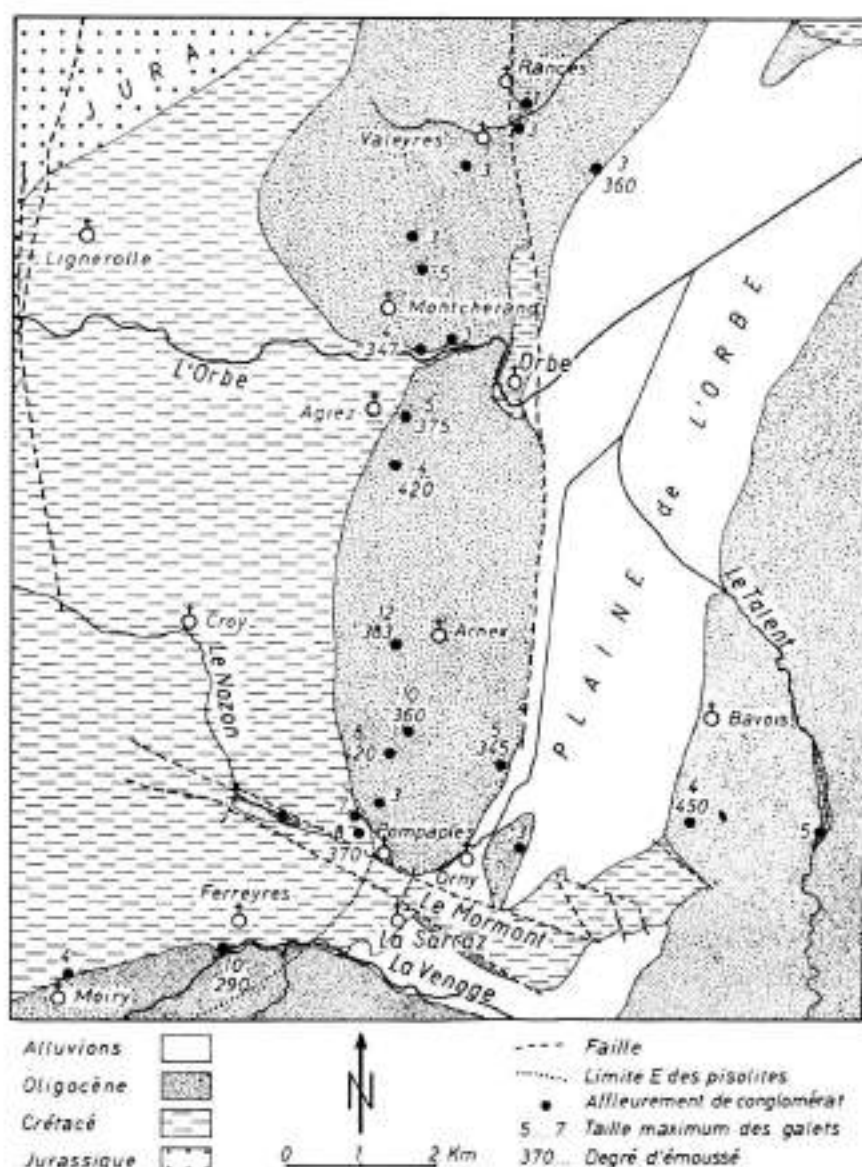


Fig. 12. Delta d'Orbe.

moins arrondis, on découvre des formes minces et plates, triangulaires ou réniformes, qui portent la marque du va-et-vient des vagues sur une grève.

Ces éléments proviennent du Crétacé inférieur, surtout du Barrémien. VONDER-SCHMITT & TSCHOPP (1953) y signalent aussi des cailloux portlandiens. De mon côté j'y ai récolté des fragments de grès verts et, parmi les granules, beaucoup de céno-maniens, des quartz parfois volumineux et de la glauconie. M^{me} S. Guillaume y a observé une microfaune remaniée du Crétacé supérieur (comm. personnelle). Enfin presque tous les affleurements ont fourni de petits silex émoûssés. Beaucoup de galets portent des traces de rubéfaction, mais jamais d'encroûtement. Les micas font défaut, même dans les grès intermédiaires, comme l'avait déjà remarqué SCHARDT (1880), et les minéraux lourds du groupe de la tourmaline sont largement prédominants (DUPLAIX, GUILLAUME & LEFAVRAIS 1965).

Ces sédiments, tous d'origine jurassienne, ne peuvent provenir que d'un affluent de la lagune chattienne; nous l'appellerons la «rivière des silex». Dans les conditions ordinaires elle transportait des boues, des sables et des carbonates dissous. En crue, elle épandait à son embouchure les matériaux grossiers des gompholites.

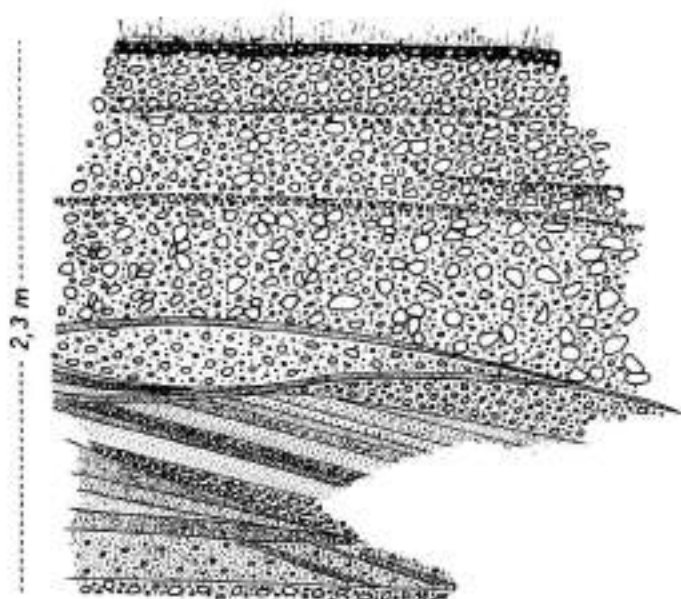


Fig. 13. Gompholite d'Arnex (Carte géol. d'Orbe, 529.15/171.65).

D'où venait ce cours d'eau? Les silex vont nous permettre de remonter à sa source. Rares à la vallée de Joux, inexistant plus à l'E, comme les granules de Cénomaniens, ils augmentent en nombre et en taille à l'W, à Narlay et surtout à Leschères (ALABOUVETTE 1965). Au-delà des limites de la figure 4, à Lains, sur la carte de Moirans-en-Montagne, subsistent aujourd'hui encore des lambeaux de craie à silex du Crétacé supérieur. La rivière des silex devait vraisemblablement s'alimenter dans ces régions occidentales, parcourir ensuite la zone externe, puis franchir la zone médiane à l'W de la Jougneaz, peut-être à l'emplacement du décrochement de Pontarlier.

Les grains de quartz des grès et de la gompholite ont souvent une morphologie éolienne. BERSIER (1938) qui l'avait déjà remarqué, pense qu'il s'agissait de sables désertiques transportés ultérieurement par des cours d'eau. Le problème paraît moins simple, car cette micromorphologie particulière existe déjà dans les grès aptiens et albiens, comme l'a observé BERTSCHY (1958). La question reste donc pendante de savoir si l'éolisation des quartz oligocènes est un héritage crétacé ou le résultat d'un façonnement tertiaire. Du reste les deux possibilités ne s'excluent pas⁶⁾.

Dans l'ensemble, les gompholites du delta de l'Orbe sont semblables les unes aux autres, à l'exception toutefois de celles du voisinage du Mormont, qui présentent deux particularités: elles reposent directement sur le Barrémien et renferment une quantité notable de pisolites. Il y a donc lieu de distinguer un *premier épisode*, précédant la sédimentation molassique, pendant lequel la rivière des silex déversait ses alluvions au SW tout en érodant le sidérolithique; puis une *seconde phase*, au début des lagunes chattiennes, caractérisée par un alluvionnement en direction du N et de l'E. Cela implique que la dépression de l'Orbe n'existait pas puisque la gompholite se retrouve sur son versant oriental, mais, qu'en revanche, le Mormont constituait un relief, comme à l'Eocène.

Bien qu'elles aient été à peine dérangées par l'orogénèse jurassienne, les gompholites portent les marques d'une tectonisation surprenante: galets déformés, polis, striés ou encore fracturés et ressoudés, grains de quartz fissurés, incrustés, etc.

⁶⁾ Ce problème sera repris dans un prochain travail, en collaboration avec M. Le Ribault, spécialiste de l'étude des quartz au microscope électronique à balayage.

Surface d'érosion

Dans la zone interne, et plus spécialement au pied du Jura, la surface d'érosion sur laquelle reposent les terrains oligocènes, ne diffère guère de la précédente. A l'W de Neuchâtel, on retrouve la même dalle barrémienne avec les accidents du Salève, du Vuache et du Mormont, et à l'E une surface sécante analogue à celle de l'Eocène. Mais ces deux secteurs s'articulent maintenant par la *gouttière neuchâteloise*, c'est-à-dire par une dépression structurale qui s'étend le long du val de Travers, puis se prolonge jusqu'à proximité du lac de Biemme (fig. 4). Son existence a pu être établie grâce à une série de forages et de galeries qui ont tous rencontré le Cénomanién ou le Crétaqué moyen au mur de la molasse.

On sait que dans la zone médiane la surface d'érosion tranche par endroits jusqu'au Malm, une ride tectonique. Dans la zone externe, où les observations sont peu nombreuses, elle coïncide généralement avec le Barrémien ou l'Hauterivién, sauf à Sainte-Croix, Saint-Point et Bellegarde, où les calcaires lacustres sont superposés, partiellement tout au moins, au Gault, au Cénomanién ou encore à l'Eocène. Peut-être s'agit-il aussi de dépressions structurales.

Tectonique

Il est difficile de distinguer d'autres structures que celles qui viennent d'être mentionnées. Pourtant la figure 4 montre que la zone externe se trouve en grande partie comprise entre deux lignes actuelles de dislocations, le décrochement de Pontarlier à l'E, une chaîne de cassures prolongeant le Vuache à l'W. Il est donc permis d'imaginer que ces accidents étaient déjà esquissés lors de la sédimentation oligocène. D'autre part, la région de Sainte-Croix a l'aspect d'une sorte de charnière qui se retrouvera à la période suivante; on y a signalé en effet le rétrécissement de la zone interne, l'existence d'un bassin aquitanién, et un peu plus au N, la fin de la zone médiane coïncidant avec l'extrémité de la *gouttière neuchâteloise*.

Enfin rappelons le remplissage de la Bresse consécutif au jeu de ses failles bordières, tandis qu'au Revermont l'Aquitanién repose en discordance sur un anticlinal de Rauracién-Séquanién (COUTELLE 1969).

Phénomènes d'érosion

Pour essayer de les comprendre, il faut connaître le *climat*. Or, dans ce domaine, on ne manque de renseignements basés soit sur la faune et la flore, soit sur la présence de gypse et sur la nature des minéraux argileux, etc. D'après SITTLER (1965), la température moyenne était de 18 à 20° et les périodes humides alternaient avec des saisons sèches. On a rapproché ce climat de celui de Madère.

La diversité des faciès trahit celle des procédés et des conditions d'érosion, qui dépendent eux-mêmes de la variété des roches, craies, grès, marnes, calcaires, dégagés successivement par les progrès de l'ablation; elle provient aussi des fluctuations climatiques qui déterminent des alternances de biostase et de rhexistase, ainsi que de l'activité tectonique.

La dissolution

Les conditions climatiques requises étant réalisées, elle a dû se produire sur toutes les surfaces calcaires, à l'exception des escarpements. On en trouve les traces dans la

morphologie caractéristique de certains blocs de la gompholite et du substratum calcaire de la molasse, dont un exemple est représenté sur la figure 14. En bordure de la Bresse, le sondage de Courlans, près de Lons-le-Saunier, a rencontré au sommet du Séquanien, une surface karstifiée et fossilisée par les sédiments oligocènes (LIENHARDT 1962).

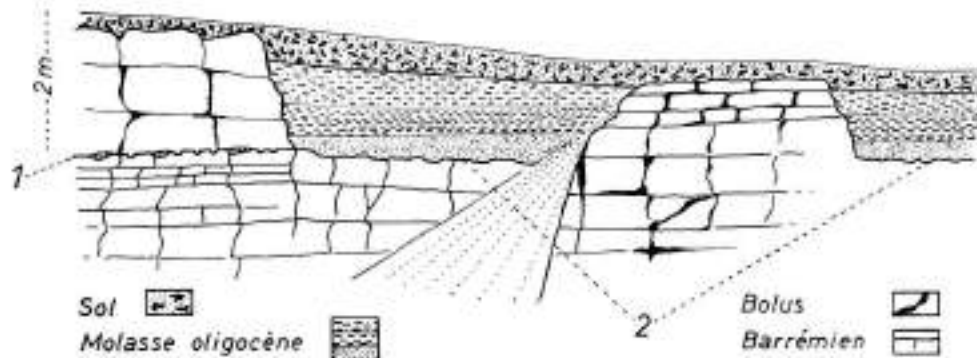


Fig. 14. Contact de la molasse oligocène et du calcaire barrémien près de Pomaples (Carte géol. Cossonay, 528.65/169.25). 1 Mur durci incrusté de sidérolithique. 2 Surface de corrosion.

Les conséquences sédimentaires de la corrosion sont tout aussi évidentes : calcaires lacustres, galets concrétionnés, algues encroûtantes, trame calcitique des formations gréseuses, etc, témoignent d'un apport considérable de calcaire dissous (JORDI 1955). C'est du reste à la fin de la période que la précipitation calcaire atteint sa forme la plus pure, par exemple dans les calcaires aquitaniens de la Bresse et de Sainte-Croix, et delémontiens du bassin rauraque, contemporains des travertins d'Ambérieu au S de la Bresse (COMBEMOREL 1972).

Quant au *sol* qui devait recouvrir la roche soumise à la dissolution pendant les périodes de biostasie, on connaît les résidus de son érosion – marnes rouges, panachées ou saumon et galets rubéfiés – qui se sont sédimentés dans les lagunes lors des phases de rhexistasie. Cette « terra rossa » était-elle un paléosol hérité de la période précédente? En partie peut-être puisque des pisolites se retrouvent dans les conglomérats. Toutefois il va de soi que la pédogenèse a dû se poursuivre pendant l'Oligocène. Produisait-elle encore des latérites? Les conditions climatiques paraissent plus favorables à la formation de sols rouges tropicaux (MILLOT, PERRIAUX & LUCAS 1961) présentant une plus grande diversité de minéraux argileux. TOURAINE (1971) en a décrit de pareils dans l'Oligocène provençal.

Seules des analyses systématiques permettraient de vérifier cette hypothèse. Celles qui ont été exécutées à Neuchâtel sous la direction de MM. Kubler et Persoz ont donné les résultats suivants, dont il est difficile de tirer des conclusions, du moment que l'on ignore ce qui appartient au sol primitif et ce qui est venu s'y ajouter en cours de remaniement (tableau 4).

L'érosion fluviale

La plupart des matériaux détritiques que renferment les sédiments oligocènes sont le résultat d'un transport fluvial et peut-être, pour une faible part, éolien. L'aire jurassienne a donc été parcourue par des cours d'eau dont un seul a pu être identifié; par conséquent son sol et localement ses roches ont été soumis à l'érosion par les

Tableau 4.

Localités	Montmorillonite	Interstratif.	Illite	Kaolinite	Chlorite
<i>Pied du Jura. Marnes rouges du Chattien inférieur</i>					
Agiez	15	–	51	24	10
Eclépens	16	–	53	3	28
Valeyres	34	1	33	27	5
<i>Jura. Argiles et marnes rouges</i>					
L'Abbaye (vallée de Joux)	31	3	32	34	–
Jougneuz	32	5	50	–	13
Noirvaux	46	–	30	15	9
Val de Ruz	57	–	18	19	6
Moyenne	33		38	17	10
Ecart type	15		13	12	9
Coeff. variation	45		35	71	87
<i>Sidérolithique (pour comparaison)</i>					
Moyenne	26		10	64	
Coeff. variation	42		50	9	

eaux courantes, dont on connaît deux témoins: la «vallée» de la figure 10, comblée de gompholite, et un canyon rempli de poudingue aquitain, signalé par SCHARDT (1910), à Pyrimont, en aval de Bellegarde. Toutefois cette forme d'érosion prépondérante sur les grès et les marnes du Crétacé moyen, a dû diminuer d'intensité, une fois dégagés les calcaires sous-jacents pour faire place à la circulation souterraine et à la dissolution.

La désagrégation des calcaires

L'originalité des gompholites, surtout celles de la zone médiane, implique des phénomènes d'érosion exceptionnels qui ne s'expliquent que par des conditions particulières. Ces éboulis plus ou moins remaniés ou simplement brassés, proviennent d'escarpements, ou tout au moins de versants raides, à défaut de quoi toute dislocation serait inexplicable dans les conditions climatiques de l'époque. S'agissait-il de falaises soumises à l'érosion littorale ou de versants affouillés par l'érosion fluviale? Cela paraît exclu, sinon la morphologie et la stratification des galets en auraient conservé la trace.

C'est l'exemple de la Bresse qui va nous suggérer une explication. A propos des failles bordières de subsidence, LEFAVRAIS (1962, p. 112) pense «qu'elles ont joué pendant tout l'Oligocène, occasionnant en Bresse l'accumulation et l'enfouissement d'énormes épaisseurs de conglomérats de piedmont». C'est aussi l'avis de CHOIGNARD (1964). MAGLIONE (1965) qui a étudié en bordure de la fosse les conglomérats de Grusse, comparables aux gompholites de la vallée de Joux, remarque qu'ils sont localisés au regard W des failles et que leur origine apparaît clairement; ce sont des dépôts de piedmont, ou si l'on préfère des *éboulis, détachés des escarpements de failles*.

La même explication peut s'appliquer aux nôtres, notamment à ceux de la zone médiane où des fractures ont pu édifier des reliefs vigoureux se prêtant à la désagrégation des versants calcaires les plus déclives. Pourtant les failles intégrées dans le plissement jurassien actuel sont pour la plupart des décrochements à rejet plus ou moins

proche de l'horizontale comme le montre la direction de leurs stries. Si notre hypothèse est juste, celles de l'Oligocène devaient en différer, comme celles de la Bresse, par une composante verticale – condition indispensable à la formation d'escarpements. On rejoint ainsi par une autre voie, le point de vue de GLANGEAUD (1952) sur l'existence de failles oligocènes de distension.

Quelques indices de ce *style tectonique* sont visibles dans le petit anticlinal de la Côte, à la vallée de Joux. Sur les figures 6 et 10, on voit que ce pli est formé de deux flancs qui s'articulent par une faille, dont l'ancienneté est certifiée par un lambeau de gompholite qui en recouvre localement la trace. Si cette cassure avait à l'origine un rejet vertical, on devait retrouver dans ses deux lèvres, la marque de contraintes perpendiculaires à la stratification. C'est bien le cas; les deux flancs de l'anticlinal ont subi certaines déformations qui n'existent pas ou guère dans les plis ordinaires: lignes de stylolites parallèles à la stratification, joints comprimés portant des colonnettes à facettes striées et s'emboîtant les unes dans les autres, diaclases perpendiculaires au plan de stratification et déformées par les mouvements ultérieurs, stries perpendiculaires aux couches, etc. Ce problème mériterait d'être étudié pour lui-même.

Il devrait exister aussi une relation entre la trace des cassures actuelles et l'emplacement des gompholites. Il faut bien reconnaître qu'elle n'est pas évidente, sauf dans la zone médiane, parcourue dans toute sa longueur par d'importantes failles.

En résumé, on peut dire que les *conglomérats oligocènes s'expliquent par une tectonique cassante à composante verticale, engendrant des escarpements propices à la désagrégation mécanique*. Nous verrons plus loin que les mouvements tangentiels du Tardipontien ont donné des résultats fort différents.

Ablation

Dans la zone interne, la similitude du substratum de l'Oligocène et le l'Eocène, ne permet pas de calculer l'ablation qui s'est produite dans l'intervalle des deux dépôts, ce qui s'explique par la sédimentation tardive du sidérolithique. En revanche, dans la zone médiane, la discordance sur le Jurassique supérieur, et en bordure de la Bresse sur le Bathonien (MAGLIONE 1965), ainsi que l'existence de galets de même âge, sont révélatrices de ses progrès dans ces régions disloquées. Mais en dehors d'elles, le Crétacé moyen et supérieur devaient occuper encore de grandes étendues.

Paysage

Au cours de l'Oligocène, le Jura conserve l'aspect d'un plateau dont le bord interne est maintenant inondé par les lagunes molassiques, et l'extrémité W interrompue par le fossé bressan qu'il dominait de près de 700 m (LIENHARDT 1962, p. 259). Si les lagunes et le lac de Bresse étaient au même niveau, ce qui paraît vraisemblable, la pente générale du Jura, d'W en E, devait être de 10⁰/₀₀ environ. Mais elle n'était pas uniforme. La surface jurassienne présentait des accidents: cuvettes lacustres, rides, talus et escarpements tectoniques, vallées fluviales, etc. Les eaux courantes modelaient les reliefs marneux et gréseux; un karst couvert occupait les zones calcaires, et les régions peu déclives étaient revêtues d'un sol ferrugineux et d'une végétation de Palmiers, Camphriers, Lauriers, Cyprès, etc.

Le Miocène marin

Le Miocène est caractérisé par la *transgression marine burdigalienne et helvétique*, suivie au Tortonien d'un *régime lacustre et continental*. Ces deux événements seront traités successivement.

Faciès

L'identification des molasses marines basée sur des fossiles significatifs, ne présente pas les mêmes difficultés que dans la période précédente. Du reste, la diversité des faciès est également moins prononcée en raison de la relative uniformité du milieu sédimentaire marin et d'une plus grande stabilité tectonique.

Le faciès le plus commun, le plus souvent visible en tout cas, est un *grès glauconieux* à grains siliceux et calcaires, fixés par un ciment calcitique. Il passe à des grès coquilliers pétris d'Huitres, de Pectens et de Bryozoaires, et à la base, à des conglomérats renfermant des calcaires locaux souvent taraudés, des concrétions d'algues et par endroits des quartzites; à Bellegarde et dans le bassin rauraque exclusivement se trouvent aussi des galets alpins.

Les *marnes* doivent avoir une certaine importance bien qu'elles n'affleurent jamais dans les conditions naturelles. Aux Verrières, dans des galeries de captage, MUHLTHALER (1932) signale plusieurs niveaux de marnes grises, glauconieuses, sableuses ou micacées. Non loin de là, sur la route de Pontarlier, j'ai pu observer des formations analogues et d'autres plus sombres, rouges ou violacées. Enfin ALABOUVETTE (1965) a rencontré des marnes foncées et micacées en explorant l'exutoire souterrain du lac de l'Abbaye (fig. 16).

Les micas existent à peu près partout de même que la glauconie. Quant aux minéraux lourds, ils appartiennent à quelques exceptions près au groupe de l'épidote, d'après les analyses de DUPLAIX, GUILLAUME & LEFAVRAIS (1963 et 1965).

Extension (fig. 15)

La Bresse, comblée de sédiments oligocènes, connaît un régime continental, et sa subsidence un temps d'arrêt. La transgression marine y est tardive, sauf dans le S où COMBEMOREL (1972) a reconnu des sables helvétiques. A l'autre extrémité, la *subsidence rhénane* a pris fin, mais le bassin rauraque d'abord exondé, est envahi partiellement par la mer molassique qui y dépose, entre autres, des poudingues polygéniques.

Dans le *bassin molassique* enfin, la subsidence s'accroît et la mer s'étend partout. Pourtant les sédiments font défaut actuellement au pied du Jura, à l'W de Bienne, et ne réapparaissent qu'à Bellegarde, au-delà du Vuache. Leur répartition dans la chaîne ne présente que deux points douteux à part celui de Narlay déjà examiné (p. 22). C'est d'abord la Valserine, où les cartes et les auteurs français indiquent de la molasse miocène, sans fossiles il est vrai (LLAC & MEURISSE 1971), alors que les travaux des Genevois (MICHEL 1955; RIGASSI 1957; KRUMMENACHER 1971) n'en signalent aucune trace. Mais tout récemment M^{me} S. Guillaume a découvert des blocs de grès à Huitres dans les éboulis, près de Lélex (comm. personnelle et Notice explic., feuille St-Claude 1:50000). Il y aurait donc de la molasse marine sur le flanc N ou dans le plan de charriage du Reculet. Le second point litigieux est Morteau où la notice explicative de la feuille de Morteau au 1:50000 indique des conglomérats à quartzites, glauconieux et micacés, sans fossiles malheureusement.

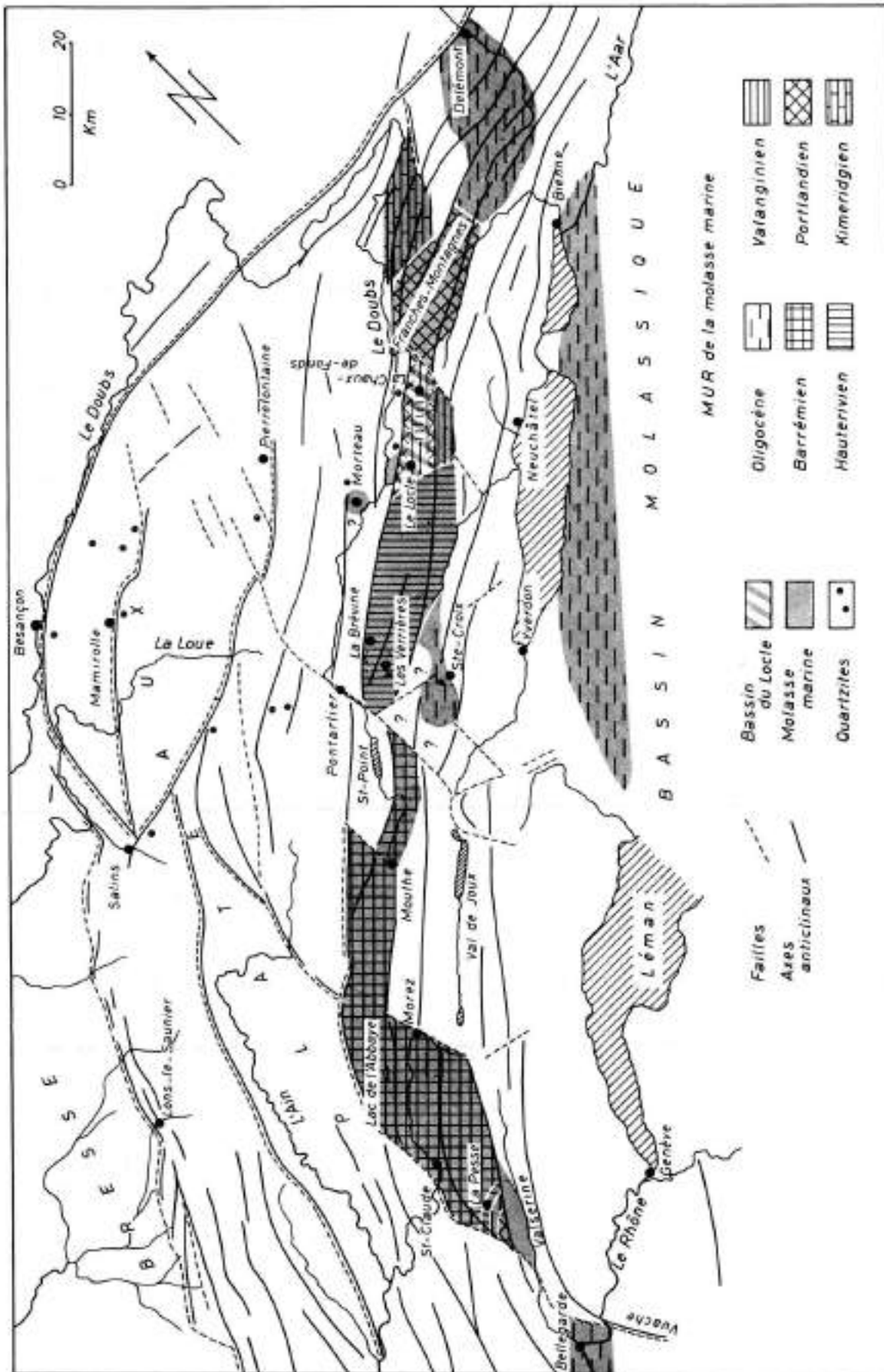


Fig. 15. Répartition de la molasse marine miocène.

Pour le reste, il n'y a aucune ambiguïté. Dans la zone grisée de la figure 15, la molasse marine est présente dans tous les synclinaux, où on l'observe fréquemment soit en affleurements, soit à l'occasion de travaux. A la Brévine par exemple, elle n'affleure nulle part, mais JEANNET (1925) en a signalé dans une galerie et je l'ai observée moi-même dans un forage, en contact avec l'Hauterivien. Il en est de même à la Côte-aux-Fées, au N de Sainte-Croix où j'en ai découvert un pointement dans une fouille à l'extrémité orientale du synclinal.

Ailleurs au contraire, elle n'a jamais été signalée. Le contraste est particulièrement frappant entre le synclinal de Mouthe, où elle apparaît un peu partout, et les deux synclinaux qui l'encadrent, la partie E de celui de Saint-Point et celui de la vallée de Joux, où elle fait défaut. Il semble donc que la *mer miocène jurassienne n'était en réalité qu'un détroit* reliant Bellegarde à Bienne, séparé de la mer molassique par une terre émergée, elle-même adjacente à la zone subjurassienne privée aujourd'hui de molasse marine.

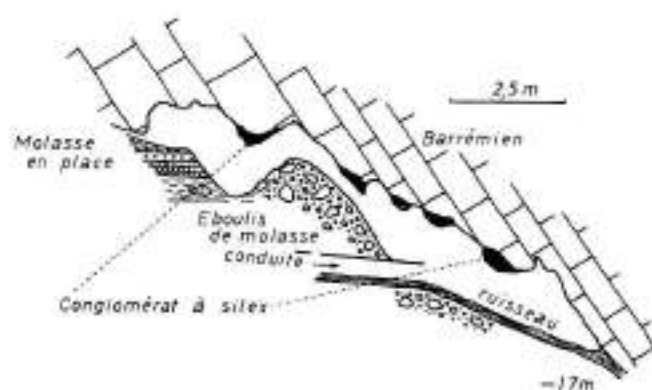


Fig. 16. Molasse miocène dans l'exutoire du lac de l'Abbaye (d'après ALABOUVETTE 1965, pl. VII).

A l'W du décrochement de Pontarlier, la mer est en régression par rapport à l'Oligocène. A l'E le passage d'une période à l'autre correspond à un déplacement latéral, la zone interne ayant été abandonnée au profit d'une transgression sur les montagnes neuchâteloises et les Franches-Montagnes. Cette paléogéographie nécessiterait sans doute des retouches si l'on pouvait déplisser le Jura et tenir compte de ses charriages. Les observations de SUTER (1920) dans la vallée des Ponts (au S de la Chaux-de-Fonds) et d'ALABOUVETTE (1965) au lac de l'Abbaye (fig. 16) ont montré en effet qu'il existe de la molasse dans les plans de chevauchement. Cette remarque est évidemment valable aussi pour les autres périodes.

Cas particuliers

La *région de Sainte-Croix* présente de nouveau un aspect particulier (fig. 5). La molasse marine occupe la cuvette de la Chaux-Auberson et affleure dans son prolongement, le Grand-Savagnier (RITTENER 1902; JEANNET 1927), ainsi que dans le petit synclinal de Culliairy au S, et à l'extrémité de celui de la Côte-aux-Fées au N, mais nulle part ailleurs. C'est aussi la seule région avec Bellegarde où la molasse marine succède directement à l'Aquitainien. La sédimentation semble y avoir été continue et la pénétration marine parfaitement calme, comme l'indique l'absence de conglomérats de base.

La *cuvette du Locle et de la Chaux-de-Fonds* (fig. 17) bien connue par la remarquable monographie de FAVRE (1911), occupe avec celle toute proche des Brenets, une place à part parmi les synclinaux jurassiens (FAVRE, BOURQUIN & STEHLIN 1937). La *molasse* y présente ses faciès habituels, renfermant des galets de Crétacé inférieur et moyen, des nodules phosphatés et quelques quartzites et silex. Elle repose sur les calcaires valanginiens et hauteriviens criblés par les lithophages.

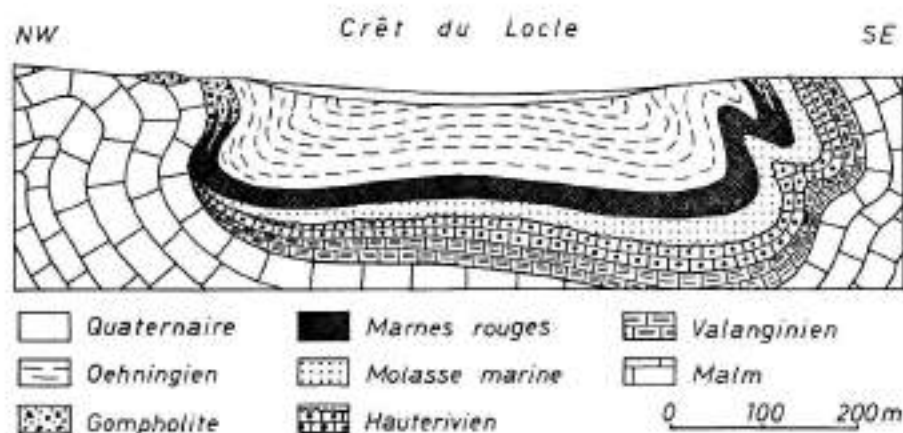


Fig. 17. Profil un peu schématisé du synclinal du Locle - La Chaux-de-Fonds (d'après FAVRE, BOURQUIN & STEHLIN 1937, fig. 3).

Au-dessus s'étendent des formations très originales, à savoir, au centre du bassin, 10 à 15 m de *marnes rouges*; au bord, des *conglomérats calcaires* ou *gompholites*, intercalés par endroits dans les premières. Selon KUBLER (1962b) les marnes renferment davantage de kaolinite et de montmorillonite que la molasse sous-jacente, ainsi qu'un peu de gypse. Les carbonates y tiennent davantage de place, le matériel d'origine alpine devient de plus en plus fin, et la tourmaline remplace l'épidote à la tête des minéraux lourds (DUPLAIX & GUILLAUME 1963). Les fossiles sont rares: quelques Hélicidés, des débris de Vertébrés, et des Foraminifères marins d'âge miocène (H.-J. Oertli, comm. manuscrite).

La *gompholite*, qui rappelle celle de la zone médiane oligocène, forme deux bandes appliquées aux flancs du synclinal et repose par place en discordance sur le Portlandien redressé. Ses cailloux et ses blocs, mal stratifiés et à peine émoussés, proviennent presque tous du Malm supérieur, contrairement à ceux de la molasse. Beaucoup sont recouverts d'une enveloppe concrétionnée renfermant des colonies de *Microcodium*, d'où le nom de *gompholite pralinée* appliqué à ce conglomérat.

Cette formation, unique dans le Miocène jurassien, doit certainement son origine à une tectonique locale. Après le dépôt de la molasse en milieu marin franc, agité et ouvert aux influences extérieures, la sédimentation de la marne rouge trahit une *tendance à l'isolement et au dessalement*, qui trouvera son aboutissement dans le lac oehningien. Simultanément s'accumulent sur les bords des blocailles détachées des versants calcaires. Ces événements impliquent donc l'individualisation de la cuvette synclinale et le redressement de ses flancs. Cela fait penser à une Bresse en miniature avec des flexures bordières.

Le lapié fossile des Verrières ayant fait l'objet d'une note préliminaire (AUBERT 1972), il suffira d'en rappeler les caractères les plus importants. Le rélargissement de la route des Verrières à Pontarlier, par Saint-Pierre-La Cluse, a entaillé une série de calcaires hauteriviens, à l'extrémité de laquelle on peut observer (en 1972) une admirable surface d'érosion littorale perforée par les lithophages, sur laquelle s'appuient avec une discordance de 10 à 15°, les grès et les conglomérats grossiers de la molasse marine (fig. 18).



Fig. 18. Lapié miocène des Verrières (tiré de AUBERT 1972).

De leur côté, les dalles hauteriviennes sont traversées dans toute leur hauteur par des fissures de largeur variable, pleines de matériel molassique. Les parois de ces cavités sont caractérisées par une morphologie de corrosion parfaitement nette. Ce sont donc les crevasses d'un ancien lapié, les vestiges d'un relief karstique antérieur à la transgression miocène. Parmi les matériaux qu'elles renferment, les grès sont d'origine marine, ainsi que le montrent les quelques débris de coquilles qu'ils renferment; les autres sédiments, argiles rouges, cailloux rubéfiés, pisolites, proviennent de l'érosion des sols et probablement aussi du remplissage initial des cavités.

Parallèlement aux crevasses, la paroi hauterivienne est sabrée par de grandes diaclases obliques renfermant parfois un peu de molasse. Crevasses et diaclases constituent évidemment un seul système de fissuration qui était déjà en place lors du dépôt de la molasse. Or, en rabattant les bancs de calcaire à l'horizontale, toutes les fissures, avec ou sans remplissage, prennent une direction approximativement méridienne, c'est-à-dire celle du décrochement tout proche de Pontarlier. On peut donc les considérer comme des diaclases d'accompagnement de ce grand accident tectonique, et conclure que celui-ci devait exister sous une forme ou sous une autre au moment de la transgression miocène.

Les rivières des quartzites. De rares galets de quartzite existent dans la plupart des affleurements de la Chaux-de-Fonds à Sainte-Croix, mais pas à l'W de cette dernière localité. Récemment pourtant, LEBRUN (1970) en a signalé tout au S, près de Saint-Claude. Ils réapparaissent aussi à l'E où leur origine alpine n'est pas exclue. En revanche, ceux de Sainte-Croix, les Verrières, la Chaux-de-Fonds, etc, proviennent sans aucun doute des Vosges. Deux faits en apportent la preuve: la présence à la Chaux-de-Fonds d'un minéral volcanique, l'orthoalbitophyre, découvert par FAVRE (1911, p. 401); l'existence au large de la zone molassique, de quartzites disséminés dans le sol ou emballés dans une argile rouge (fig. 15). Leur degré d'altération permet de les distinguer sans risque d'erreurs des quartzites résiduels morainiques. On en a découvert sur l'anticlinal de la Citadelle à Besançon, sur le faisceau salinois et dans son plan de charriage, sur les plateaux et jusque tout près de Pontarlier (GLANGEAUD 1949;

DREYFUSS 1961; CAUTRU 1963; PROTCHÉ 1962). J'en ai trouvé moi-même dans les taupinières du plateau de Pierrefontaine; ceux qui figurent sur la carte de Salins au 1:50000 appartiennent sans doute à la même famille, de même que les poches d'argile violacée et de quartzites altérés, découvertes par la réfection de la N46, à l'E de Mamirolle.

Le paléosol constitué par ces galets et leur gangue doit être le résidu d'altération des alluvions déposées par des affluents vosgiens de la mer molassique. L'existence de ces «*rivières des quartzites*» s'accorde du reste avec les vues des géologues bison-tins, selon lesquelles la surface d'érosion miocène aurait été façonnée par de tels cours d'eau.

Surface d'érosion

A Sainte-Croix comme dans le bassin molassique, la molasse marine succède régulièrement à l'Aquitainien, tandis qu'à Bellegarde, elle le ravine. Ailleurs elle fossilise une surface d'érosion tranchant successivement les assises du Crétacé inférieur et du Malm. Cette surface n'a été conservée que dans le Jura, contrairement à la précédente. Mais d'une période à l'autre, ses traits généraux se sont maintenus, à savoir l'existence à l'W, d'une grande dalle barrémienne, puis l'apparition à l'E de niveaux de plus en plus profonds, coupés sous un angle très petit. Toutefois il faut signaler deux exceptions, celle du Locle-La Chaux-de-Fonds, et à l'autre extrémité de la figure 15, celle de la Pesse où RIGASSI (1957) et tout récemment LLAC & MEURISSE (1971) ont indiqué que la molasse est supportée par du Berriasien et du Portlandien.

Tectonique

En comparant les figures 1, 4 et 15, on constate que la relation entre la tectonique actuelle et la sédimentation tertiaire s'affirme d'une période à l'autre. Au Miocène elle est frappante. La bande molassique suit non seulement la direction des plis, mais elle se modifie à la traversée de chaque décrochement. Toutefois, ces rapports n'ont pas une signification aussi précise qu'on serait tenté de le croire, en raison du fait que la molasse a épousé les dislocations des calcaires sous-jacents lors de l'orogénèse tardipontienne.

Il n'en reste pas moins que le détroit de la sédimentation miocène coïncide avec la direction générale du plissement. Il y a donc eu une *tectonique miocène* responsable du grand sillon Bellegarde-Bienne et de la dorsale de son bord interne. PARÉJAS (1938) y voyait un contre-coup de la mise en place des Préalpes⁷⁾. Cette déformation est à l'origine d'un renversement partiel du relief. Jusque là le Jura était un glacis incliné au SE. A ce moment se dessine une pente tournée vers l'extérieur à partir de la culmination bordière, ébauche de la topographie générale qui caractérise aujourd'hui la chaîne jurassienne. Serait-ce aussi la cause qui a fixé les grandes lignes du réseau hydrographique actuel? Le fait est que le «rivage» SE du détroit coïncide approximativement avec la ligne de partage des cours d'eau «internes» et «externes».

Le décrochement du Vuache et son prolongement délimitent, comme à l'Oligocène, l'aire de sédimentation molassique. On est tenté de le faire jouer à reculons afin

⁷⁾ Entre Pontarlier et le Locle, le détroit correspond en outre d'une façon frappante à une zone d'érosion caractérisée par l'ablation du Barrémien (cf. fig. 19 et 23).

de ramener la molasse de la Valserine et de la Pesse à la hauteur de celle de Bellegarde, comme on l'a imaginé dans une autre étude (AUBERT 1971).

Dans les autres décrochements, les synclinaux molassiques des deux lèvres ne coïncident jamais, et leurs traces délimitent parfois certaines propriétés pétrographiques; ainsi les silex font défaut entre Morez et Pontarlier, alors qu'ils sont présents ailleurs, et les galets alpins du sillon rauraque ne dépassent pas la flexure des Franches-Montagnes. Sans être déjà des décrochements, ces accidents devaient donc exister, comme l'a dévoilé le lapié des Verrières, mais sous une forme difficile à imaginer. Dans mon étude de celui de Pontarlier (AUBERT 1959), je suis arrivé à la conclusion qu'il s'agissait d'une faille à rejet vertical.

L'étude de la molasse marine n'a pas révélé d'autres mouvements tectoniques, à part celui si extraordinaire du Locle-La Chaux-de-Fonds.

Phénomènes d'érosion

Le fait nouveau est l'*érosion littorale*, dont les traces aussi nettes que nombreuses, ont été signalées en cours de route. Dans les conglomérats qui lui sont liés, la diversité des galets trahit un transport plus actif que dans les gompholites oligocènes. Pourtant l'inverse existe aussi, par exemple à l'affleurement des Bez (lac de l'Abbaye), dont le conglomérat de base n'est qu'une accumulation de fragments de Cénomaniens.

Les autres procédés d'érosion étaient sans doute pareils à ceux de l'Oligocène, car le climat ne différait guère du précédent. Les auteurs s'accordent en effet pour le qualifier de chaud et un peu plus humide. C'est ce que signifient par exemple la faune forestière de la Grive près de Lyon (BOURDIER 1961), et les données paléobotaniques recueillies par SITTLER (1965), qui lui permettent d'estimer la température moyenne à 19°.

L'*érosion fluviale* a été effective; la rivière des quartzites le démontre. La *dissolution* a dû se produire sur les surfaces calcaires, en présence d'un sol; le lapié des Verrières en apporte la preuve, de même que les crevasses karstiques du mur de la molasse et la morphologie des blocs de la gompholite, observées par FAVRE (1911) à la Chaux-de-Fonds. Quant à la gompholite elle-même, c'est le témoin d'une désagrégation du calcaire comparable à celle de la période précédente.

Si les modes d'érosion étaient semblables, les sédiments détritiques qui en proviennent ne sont pas identiques, car les conditions de dépôt différaient d'une période à l'autre. Dans la mer, milieu agité et ouvert, l'accès des matériaux allochtones était facile, tandis que ceux d'origine locale y subissaient une dispersion excessive. C'est le cas par exemple des granules de Cénomaniens, dont l'aire de répartition est plus grande au Miocène qu'à l'Oligocène. Mais dès que le bassin du Locle commença à se fermer, la sédimentation des marnes rouges riches en carbonates, redevint prépondérante et à l'Éhningien, une fois le régime lacustre établi, la précipitation calcaire prit le dessus. C'était en somme un retour aux conditions de l'Oligocène.

Les marnes rouges du Locle et des Verrières trahissent l'existence d'un *sol ferrugineux*, à propos duquel se pose la même question qu'à l'Oligocène, celle de son origine. KUBLER (1962a) pense qu'il s'agit d'un résidu sidérolithique, dont les produits de lessivage auraient coloré les marnes locloises. C'est possible mais pour une part seulement, car dans les conditions climatiques du Miocène, la genèse de sols rouges devait se poursuivre.

Ablation

C'est dans la région orientale, où les étages du mur de la molasse se succèdent régulièrement, que l'on peut se risquer à faire une estimation de l'ablation. En comparant l'emplacement de la limite Kimeridgien-Portlandien sur les figures 4 et 15, on constate qu'elle s'est déplacée au S d'une distance équivalente à peu près au tiers du Portlandien. Sa première position précède la sédimentation oligocène, la seconde correspond au début de la transgression miocène. Dans l'intervalle, l'érosion a donc fait disparaître environ un tiers de l'épaisseur du Portlandien, soit approximativement 25 m de calcaire, c'est-à-dire pas plus de 5 mm par millénaire.

Paysage

Le Jura miocène conserve l'aspect qu'il avait précédemment, celui d'un grand glacis incliné au SE, et traversé par des cours d'eau. A l'W, cette surface se raccordait à la Bresse par des gradins d'érosion sur lesquels nous reviendrons plus loin; au SE elle se terminait au rivage d'un détroit, séparé de la mer proprement dite par une terre émergée. Le relief semble avoir été moins accidenté qu'à l'Oligocène, sauf au Locle, où une sorte de golfe s'est fermé entre des falaises croulantes.

Le Tortonien

Au Miocène supérieur la mer s'est retirée définitivement du bassin molassique et la subsidence a pris fin. Mais la sédimentation se poursuit dans un vaste bassin limno-fluvial qui s'avance d'E en W le long du Jura jusqu'aux Franches-Montagnes. Dans le sillon rauraque et le Jura tabulaire se déposent des calcaires et des marnes lacustres, d'épaisses séries de conglomérats (Juranagelfluf) et, à Delémont, des sables fluviatiles à *Dinotherium*. C'est le faciès *œhningien* ou encore la *molasse d'eau douce supérieure*.

A l'autre bout (LEFAVRAIS 1962), la Bresse centrale connaît une tardive et éphémère transgression marine qui y abandonne quelques mètres de grès et de conglomérats, reposant sur l'Aquitaniens corrodé, par l'intermédiaire de 2 m d'argile rouge de décalcification. Ce «sidérolithique miocène» est le témoin du régime continental du Miocène inférieur. Un peu plus à l'E, les forages de la bordure jurassienne ont permis à LIENHARDT (1962) de découvrir dans le plan de charriage une surface d'érosion miocène tranchant les assises permienes, triasiques et liasiques. Cet ancien relief s'échancre d'une large vallée ouverte à l'W, en partie comblée de marnes et de galets de Jurassique supérieur et d'Infracrétacé. Ces anciennes alluvions datent vraisemblablement du Tortonien comme la molasse bressane.

Lac œhningien du Locle

Pour ce qui nous concerne, c'est le bassin du Jura neuchâtelais qui présente le plus d'intérêt. La série lacustre est particulièrement importante dans le synclinal du Locle, où elle a fait l'objet de nombreuses études depuis Leopold de Buch. La dernière en date, celle de KUBLER (1962 *a* et *b*), donne une bibliographie complète.

La figure 19 situe les localités où l'œhningien a été décrit ou simplement observé, comme au val de Travers (communication de M. Wegmann), à la Brévine (obs. personnelle d'une carotte de sondage), aux Brenets et à Morteau (notice expl. carte géol.

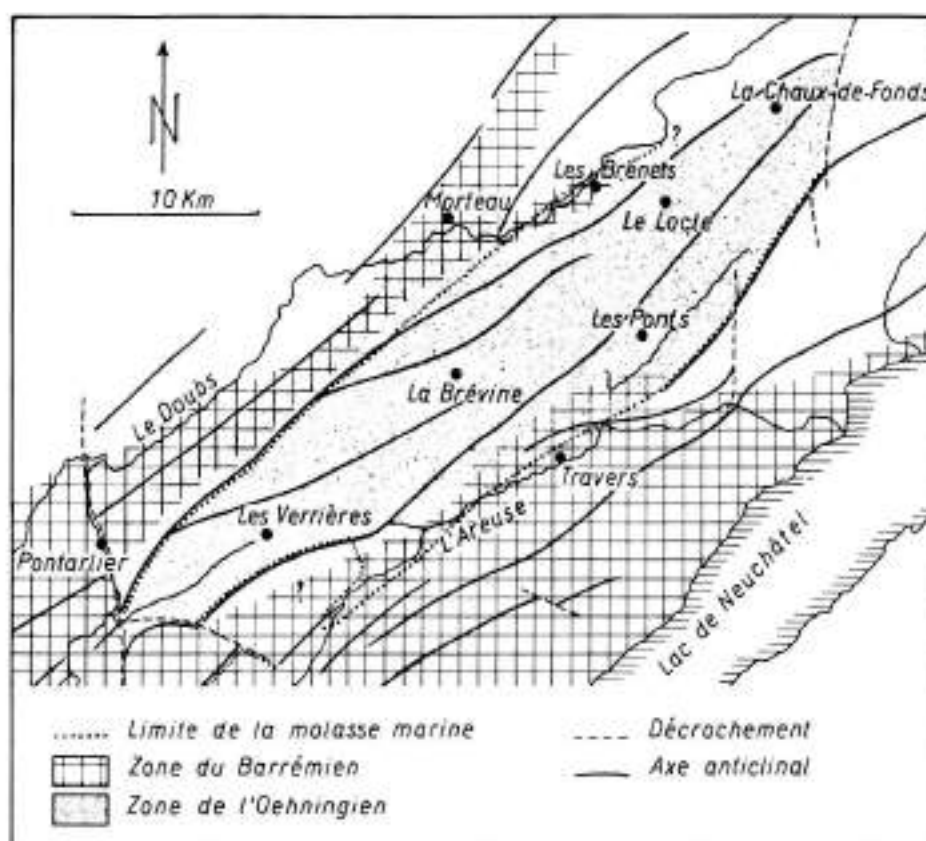


Fig. 19. L'Ehnungien du Jura neuchâtelais.

de Morteau 1:50000). Le calcaire à *Paludines* signalé jadis par JACCARD (1970) au Russey, au NE de Morteau, se rattache peut-être au même niveau. Dans toutes ces stations, les faciès rappellent ceux du Locle, avec par endroits un caractère un peu plus détritique: marnes panachées et molasse des Verrières (MUHLETHALER 1932); galets de calcaire lacustre et de Cénomaniens, silex (CHAUVE 1959) dans les marnes blanches à *Helix* d'Entreportes près de Pontarlier.

Dans ce dernier affleurement, l'Ehnungien est discordant sur le Cénomaniens (CHAUVE 1959); un peu plus à l'W il repose directement sur la molasse marine (DOLLFUSS 1887); au Locle enfin, il succède régulièrement aux marnes rouges helvétiques (fig. 17)⁸. Cette série locloise, célèbre par ses gisements de feuilles, mesure près de 200 m, dont 165 de craies lacustres, le reste appartenant à des niveaux tourbeux et à des intercalations marneuses. Le passage des marnes rouges à l'Ehnungien est caractérisé par la disparition de la chlorite, minéral d'origine alpine, et des pigments ferrugineux, par la diminution quantitative des insolubles au profit des carbonates qui peuvent atteindre 98%, et par l'affinement toujours plus prononcé de la fraction sableuse. Ces changements prolongent et accentuent ceux qui s'étaient produits antérieurement et correspondent à l'aboutissement évolutif du bassin loclois; le golfe se ferme et fait place à un lac exempt de toute influence extrajurassienne. C'est ainsi qu'on n'y a signalé aucune trace de la rivière des micras d'HOFMANN (1969) qui s'écoulait de l'E en direction du Jura neuchâtelais.

⁸ La plupart des renseignements suivants sont tirés de KUBLER (1962).

La sédimentation trahit des périodes de confinement pendant lesquelles l'évaporation prend le dessus, suivies de périodes plus humides où l'alimentation redevient normale. Elle révèle aussi que le lac a pris fin par comblement.

Extension et tectonique

La zone d'extension de l'œhningien (fig. 19) comprenait-elle plusieurs bassins distincts, comme KUBLER (1962a) en envisage la possibilité, ou bien était-elle recouverte d'une nappe lacustre continue? Pour répondre à cette question, il faut considérer que les craies œhningiennes sont présentes dans tous les synclinaux d'une zone déterminée et nulle part en dehors de celle-ci, et que l'importance de la série locloise est sans commune mesure avec l'épaisseur des autres. C'est pourquoi on peut imaginer l'existence d'un grand lac initial, comprenant peut-être des îles et des isthmes, puis la disparition précoce des bassins secondaires et la persistance de celui du Locle jusqu'à son comblement.

Au Locle, l'épaisseur de la série œhningienne implique un *approfondissement de la cuvette lacustre* au cours du remplissage. Mais ce mouvement devait différer de celui qui l'a précédé puisqu'il n'a pas produit de gompholite. Peut-être faut-il lui attribuer l'origine des brèches intraformationnelles décrites par KUBLER.

La figure 19 montre que l'aire du grand lac correspond à un tronçon du détroit occupé précédemment par la mer miocène, entre les décrochements de Pontarlier à l'W et de la Ferrière (La Chaux-de-Fonds) à l'E. Son bassin est donc un héritage de la période précédente, autrement dit un sillon structural. Toutefois il a été accentué par une érosion locale, qui se marque sur la carte par l'absence du Barrémien à l'emplacement approximatif du lac.

Phénomènes d'érosion

Les riches flores du Locle et d'œhningen renferment des espèces subtropicales telles que le Camphrier, le Laurier et le Cannelier, associées à des formes tempérées, Peuplier, Saule, etc. Le climat était donc un peu moins chaud qu'auparavant, 15-18° d'après SITTLER (1965). BOURDIER (1961) le qualifie de modérément chaud, KUBLER (1962b) de méditerranéen à subtropical.

Le lac du Locle, réceptacle de tous les produits de l'érosion régionale, est de ce fait le révélateur des conditions du modelé. L'absence de galets, de granules calcaires et de glauconie, la taille infime des grains de quartz et la disparition des argiles rouges sont significatives de l'interruption des phénomènes d'érosion mécanique et de la carence du ruissellement. En revanche la prédominance des craies implique celle de la dissolution des calcaires. La présence de dolomite détritique (KUBLER 1962b) s'explique facilement; elle doit provenir du résidu pulvérulent de cristaux de dolomite que laissent les bancs portlandiens exposés à la corrosion.

Le Jura œhningien est un *cas typique de biostasie*. A l'intérieur et sous un sol continu et probablement boisé, se produisaient les phénomènes de dissolution, dont les eaux de lessivage, drainées vers les émergences alimentant le lac, n'évacuaient que les solubles et les détritiques les plus fins. Aux Verrières et à Pontarlier, les faciès détritiques tiennent davantage de place. Il s'agit probablement de dépôts de base, conditionnés par la mise en place du régime lacustre. Les marnes panachées de la première de ces localités indiquent que les sols avaient conservé le caractère de terra rossa.

Le Pontien⁹⁾

Cette période revêt un intérêt particulier du fait qu'elle précède le plissement du Jura. Son étude devrait donc nous révéler l'état de l'aire jurassienne à la veille de cet événement, si l'on pouvait disposer de données suffisamment nombreuses et précises, ce qui est loin d'être le cas.

Des «*sables vosgiens*» siliceux (Vogesensand) minutieusement décrits par LINIGER (1964, 1967) existent en Ajoie et dans le bassin de Delémont, où ils occupent deux segments d'une ancienne vallée, séparés aujourd'hui par la chaîne des Rangiers. Un cours d'eau originaire des Vosges se dirigeait donc vers le S à travers le Jura. En revanche, les «*cailloutis vosgiens*» (Vogesenschotter), superposés aux précédents, sont attribués au Pliocène par le même auteur. Les géologues de Besançon (DREYFUSS & GLANGEAUD 1950) pensent que la vallée actuelle du Doubs était parcourue par une rivière de même origine, responsable du dépôt des argiles à quartzites, subordonnées aux sables à *Mastodon*, de la forêt de Chaux.

Peu de formations ont suscité autant d'hypothèses que le *conglomérat des Arsures*, non loin de Salins (Travaux récents: CAIRE 1958; DUPLAIX & GUILLAUME 1963; CHEVASSU 1965; OBERT & MEON-VILAIN 1970). Il s'agit d'une gompholite comparable à celles de l'Oligocène, c'est-à-dire d'une accumulation désordonnée de galets et de blocs peu émoussés, parfois anguleux, originaires du Malm et du Valanginien. Le principal gisement remplit une dépression karstique du Kimeridgien inférieur; les autres reposent sur une surface d'érosion, au même niveau. Dans la chaîne de l'Heute, MATHIS (1973) signale une brèche analogue, riche en pisolites, superposée au Séquanien corrodé.

Aux Arsures, PIROUTET (1918) a découvert autrefois un tuf à *Cinnamomum*, *Rhododendron*, etc. Tout récemment, OBERT & MEON-VILAIN (1970) sont parvenus à y faire de fructueuses observations palynologiques dont il ressort que ce conglomérat se situe au Miocène supérieur ou au Pliocène inférieur. L'un des affleurements étant chevauché par du Trias, et par conséquent antérieur au plissement jurassien, son attribution au Pontien paraît légitime.

Pour nous, l'intérêt de cette formation réside surtout dans la morphologie karstique de son substratum et dans la présence de galets crétacés. Quant à son origine, les auteurs les plus récents l'expliquent par l'influence d'une faille prémonitoire de l'orogénèse jurassienne, comme nous l'avons fait pour les gompholites de la zone médiane oligocène.

Dans la Bresse la mer a fait place à un bassin fluvio-lacustre où s'accumulent des argiles lignitifères, des marnes calcaires à Mollusques, plus rarement des marnes gréseuses. A Courlans, en bordure du Jura, la série se réduit et le caractère calcaire s'affirme (LEFAVRAIS 1962). Plus au S au contraire, l'épaisseur augmente, les faciès sableux tiennent davantage de place et des influences marines se font sentir (COMBE-MOREL 1972).

⁹⁾ Le terme de «Pontien» est actuellement remis en question par les stratigraphes de la Bresse. Pour faciliter notre exposé nous l'emploierons comme l'a fait LEFAVRAIS (1962) pour désigner le sommet du Miocène précédant le charriage jurassien sur la Bresse, et nous convenons d'appeler pliocènes les terrains postérieurs à cet événement.

Tectonique

VINCIENNE (1932) avait déjà remarqué que les écaïlles jurassiennes d'Ambérieu reposent sur le Pontien. Dès lors les sondages ont démontré d'une façon saisissante que le charriage du Jura sur la Bresse se situe entre les marnes pontiennes et les dépôts pliocènes (fig. 20). A l'autre extrémité de la chaîne, nous savons que le plissement,

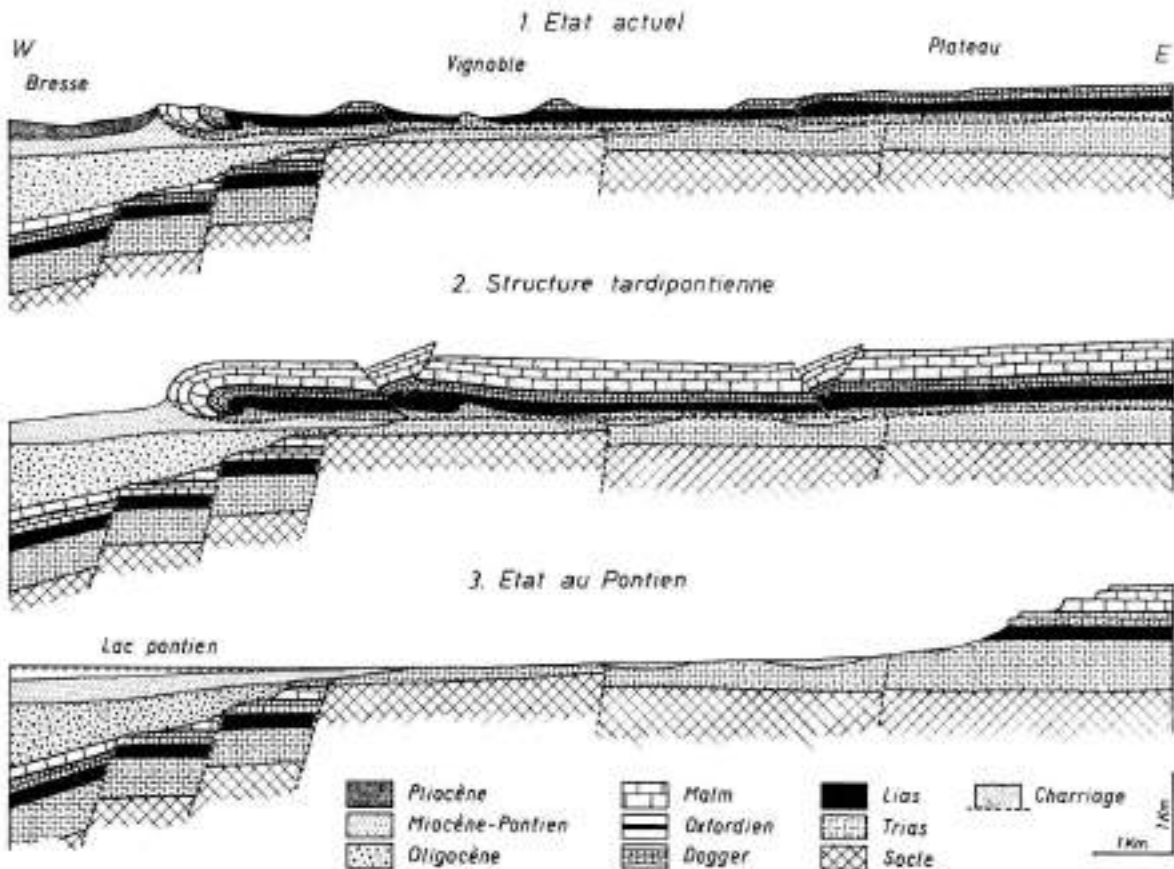


Fig. 20. Evolution de la bordure bressane du Jura (d'après LIENHARDT 1962, p. 260).

notamment celui des Rangiers, est postérieur à l'épandage des sables vosgiens. Ailleurs faute de documents, on reste dans l'ignorance. Il faut donc se résoudre à extrapoler le cas de la Bresse et admettre jusqu'à plus ample informé, que le plissement de l'ensemble de la chaîne est tardipontien. Au demeurant, pour le problème que nous envisageons, il importe assez peu qu'il ait été partout synchrone ou qu'il se soit échelonné sur une certaine période.

Climat et phénomènes d'érosion

La flore subtropicale des périodes précédentes semble avoir disparu, remplacée par une végétation de caractère tempéré, représentée aux Arsures par des Cônifères (OBERT & MEON-VILAIN 1970). Dans l'Ardèche BOURDIER (1961) signale à la même époque le Charme, le Hêtre, le Châtaignier. MEON-VILAIN (1970) qualifie le climat de relativement chaud et humide.

Les sables vosgiens témoignent d'une *activité fluviale* qui s'est manifestée probablement aussi dans la vallée du Doubs. L'*érosion karstique* a dû se poursuivre comme

précédemment, les conditions climatiques requises étant réalisées. Du reste elle a laissé des traces aux Arsures, ainsi que dans les sources incrustantes de Douvres (Ambérieu) signalées par COMBEMOREL (1972).

L'aspect de la bordure bressane a pu être reconstitué par LIENHARDT (1962) et LEFAVRAIS (1962). On sait que le charriage de la couverture jurassienne, postérieur à la sédimentation pontienne, s'est produit sur une surface d'érosion, puis s'est avancé sur le Tertiaire bressan. En remettant en place la masse charriée ainsi que les terrains enlevés par l'érosion ultérieure, on reconstitue l'état antérieur comme on l'a fait sur la figure 20. La topographie n'était pas très différente de l'actuelle en dépit des modifications structurales. Elle comprenait un plateau limité par des gradins de Jurassique supérieur et peut-être de Crétacé, raccordés à un piedmont tranchant les assises triasiques et permienes. Des affluents du lac de la Bresse prenaient naissance au bas du versant calcaire ou dans ses reculées et drainaient le piedmont, transportant en solution le calcaire provenant du plateau, et en suspension les argiles et les sables arrachés aux niveaux inférieurs, mais pas de boues rouges. L'absence de galets s'explique par la nature du climat peu propice à la désagrégation et à la formation d'éboulis.

Ces conditions sont comparables à celles du lac œhningien du Locle, avec en plus, l'influence du piedmont qui alimentait les eaux courantes en matériaux détritiques fins.

Le Pliocène et le Pléistocène

Cette période est capitale pour le problème que nous envisageons, puisque c'est celle pendant laquelle le Jura fraîchement plissé, a acquis le visage que nous lui connaissons. Malheureusement c'est aussi la moins bien connue en raison de la rareté de ses sédiments.

A l'E les *cailloutis vosgiens* (Vogeschotter) s'étendent jusqu'au bassin de Delémont par dessus les *sables vosgiens*, puis se prolongent par des formations résiduelles (*Höhenschotter*) perchées sur les anticlinaux, jusqu'à la hauteur de Tavannes. L'attribution de ces alluvions au Pliocène oblige LINIGER (1964) à admettre l'existence d'une phase orogénique tardive. Au Villafranchien, les *Sundgauschotter* succèdent aux précédents, mais sans pénétrer dans le Jura. Le fleuve alpin qui les roulait s'écoulait à l'W par la vallée actuelle du Doubs et rejoignait la Bresse en déposant au passage les cailloutis supérieurs de la forêt de Chaux. Les géologues français lui attribuent également le niveau inférieur de la même localité (GLANGEAUD 1949).

La connaissance de ces fleuves vosgiens ou alpins ne nous apprend rien de ce qui se passait sur l'aire jurassienne proprement dite. En revanche nous pouvons tirer quelques renseignements de la Bresse, où s'accumulèrent une fois de plus, les résidus d'érosion des territoires environnants.

Il est difficile de se faire une idée précise de la stratigraphie du *Pliocène bressan*, actuellement en cours de révision. Toutefois on peut constater que le complexe fluvio-lacustre pontien se prolonge au Pliocène inférieur, avec les mêmes marnes, sables et lignites. La similitude entre les deux séries est telle que BOURDIER (1961) les rassemble dans un niveau unique et que COMBEMOREL (1972), un spécialiste de la Bresse, constate qu'il est difficile de distinguer le Miocène terminal du Pliocène lacustre qui le recouvre. Dans le S les deux séries paraissent continues; à la hauteur de Lons-le-Saunier, une lacune les sépare (LEFAVRAIS 1962). Or le charriage jurassien s'est produit au cours de

cette sédimentation ou coïncide avec cette lacune. C'est ce qui ressort des profils de sondage établis par M^{me} LEFAVRAIS qui relève notamment le « contraste entre le foisonnement et le bourrage des marnes pontiennes et les terrains pliocènes restés frais et horizontaux ».

Il est surprenant que la sédimentation n'ait enregistré d'aucune façon cet événement tectonique. Il s'agissait pourtant d'un phénomène considérable, c'est-à-dire du glissement de la série jurassique tout entière sur plus de 7 km (LIENHARDT 1962), d'abord sur une surface d'érosion, puis sur les marnes pontiennes comme on l'a représenté sur la figure 20. On pourrait croire que cette masse en mouvement se serait désagrégée superficiellement pour alimenter des éboulis et produire des galets. Or les sondages de la région de Lons-le-Saunier n'ont rencontré à ce niveau qu'un seul caillou d'origine jurassienne et ceux de la base du Pliocène sont cristallins. Quel contraste avec les blocailles oligocènes!

La tectonique tardipontienne différait donc radicalement des dislocations antérieures. Le déplacement de la nappe de charriage a dû se produire sans déranger le paysage, en état de biostasie, avec une couverture biopédologique suffisante pour entretenir un modelé karstique, à l'exclusion de toute désagrégation mécanique. Cet état de faits se situe aux antipodes des idées généralement admises, suivant lesquelles toute tectonique vivante se traduit par des matériaux détritiques grossiers, et réciproquement. La persistance de la dissolution au cours de cette période est du reste confirmée par la présence, dans les alluvions alpines de Meximieux, de tufs, déposés sans doute par un cours d'eau jurassien chargé de calcaire (BOURDIER 1962).

Dans la *seconde partie du Pliocène*, la Bresse connaît un régime continental. Aux marnes lacustres succèdent d'énormes épandages déversés au S par le Rhône, au N à partir de la forêt de Chauv. Au Villafranchien cet alluvionnement devient encore plus grossier; PELLETIER (1943) le compare à un déluge de blocaille. On s'interroge encore sur la cause de cet événement et sur le mode de transport d'un tel matériel sur de pareilles distances. Qu'il s'agisse d'une glaciation ou de débâcles fluviales, il va de soi que le Jura n'y a pas échappé et qu'il a dû subir de ce fait une rhexistasie bien caractérisée, ce que confirme la présence de cailloux jurassiens dans ces alluvions (BOISTEL 1902).

Quoi qu'il en soit, ces circonstances sont liées à des modifications climatiques. Selon MÉON-VILAIN (1970) le *climat pliocène* de la vallée du Rhône présente une succession de périodes plus ou moins humides et une diminution de la température et de l'humidité de la base au sommet. Ainsi la flore des tufs de Meximieux rappelle encore celle des Canaries, tandis qu'au Villafranchien, c'est le pin qui domine (BOURDIER 1961).

Ces événements annoncent les *glaciations*. Le travail de NUSSBAUM & GYGAX (1935) et l'un des miens (AUBERT 1965) ont montré que les glaciers alpins et locaux du Riss et du Wurm ont recouvert une partie importante du Jura. Bien qu'ils n'aient laissé aucune trace certaine, les plus anciens en ont certainement fait autant. Ainsi à plusieurs reprises au cours du Quaternaire, le Jura a changé de régime. Pendant les périodes froides, une partie de la chaîne était rabotée par les glaciers, et le reste subissait l'action du gel. Au cours des intervalles tempérés et humides, le modelé karstique et l'érosion fluviale reprenaient le dessus. Ces changements de conditions, les ruptures d'équilibre qui en résultaient, confèrent à cette période une importance hors de proportion avec sa durée.

Deuxième partie

LES THÉORIES MORPHOGÉNÉTIQUES

La première partie nous a permis de rassembler des faits. Dans la deuxième, nous allons les utiliser pour essayer d'expliquer le relief actuel considéré comme l'aboutissement des événements qui se sont succédés depuis l'émergence du Crétacé supérieur. Il s'agit donc, en fait, d'établir une théorie morphogénétique du Jura. J'exposerai tout d'abord brièvement les théories traditionnelles, auxquelles souscrivent la grande majorité des géologues et des géomorphologues, puis je développerai une explication personnelle, que quelques auteurs ont déjà exprimée plus ou moins implicitement.

Théories traditionnelles

Elles s'inspirent généralement de celle de BRÜCKNER (1902) et se fondent sur trois aspects du Jura :

- La surface d'érosion qui émousse le profil des anticlinaux et tranche obliquement les strates calcaires.
- Le contraste entre la topographie émoussée, sénile en apparence, des aires calcaires et la fraîcheur des formes fluviales.
- La présence de cailloutis siliceux allochtones disséminés sur ces surfaces.

Il n'est pas question d'exposer la substance de chacune de ces théories. Contentons-nous de citer les principaux travaux qui en contiennent l'énoncé : MACHAČEK 1905; FAVRE 1911; CHABOT 1927; BELL 1931; SCHWAB 1939; DREYFUSS 1949; DREYFUSS & GLANGEAUD 1950; ANNAHEIM 1951; BIROT 1954; DUBOIS 1959; A. GUILLAUME 1961. Pour le reste, on peut se référer aux listes bibliographiques de BARSCH (1969) et, pour le Jura français, de CAIRE (1963).

D'une façon générale elles envisagent deux cycles d'érosion successifs conformément au schéma de la figure 21. La surface calcaire actuelle qui enveloppe les croupes et les plateaux, serait donc une survivance de la pénéplaine¹⁰⁾ du premier cycle, ultérieurement ployée et soulevée par le second, puis partiellement disséquée par des canyons, cluses et autres dépressions d'origine fluviale. Sur cette trame commune, on a tissé presque autant de variantes qu'il y a d'auteurs, portant sur le nombre de cycles et leur importance relative, sur l'âge des périodes d'aplanissement et des phases orogéniques, à quoi viennent s'ajouter des retouches pour expliquer des particularités locales. Ainsi la morphogénèse des plateaux peut se satisfaire d'un second cycle réduit à un soulèvement et à quelques ajustements. En dépit de cette dispersion, la « théorie de la pénéplaine » a acquis aux yeux de beaucoup la valeur d'un dogme.

Pourtant cette infaillibilité vient d'être mise en doute par LAUBSCHER (1962) pour lequel l'existence de deux phases de plissement est inconcevable, ainsi que par BARSCH (1969) qui n'admet pas que les Franches-Montagnes soient une ancienne pénéplaine. Ces idées rejoignent celles de quelques anciens particulièrement perspicaces : ALB.

¹⁰⁾ Pour des raisons de commodité, j'emploie le terme de *pénéplaine* même si dans l'esprit de certains auteurs il ne s'agit que d'une surface d'érosion évoluée.

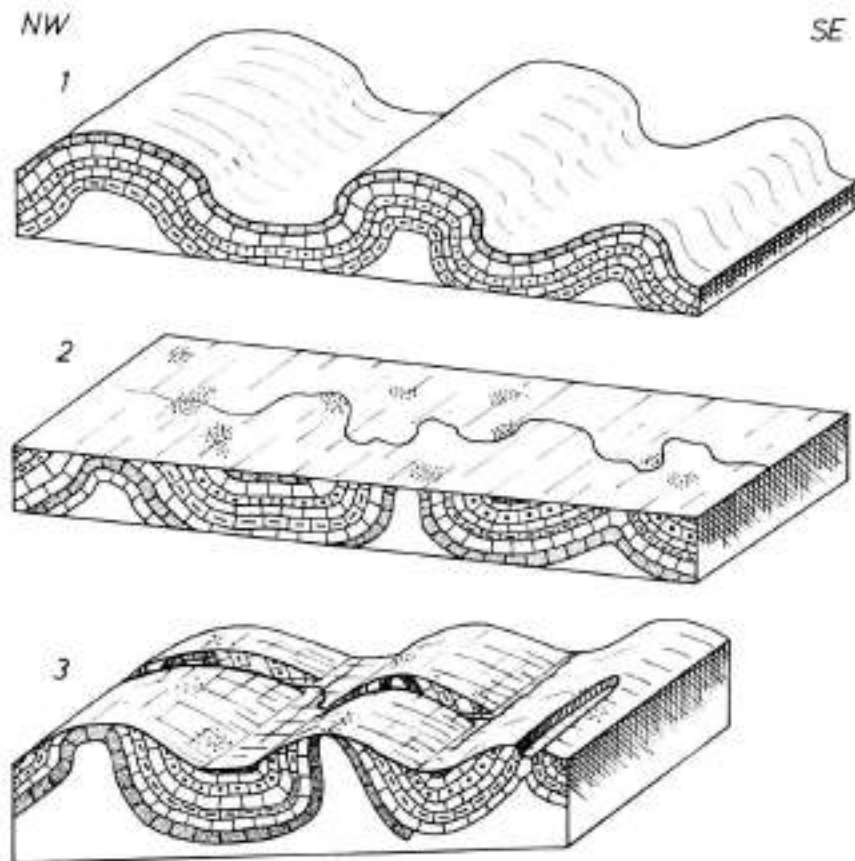


Fig. 21. Schéma illustrant les théories traditionnelles.

1^{er} cycle: 1 Structure initiale. 2 Pénéplaine et alluvions. 2^e cycle: 3 Rajeunissement tectonique. Conservation de la pénélaine déformée. Creusement des canyons, cluses et combes anticlinales. On a laissé de côté la molasse et négligé l'érosion antérieure au 1^{er} plissement.

HEIM (1919); HETTNER (1912); BLACHE (1929); JARANOFF (1935); et surtout DE MARGERIE (1909) dont l'opinion catégorique pourrait figurer dans les conclusions de ce travail: «Je ne crois pas aux épisodes de pénélaination et de plissements alternés.»

Critiques. A mon avis, 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 pénélaine, 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 comme l'a relevé GOCHT (1961) dans le Jura neuchâtois.

A part les dépressions marneuses et les vallées d'érosion fluviale, la topographie calcaire s'est donc réalisée en fonction de la tectonique. Une relation aussi étroite s'explique facilement dans le cas d'une orogénèse unique; elle est incompatible avec l'existence de deux phases tectoniques, à moins que les plis de la seconde ne coïncident exactement avec ceux de la première, comme dans la figure 21, ce qui est difficilement concevable dans la réalité. D'autre part, dans la première partie de ce travail, on a décelé les traces d'un seul véritable plissement, celui du Tardipontien. Il est vrai qu'on ignore à peu près tout ce qui s'est passé au Pliocène; mais de toute manière,

l'existence d'un deuxième plissement, et par conséquent d'un second cycle, est purement hypothétique.

La théorie traditionnelle considère les surfaces sécantes actuelles comme des 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'être 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. CHABOT (1927, p. 325) par exemple déclare qu'elle égratigne le relief et DUBOIS (1959, p. 343) prétend même qu'elle l'immunise!

Du reste, si la pénéplaine s'était réellement maintenue, ses traits spécifiques, comme des réseaux de vallées, auraient dû se conserver. Or rien de tel n'existe; c'est donc que l'érosion subséquente a été capable de les effacer.

Les cailloutis siliceux épars sur les plateaux et jusque sur les anticlinaux, constituent le principal atout des théories traditionnelles. Que ces alluvions aient été déposées par les rivières qui ont façonné d'anciennes surfaces, personne n'en doute, et nous en avons vu un exemple au Miocène. En revanche, comme l'ont déjà remarqué JARANOFF (1935) et LAUBSCHER (1962), leur situation actuelle n'a aucune valeur stratigraphique, en ce sens que la surface où ils se trouvent aujourd'hui n'est pas celle sur laquelle ils ont été déposés primitivement. Ce sont des matériaux résiduels qui se sont abaissés en même temps que les calcaires sous-jacents. DREYFUSS (1959) a montré en effet que la dissolution est possible à travers une nappe d'alluvions.

Théorie de l'aplanissement karstique

Ces théories encombrées d'hypothèses ne sont pas nécessaires; le modelé du Jura peut s'expliquer plus simplement par l'application des causes actuelles, autrement dit par les lois de la karstification sur les surfaces calcaires et par celles de l'écoulement des eaux superficielles sur les terrains imperméables et dans les talwegs.

Evolution actuelle du relief

L'évolution du karst jurassien ayant fait l'objet d'un travail préalable (AUBERT 1969), on peut se contenter d'en souligner deux conclusions: la dissolution a pour effet d'érousser puis de niveler les anticlinaux, et elle tend davantage à aplanir le relief qu'à le défoncer.

En revanche l'érosion par les eaux courantes dans les zones calcaires nécessite quelques remarques. Le réseau hydrographique est extrêmement lâche et délimite de vastes interfluves. Les bassins fluviaux comprennent généralement des vallées synclinales reliées par des vallées d'érosion, cluses ou canyons, qui, malgré leur aspect souvent impressionnant, n'occupent qu'une place minime dans l'ensemble, tout au moins dans les régions typiquement calcaires comme les plateaux et le haut Jura interne. Leurs cours d'eau sont alimentés par les nappes phréatiques des synclinaux, par des émergences et par le drainage des combes et des replats marneux intercalés dans les surfaces calcaires. L'évolution de ces zones imperméables est plus rapide que la corrosion des

territoires adjacents, mais leur approfondissement s'interrompt automatiquement une fois dégagés les calcaires sous-jacents qui soutirent les eaux superficielles et rétablissent le régime karstique.

Il en résulte une sorte d'impuissance hydrographique, du fait que les collecteurs sont incapables d'étendre leur bassin d'alimentation, leurs affluents étant condamnés à disparaître quand reprend l'écoulement en profondeur. Les rivières elles-mêmes sont exposées au même danger quand elles coulent sur un lit calcaire, comme le Doubs qui subit des pertes en aval de Pontarlier au profit de la Loue. L'érosion par les eaux courantes est donc en quelque sorte paralysée. Localisée dans d'étroits talwegs, elle ne peut s'organiser durablement dans les interfluves, ni disséquer le domaine de l'érosion karstique.

Au Tertiaire les conditions ne différaient guère de celles d'aujourd'hui. Les roches étaient les mêmes avec en plus les marnes, grès et craies du Crétacé et par endroits la molasse. Le climat était plus chaud et généralement humide. Or ce sont le climat et les caractères pétrographiques qui déterminent le modelé. Celui du Tertiaire devait donc rappeler celui du Jura actuel, avec les mêmes procédés d'érosion et dans des conditions comparables, à l'exception de celles qui dépendent de la structure.

Ces considérations sont à la base de la *théorie de l'aplanissement karstique*, qui peut être énoncée dans les termes suivants :

- Le relief jurassien est le résultat de l'action conjuguée de l'érosion karstique et de l'érosion fluviale, dans des conditions comparables à celles d'aujourd'hui.
- Toutefois l'érosion karstique est le facteur de contrôle; c'est elle en définitive qui a déterminé l'évolution spécifique du relief du Jura.

Ces idées étaient déjà celles de HETTNER (1912) et de JARANOFF (1935) qui les ont exposées très sommairement.

Il s'agit maintenant de les mettre à l'épreuve des faits révélés par l'étude du Tertiaire, et de voir dans quelle mesure elles peuvent expliquer l'évolution morphologique du Jura jusqu'à son état actuel. *A priori* elles présentent l'avantage de n'exiger qu'un cycle d'érosion, le seul qui soit connu.

L'évolution du relief avant le plissement tardipontien

Il ne reste aucun vestige de la surface initiale, dégagée par la régression du Crétacé supérieur. Ce devait être déjà un glacis légèrement incliné au SW, avec une couverture crétacée bien plus étendue qu'aujourd'hui. C'est ce que révèle l'extension des galets néocomiens du sidérolithique (fig. 1), ainsi que les profils stratigraphiques de STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971); en les extrapolant, on constate que le Berriasien devait s'étendre au-delà d'Olten.

Evolution tectonique

A l'Eocène, le Jura était une série monoclinale faiblement redressée à l'E, tranchée à l'W par la subsidence bressane et déprimée à la hauteur du fossé rhénan. Dans l'ensemble, cette structure s'est peu modifiée jusqu'à la fin du Miocène, comme le montre la faible discordance des terrains tertiaires. Pourtant le Jura n'a jamais été inerte. A toutes les périodes, des structures locales s'y sont inscrites, notamment à l'Oligocène. Certaines de ces déformations furent précoces comme le bassin de Delémont, le

Mormont et le Vuache, d'autres tardives comme la cuvette du Locle. Il s'en produisit d'éphémères, ainsi la gouttière neuchâteloise, et de durables, à Saint-Point et à Sainte-Croix qui font encore figure de bassins. Beaucoup semblent avoir été des cassures, mais il existait aussi des ébauches de plis comme le Salève.

Au cours des temps, ces structures s'intégrèrent toujours mieux dans la tectonique générale de la chaîne.

Evolution morphologique

Elle a été précoce dans l'E et d'autant plus tardive qu'on s'éloigne vers le SW. Ce décalage peut s'expliquer par l'amincissement des niveaux et leur moindre résistance dans la zone orientale. Il pourrait aussi provenir d'une émergence anticipée dans l'E, qui aurait eu le triple avantage de réduire la durée de la sédimentation, d'augmenter d'autant celle de l'érosion, et d'expliquer l'importance du sidérolithique dans cette région.

Chaque point de l'aire jurassienne a passé successivement par trois étapes morphologiques, déterminées par les progrès de l'ablation de l'E en direction de l'W : le relief des craies, des grès et des marnes du Crétacé supérieur et moyen ; celui des calcaires et marnes du Crétacé inférieur ; et enfin le karst des calcaires jurassique (fig. 22). Dans la zone interne cette évolution a été perturbée par la présence de la molasse. Ces étapes n'ont pas été synchrones ; dans l'E les deux premières étaient achevées à l'Eocène, tandis que la première est encore en cours dans les craies de Lains (Jura W) et aux abords du lac de Saint-Point.

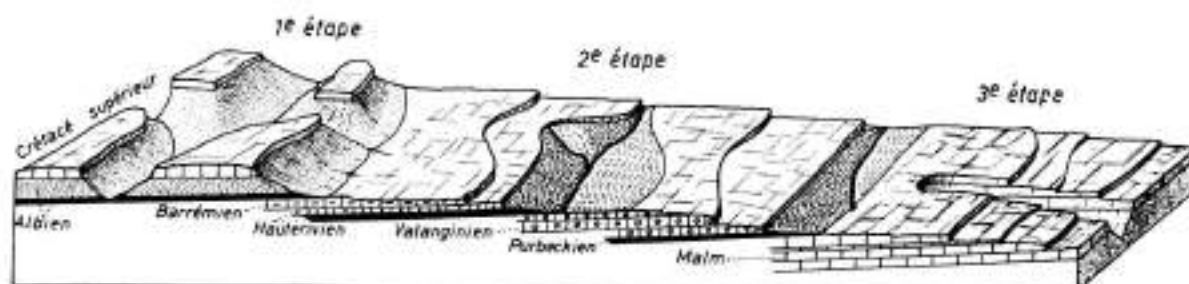


Fig. 22. Schéma de l'évolution du relief avant le plissement.

Dans la *première étape* l'érosion eut d'abord un caractère semi-karstique dans la craie du Cénomaniens, puis franchement fluvial dans les grès et les marnes sous-jacents. Le premier relief du Jura fut donc un relief de vallées. Les silex, fragments de Cénomaniens, grains de quartz et de glauconie sont les témoins de cet épisode. La série de la station d'épuration du Lieu en est un autre (fig. 8).

Cette phase a pris fin avec le dégagement du Barrémien. A l'Eocène, c'était chose faite au pied du Jura et en quelques points de la chaîne. Lors de la transgression oligocène, l'érosion avait déjà entamé le Crétacé inférieur dont les débris se retrouvent dans les sédiments avec des fragments de Cénomaniens et de grès verts. Ainsi les terrains les plus élevés disparaissent progressivement, découvrant des surfaces toujours plus étendues de Crétacé inférieur.

La *deuxième étape*, qui se substitue progressivement à la première, est caractérisée par un modelé polygénique, les niveaux calcaires étant soumis à la dissolution comme

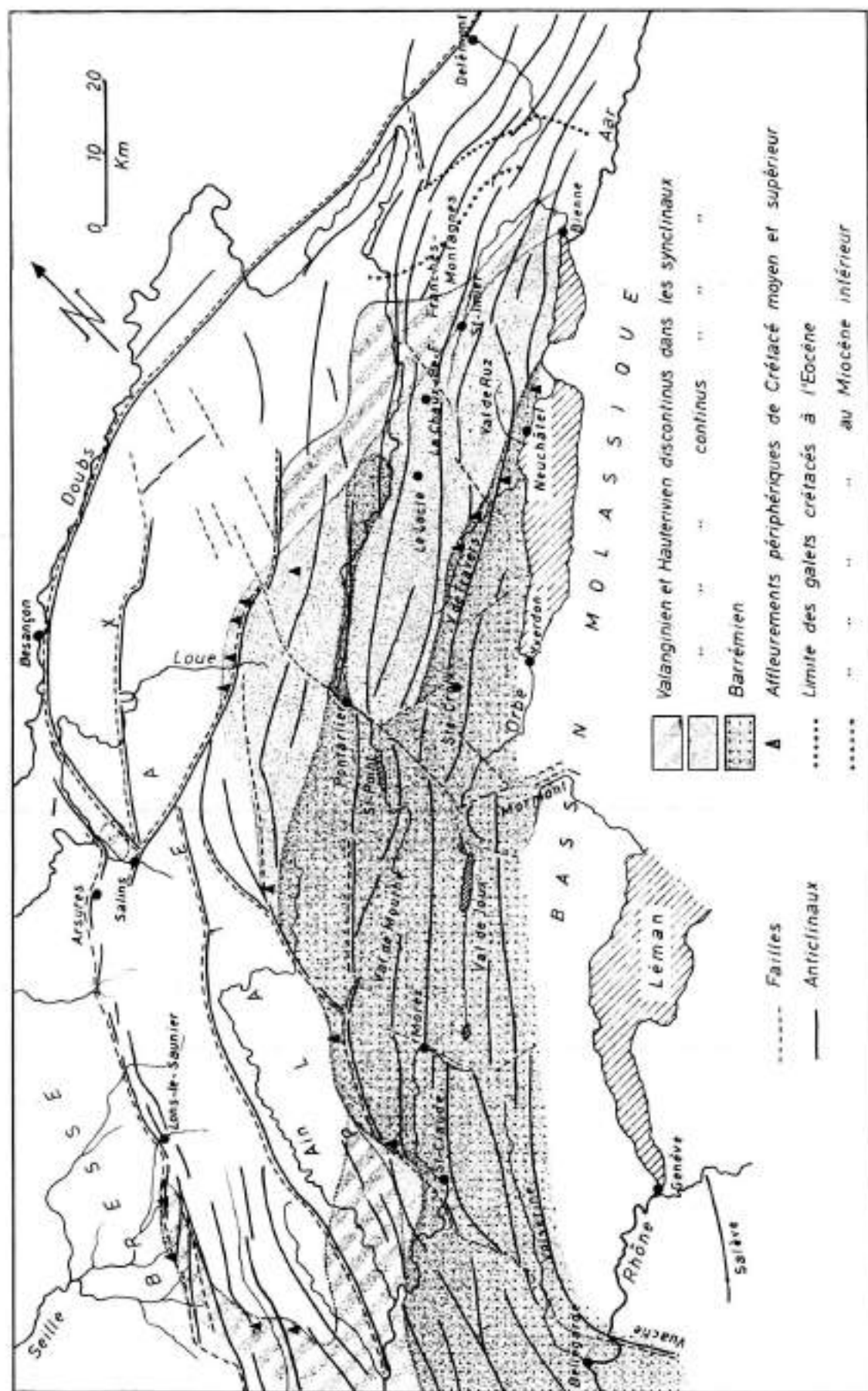


Fig. 23. Répartition actuelle du Crétacé.

l'a révélé le lapié des Verrières (p. 33), et les surfaces imperméables, au ruissellement. Le relief rappelait sans doute celui des brachysynclinaux actuels, avec leurs plateaux calcaires karstifiés et leurs dépressions marneuses façonnées par les eaux superficielles. Les progrès de cette phase d'érosion apparaissent dans la répartition actuelle des affleurements de Crétacé de la figure 23 et dans les commentaires qui l'accompagnent.

Lors de la *troisième étape*, le problème morphologique se simplifie en raison de l'épaisseur et de l'homogénéité des calcaires du Malm. L'érosion karstique prend le dessus au détriment de l'érosion fluviale confinée dans d'étroites vallées. C'est à peu près ce que l'on observe aujourd'hui sur le plateau d'Ornans (fig. 25) qui possède encore une frange de Crétacé avec quelques vestiges d'un réseau hydrographique, en dehors desquels les calcaires jurassiques sont partout livrés à la karstification, à part le canyon de la Loue et ses dépendances.

Dans le Jura oriental, cette étape est localement dépassée, une partie importante des calcaires jurassiques ayant disparu, à la suite de quoi le relief karstique a fait place à un réseau de vallées liasiques et triasiques. A l'opposé, sur la marge W de la chaîne, les événements ont pris un autre cours par le recul de la bordure bressane au détriment du plateau jurassien.

Les figures 1, 4 et 15 permettent de constater dans les trois périodes, que les affleurements de chaque étage sont continus et se succèdent dans l'ordre de leur position stratigraphique, à part quelques défauts attribuables à des accidents tectoniques. Cela implique une uniformité topographique comparable à celle des zones tabulaires actuelles, dont le relief particulier s'explique par l'érosion frontale des têtes de bancs subhorizontaux (AUBERT 1969). Au Tertiaire, le recul successif des horizons stratigraphiques de l'E à l'W a dû avoir les mêmes conséquences, et la figure 1 montre que cette évolution était déjà en cours lors de la sédimentation du sidérolithique.

En revanche, à l'échelle de l'affleurement, la morphologie était accidentée avec le plus souvent le caractère d'un karst (fig. 3, 14, 18). Le même contraste existe dans le relief actuel. Il semble donc que l'évolution ancienne obéissait aux mêmes lois que l'actuelle.

La surface d'érosion précédant le plissement

L'étude des sédiments pontiens a permis d'imaginer quelques aspects du Jura à la veille de son plissement : le plateau jurassien, le talus et le piedmont bressans, le karst des Arsures, la rivière des sables vosgiens. Pour en découvrir d'autres il faudrait déplisser la chaîne et restaurer la couverture sédimentaire. La figure 23 va nous permettre de le faire.

Au S de la ligne Bienne-Loue, le Crétacé existe en bandes ininterrompues dans tous les synclinaux. Cela signifie qu'avant d'être plissée, cette région possédait une couverture crétacée à peu près continue, qui ne s'est conservée ensuite que dans les synclinaux. Plus au N, au-delà d'une zone de transition, il n'existe aucune trace de ces terrains. Leur limite au moment du plissement est donc bien déterminée.

Au NW, le Crétacé existe en affleurements continus pincés dans des chevauchements, à partir desquels il empiète sur les plateaux, puis se retrouve au-delà, près de Salins, et au S de Lons-le-Saunier, ainsi que dans la brèche des Arsures sous forme de galets. Avant le plissement ces plateaux devaient donc posséder une partie de leur couverture crétacée. Si elle a disparu, c'est faute de synclinaux pour la conserver.

Au moment de se plisser, le Jura situé au S du parallèle de Bienne était donc recouvert en grande partie par les calcaires et les marnes du Crétacé inférieur et se trouvait par conséquent dans les conditions d'érosion de la deuxième étape, à l'exception toutefois des zones occupées par la molasse ou le Crétacé supérieur et moyen, qui en étaient encore à la première. En revanche, les régions septentrionales et externes, ainsi que les boutonnières de la zone précédente où les calcaires jurassiques avaient été dégagés, connaissaient le régime karstique de la troisième.

Rien ne prouve que la surface pontienne ait été une pénéplaine. Toutefois la succession du S au N du Barrémien, du Néocomien et du Malm de la figure 23, correspond à une surface d'érosion uniforme tranchant la série stratigraphique sous un petit angle (fig. 24, profil 1). La topographie pontienne était donc comparable aux surfaces basses et substructurales éocènes, oligocènes et miocènes dont elle était issue. Cette continuité du relief dans le temps implique une ablation relativement uniforme, comme celle que l'on observe aujourd'hui dans les régions calcaires non plissées.

Remarquons encore que jusqu'ici il n'existe pas de divergences fondamentales entre ces considérations et les conceptions des théories traditionnelles.

Estimation de l'ablation antérieure au plissement

L'ablation qui a pu être calculée à l'Oligocène grâce à des conditions particulières, n'excédait pas 5 mm par millénaire, c'est-à-dire une valeur extrêmement faible. Le même procédé n'étant pas applicable aux autres périodes, on ne peut se risquer à estimer l'ablation globale qu'avec une extrême prudence. Considérons la zone située au S de Bienne et admettons qu'en moyenne la moitié de sa couverture de Crétacé inférieur avait disparu au Pontien. Cela fait une centaine de mètres, auxquels il faut ajouter l'Albien et le Cénomaniens qui mesurent 20 m à Saint-Point, 30 à 50 m dans la Bresse, puis le Turonien et le Sénonien qui atteignent 50 m toujours en Bresse. Au-dessus s'élevaient sans doute d'autres niveaux du Crétacé supérieur dont on ignore tout, à part le Maestrichtien du lac de Bienne. Enfin il faut tenir compte des dépôts molassiques. Au total cela ne doit pas dépasser une épaisseur de 300 à 350 m, correspondant à une ablation de 5 à 6 mm par millénaire, équivalente à celle qui a été calculée pour l'Oligocène¹¹).

Ce résultat n'a pas d'autre prétention que d'exprimer numériquement ce que révèle l'observation directe, à savoir que le Jura n'a subi qu'une ablation relativement faible avant son plissement.

Le principal obstacle qui s'est opposé aux progrès de l'érosion durant cette longue période réside dans la résistance de la dalle urgonienne, raison pour laquelle elle occupe de si grandes étendues sur les surfaces d'érosion successives (fig. 1, 4 et 15) et aujourd'hui encore dans les brachysynclinaux et au pied du Jura près d'Orbe. Cette qualité ne provient pas seulement de l'épaisseur de ses bancs et de l'homogénéité de ses calcaires, peu propices à l'évolution des dolines qui constitue le principal procédé de l'érosion karstique; elle tire également son origine de la position de cet horizon au mur d'une série marneuse. On a remarqué, en effet, dans le karst actuel (AUBERT 1969), que les bancs calcaires dégagés d'un toit marneux offrent peu de prise à la corrosion et se

¹¹) Il est intéressant de constater que cette valeur de l'ablation est du même ordre de grandeur que celles de la Floride et du Yucatan calculées par CORBEL (1959).

laissent difficilement dégrader. Le sommet du Valanginien et du Portlandien, surmontés l'un et l'autre de couches marneuses, jouissent des mêmes propriétés.

D'autre part, avant le plissement, les calcaires devaient être peu fissurés sauf dans les régions précocement tectonisées. Or on sait que la fissuration constitue le facteur le plus efficace de l'activité érosive. Le climat lui-même est aussi responsable du retard de l'ablation en raison de sa stabilité relative. Le climat chaud et humide qui s'est maintenu durant ces périodes a dû engendrer un sol épais et compact favorisant l'évapotranspiration au détriment du lessivage.

Si l'érosion « dorsale » a été faible, l'érosion « frontale », c'est-à-dire sur la tranche des bancs, s'est révélée beaucoup plus efficace, conformément à ce que l'on peut observer actuellement dans le Jura. Le profil n° 3 de la figure 20, tirée de LIENHARDT (1962), montre en effet que le talus du plateau jurassien en bordure de la Bresse, a reculé de plusieurs kilomètres au cours de l'Oligocène et du Miocène.

L'évolution du relief après le plissement (fig. 24)

La couverture sédimentaire jurassienne, peu déformée, mais amincie en biseau par l'érosion, a subi au Tardipontien un plissement qui lui a donné sa structure actuelle. Le charriage sur la Bresse et la direction des stries sur les surfaces de friction, montrent qu'il s'agissait d'un mouvement tangentiel. Il en est résulté des faisceaux d'anticlinaux accompagnés de fractures, à peu près parallèles, entre lesquels s'intercalent des synclinaux de plus en plus spacieux du côté externe, passant à des bassins tectoniques et finalement à des plateaux presque tabulaires. Enfin cette structure est découpée par des décrochements transversaux et se complique de charriages profonds (AUBERT 1971).

La *surface d'érosion pontienne* a naturellement épousé ces déformations qui sont à l'origine des grands traits de la topographie actuelle, monts, vallons, plateaux, etc. En outre cette phase tectonique a déterminé un soulèvement général de la chaîne qui se mesure à l'altitude de la molasse dans les synclinaux internes – 1300 m à la Gitte près de Sainte-Croix, 1345 m près de la Faucille (MICHEL 1955) – comparée à celle du pied de la chaîne. Elle a provoqué encore un *renversement topographique* déjà ébauché au Miocène, en ce sens que la pente générale initiale, inclinée de l'extérieur vers l'intérieur, a fait place à une surface de pente contraire, raccordée au bassin molassique par une brusque dénivellation de plusieurs centaines de mètres.

Il n'y a aucune raison de penser que l'érosion s'est interrompue ou même ralentie après le plissement, comme le sous-entendent les théories traditionnelles. Elle s'est poursuivie, mais dans des conditions différentes en raison de l'influence d'un nouveau paramètre, la structure plissée. Jusqu'alors, s'appliquant à une série à peine dérangée, elle devait être à peu près uniforme; dès lors, elle s'exerce sur des calcaires déformés par des plis et disloqués par des fissures, qui introduisent dans le processus d'évolution morphologique, un *facteur de différenciation*.

Le problème qui se pose est donc de comprendre comment la surface initiale ployée par la tectonique tardipontienne, a évolué pour aboutir au relief que nous avons sous les yeux, dont on sait qu'il est caractérisé par son conformisme.

Les lois actuelles du karst jurassien sont connues (AUBERT 1969), et leur application aux périodes antérieures se justifie car les conditions qu'elles requièrent étaient

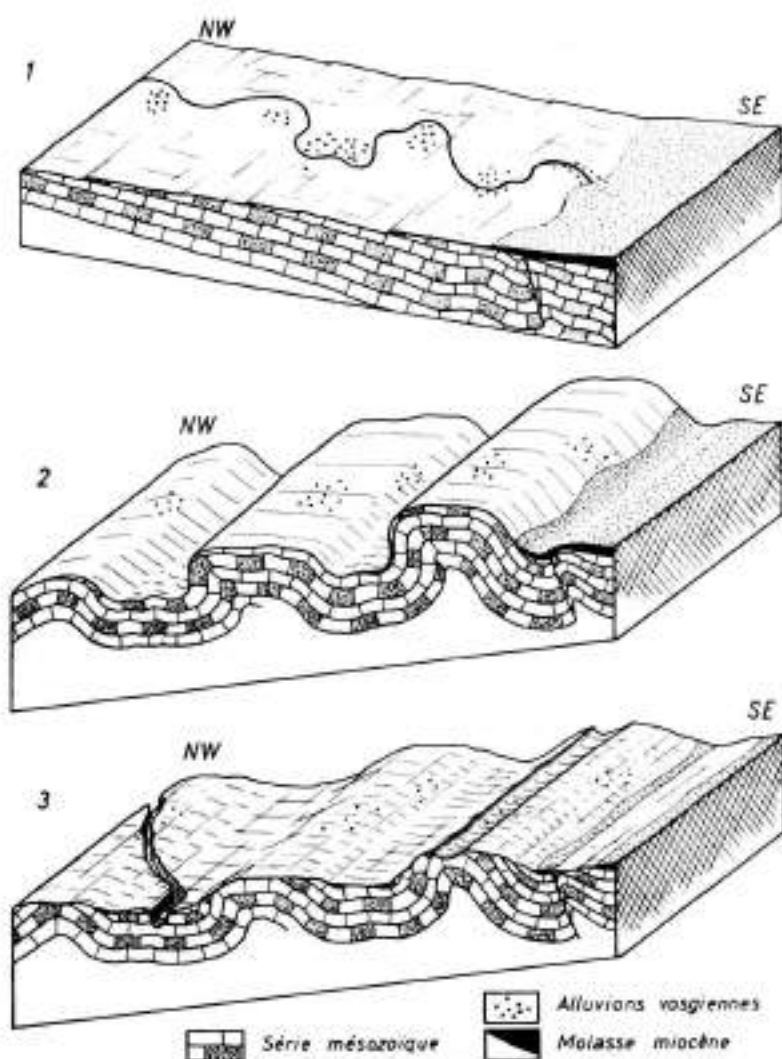


Fig. 24. Schéma illustrant la théorie de l'aplanissement karstique.
 1 Surface pontienne. 2 Structure tardipontienne. 3 Relief actuel.

déjà réalisées, sauf pendant les glaciations. Or, il a été établi que l'érosion est maximum sur les anticlinaux, décroît sur leurs flancs et devient presque négligeable dans les synclinaux. Appliquée à la surface tardipontienne, cette loi explique donc d'une manière satisfaisante l'aplanissement progressif des voûtes anticlinales et l'origine de la topographie conforme qui en est la conséquence.

Dans les zones créacées, ce façonnement a pris d'abord la forme d'un décortilage des anticlinaux par l'élimination des niveaux marneux et calcaires. Puis l'ablation du Purbeckien, par laquelle cette phase a pris fin, a dégagé les calcaires résistants du Portlandien en rétablissant une surface presque structurale. A partir de ce moment, une fois découverte la série jurassique, l'érosion karstique a contribué à émousser progressivement les anticlinaux jusqu'au dégagement des marno-calcaires argoviens, dans lesquels se sont creusées ensuite les combes anticlinales.

La morphologie particulièrement fraîche et le relief rigoureusement conforme des chaînons internes, que MACHAČEK (1905) attribuait à un plissement plus récent, peuvent s'expliquer par le dégagement tardif de leur noyau jurassique, retardé par l'épaisseur de la couverture créacée et molassique. Du reste ils en possèdent encore des résidus

sous forme de poches karstiques pleine d'argiles sableuses renfermant des débris de Spongiaires, de Bryozoaires et des dents de poissons d'origine crétacée.

Une autre loi du relief calcaire actuel veut que les dépressions karstiques ne s'approfondissent pas indéfiniment et que par conséquent la dissolution tende, dans l'ensemble, à aplanir la topographie. C'est l'explication du contraste relevé ci-dessus entre l'uniformité de la surface considérée dans ses grandes lignes et les accidents de sa morphologie.

Le bouleversement topographique consécutif au plissement tardipontien a été la cause d'une *révolution hydrographique* déjà ébauchée au Miocène, qu'il est difficile de se représenter, comme LINIGER (1953, 1966) a eu la possibilité de le faire dans le Jura oriental. L'augmentation d'altitude a eu pour effet l'encaissement des rivières et le creusement des canyons. L'inversion de la pente et l'édification des anticlinaux ont dû provoquer des changements de cours, l'abandon d'anciennes vallées, la formation des cluses, etc. D'autre part la surélévation, la fissuration et le dégagement des séries calcaires ont certainement favorisé l'infiltration, la circulation karstique et par conséquent le façonnement d'un *relief souterrain*. La plupart des cavités qui perforent actuellement les massifs jurassiens sont donc postérieures au plissement. Dans la période antérieure, la faible altitude et la proximité de la zone noyée devaient être peu favorables à la circulation profonde, dont il n'existe, à ma connaissance, que deux témoins, les galeries de Génissiat et les grottes du Salève, auxquelles il faut ajouter les poches de sidérolithique, décrites dans la première partie de ce travail.

Estimation de l'ablation postérieure au plissement

L'analyse des eaux d'infiltration a permis d'estimer l'ablation superficielle actuelle à 50 mm par millénaire¹²⁾, ce qui équivaut, pour la période postérieure au plissement, à une épaisseur de 250 m¹³⁾ (AUBERT 1969). 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; maximum sur les charnières, elle se réduit dans les synclinaux, où elle a été incapable de faire disparaître le Barrémien qui pourtant y affleurerait déjà au Miocène.

Une autre méthode permet de la calculer approximativement. 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, qui sépare la vallée de Joux du bassin molassique, 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. En revanche, celle des synclinaux peut être négligée. Comme ils sont beaucoup plus étroits que les anticlinaux, l'ablation moyenne de doit pas être inférieure à 250–300 m.

Ces deux résultats remarquablement convergents nous montrent donc que l'ablation totale consécutive au plissement, équivaut à peu près à celle des trois grandes périodes précédentes.

¹²⁾ Ces résultats viennent d'être confirmés par les patientes analyses de J.-J. Miserez (Géochimie des eaux du karst jurassien. Thèse Univ. Neuchâtel, à l'impression).

¹³⁾ Dans mes travaux précédents je l'estimais à 500 m. Cette réduction de moitié est la conséquence de celle de la durée du Pliocène admise dans les publications récentes.

Le même rapport apparaît en bordure de la Bresse. La figure 20 nous avait permis d'estimer à plusieurs kilomètres le recul du plateau durant l'Oligocène-Miocène. Elle révèle aussi que l'escarpement de Dogger s'est retiré de 5 à 8 km depuis la mise en place du charriage, et que pendant ce temps, la surface du plateau a été débarrassée de son Jurassique supérieur.

Il est donc clair que l'érosion a été incomparablement plus efficace après le plissement qu'avant. On en connaît déjà les causes: la fissuration consécutive à la tectonisation, qui stimule tous les procédés d'érosion; l'instabilité climatique qui se dessine au Pliocène, puis prend toute sa signification au Quaternaire. L'érosion glaciaire et périglaciaire d'une part, l'érosion karstique et fluviale de l'autre, alternent à plusieurs reprises, dégradant à chaque coup le modelé précédent pour imprimer le leur. Ainsi la dissolution bénéficie de l'ablation des vieux sols compacts et de la fragmentation des calcaires par le gel et le rabottage glaciaire, qui, à leur tour, profitent de l'élargissement des fissures de corrosion.

Les plateaux

Dans le Jura, il existe des plateaux à peu près partout. Les uns sont des surfaces d'érosion qui émoussent les structures plissées; les Franches-Montagnes en constituent le type le plus achevé. D'autres comme ceux de Pontarlier-Nozeroy et de Levier, ne sont en réalité que de spacieux synclinaux peu déprimés et à fond plat. Les vrais plateaux, les seuls que nous envisageons, correspondent à des zones subtabulaires. Ils appartiennent donc à la catégorie des plateaux structuraux.

Ce sont de larges étendues calcaires, étagées et raccordées les unes aux autres par des talus d'érosion ou d'étroits faisceaux tectoniques. Des canyons les dissèquent et des reculées en entaillent les bords. Leur relief est analogue au modelé général de la chaîne, c'est-à-dire uniforme et aplani dans les grandes lignes, accidenté dans le détail, et au surplus empâté par une couverture pédologique. Les surfaces réellement horizontales y tiennent peu de place et la morphologie est typiquement karstique avec ses dolines, ses bassins fermés, ses croupes émoussées et ses dédales de «combes karstiques». On y observe aussi par endroits des vallées sèches d'origine fluviale, mais peu importantes et apparemment récentes (cf. AUBERT 1969, fig. 30).

Pour les *théories traditionnelles*, les plateaux matérialisent l'ancienne pénéplaine; elles les considèrent comme des vestiges à peine dérangés de cette vieille surface et expliquent leur étagement par la succession des cycles d'érosion. Toutefois chaque plateau est complexe et renferme des surfaces secondaires qui exigent des hypothèses d'appui faisant intervenir des déformations tardives de la pénéplaine. C'est surtout CHABOT (1927) qui a développé ces idées et à part BLACHE (1929) et BENEVENT (1932) qui les ont vivement critiquées, ses successeurs n'ont fait que les reprendre ou les adapter aux nouvelles conceptions tectoniques du Jura. Par exemple, pour DREYFUSS & GLANGEAUD (1950), dont l'opinion est partagée par la plupart des géologues français, le plateau le plus élevé, celui d'Ornans, appartenait à une surface miocène inclinée vers la mer molassique, tandis que celui de Montrond situé en contre-bas du premier, est l'héritage d'une surface pontienne inclinée dans l'autre sens à la suite d'un mouvement de bascule. De son côté, CAIRE (1963) considère que les plateaux résultent d'une pédiplanation en climat semi-aride, succédant au plissement pontien et suivie de retouches tectoniques.

Les remarques relatives aux théories traditionnelles s'appliquent aussi à leurs variantes des plateaux; il n'y a donc pas lieu d'y revenir sauf sur un point qui ne concerne que ces derniers. Il s'agit du nivellement de leurs failles transversales ou obliques, considéré comme une preuve de l'ancienneté de l'aplanissement. Or ces cassures ont des stries à peu près horizontales. Il s'agit donc de décrochements dont le rejet, appliqué à des séries elles-mêmes horizontales et homogènes au surplus, a été bien incapable d'engendrer d'importantes dénivellations topographiques.

En revanche les plateaux possèdent un caractère que négligent les théories traditionnelles, mais sur lequel BLACHE (1929) a insisté; *ils sont conformes à la structure* au même titre que les régions plissées. En effet, ils correspondent sans exception à des séries subtabulaires ou faiblement plissées et il ne peut s'agir d'une coïncidence fortuite, car la réciproque est également vraie. Toute structure proche de l'horizontale en roche calcaire, qu'elle appartienne à un synclinal, au dos d'un anticlinal coffré ou à un palier quelconque, détermine une surface à peu près plane qui se modifie aussitôt que les bancs se redressent ou s'infléchissent. Cette relation se vérifie jusque dans les détails comme on peut le constater sur les figures 25, 27 et 28, ainsi que dans les profils établis par PROTCHÉ (1962), au bord du plateau d'Ornans.

Pour expliquer les accidents morphotectoniques des plateaux, les théories traditionnelles sont embarrassées. Ou bien elles les considèrent comme des monadnocks, autrement dit des morceaux trop résistants pour avoir été nivelés; ou bien elles les attribuent à des déformations tardives. En réalité les plateaux ne constituent qu'un cas particulier du relief jurassien, celui des couches horizontales; par conséquent ils peuvent s'expliquer comme les autres formes topographiques par les lois de l'évolution actuelle du relief. C'est ce que nous allons essayer de montrer.

Evolution des plateaux

Au cours des premières périodes du Tertiaire les plateaux ont dû subir, comme les régions plissées, quelques déformations tectoniques, notamment les accidents cassants de l'Oligocène. En revanche, situés au-delà des transgressions molassiques, ils sont restés en permanence exposés à l'agression karstique, fluviale, voire éolienne. Les conditions pétrographiques et climatiques étant les mêmes partout, le résultat topographique fut sans doute analogue à celui de la zone interne, à savoir une surface pontienne tranchant sous un angle très petit la série stratigraphique. On sait qu'elle a été soulevée et basculée vers l'extérieur lors du plissement tardipontien. C'est donc au cours de cet événement que se sont différenciées les zones tabulaires destinées à devenir les plateaux; c'est également à partir de là que notre opinion s'écarte des conceptions traditionnelles.

La surface pontienne ne s'est pas mieux conservée sur les plateaux qu'ailleurs. Elle a continué à évoluer comme auparavant, par les mêmes procédés d'érosion et en fonction d'une structure à peine modifiée, avec pourtant des influences nouvelles, une fissuration accrue, une altitude plus élevée et un climat moins stable. Dans les régions typiquement calcaires, on peut observer aujourd'hui une évolution morphologique comparable, à petite échelle (AUBERT 1969; p. 334 et 338). Si le pendage est faible, l'érosion frontale l'emporte sur l'érosion dorsale et les têtes de bancs, au lieu de s'émauser, reculent et s'espacent les unes des autres (érosion karstique régressive). Elles forment alors un relief de minicuevas dont la surface générale coupe les plans

de stratification sous un angle d'autant plus faible que le pendage est plus petit. Dans ce processus, toute intercalation marneuse accélère le recul de son toit et retarde celui de son mur, contribuant ainsi à augmenter l'intervalle des têtes de bancs et du même coup à accentuer encore l'aplanissement topographique.

L'origine des plateaux doit obéir aux mêmes lois. Elle est donc conditionnée par l'existence d'une série faiblement inclinée et favorisée par celle d'un niveau marneux. Or il existe dans le Jurassique supérieur deux assises marneuses qui peuvent entrer en ligne de compte, le Purbeckien dont l'ablation dégage les *plateaux de Malm*, et l'Argovien-Oxfordien qui est à l'origine de ceux de *Dogger*.

Le *plateau d'Ornans* est caractéristique du premier type. Il s'étend sur une série faiblement inclinée au S, comprise entre le faisceau de Mouthiers et la ride de Mamirolle, de part et d'autre de la Loue. Au-delà de Vercel son extrémité orientale progressivement rétrécie par des anticlinaux marginaux, se réduit finalement à un synclinal qui s'intègre à la zone plissée à l'E de Pierrefontaine (fig. 15). C'est un bel exemple de subordination de la topographie à la structure.

La figure 25 représente une tranche de ce plateau à l'E de la Loue dont les ravins latéraux entaillent le bord du bloc-diagramme. On peut y distinguer, comme sur le troisième profil de la figure 26, plusieurs régions significatives. A droite un plan incliné, presque structural, récemment dégagé par le recul du Crétacé et du Purbeckien. Puis à partir d'un faite, une surface sécante inclinée au N, portant des *cuestas* de plus en plus délabrées; c'est le résultat de l'érosion karstique régressive. Enfin dans la moitié septentrionale, où la karstification devient prépondérante, s'ajoutent encore des accidents dus à l'influence de failles et de flexures. Le petit dôme de Fallerans, par exemple, correspond à une flexure.

Cette analyse révèle la complexité du façonnement d'un plateau (fig. 26). Il débute par le dégagement de la surface calcaire, se poursuit par l'érosion karstique régressive

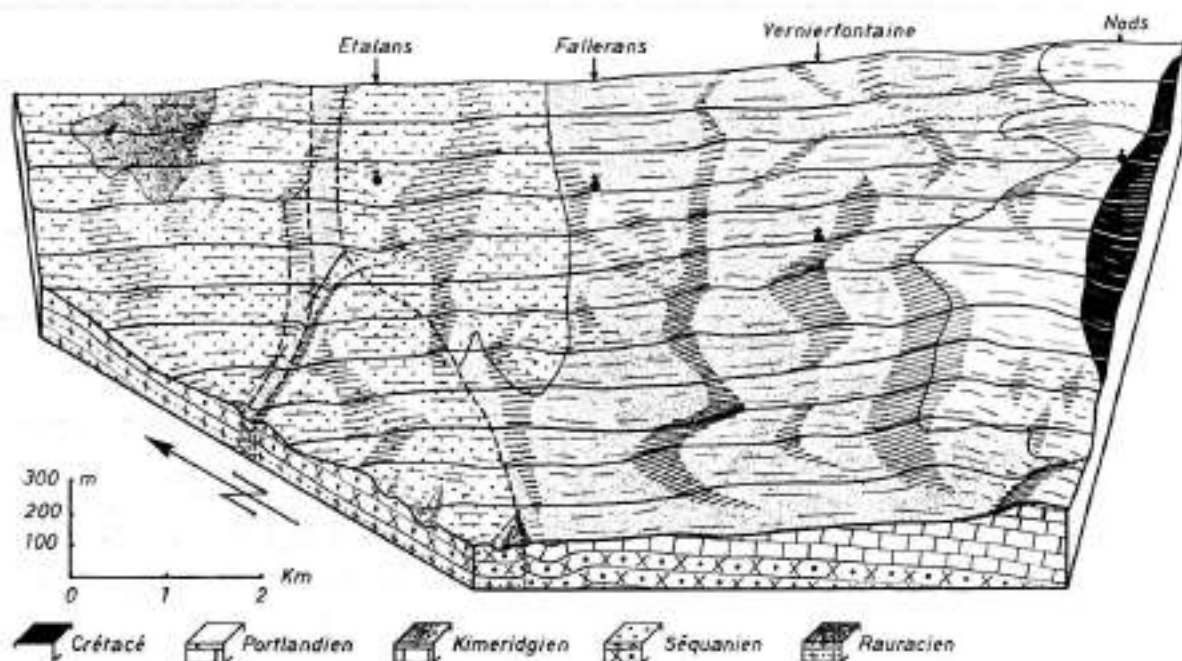


Fig. 25. Relief et structure du plateau d'Ornans (d'après les cartes géologiques au 1:50000 d'Ornans et de Vercel).

déterminée par la stratification et le pendage et qui se traduit par une succession de cuestas, et enfin se complète par une érosion karstique apparemment désordonnée, dirigée en réalité par les réseaux de fissuration. Dans l'ensemble, *le plateau est donc une surface de dégagement évoluée.*

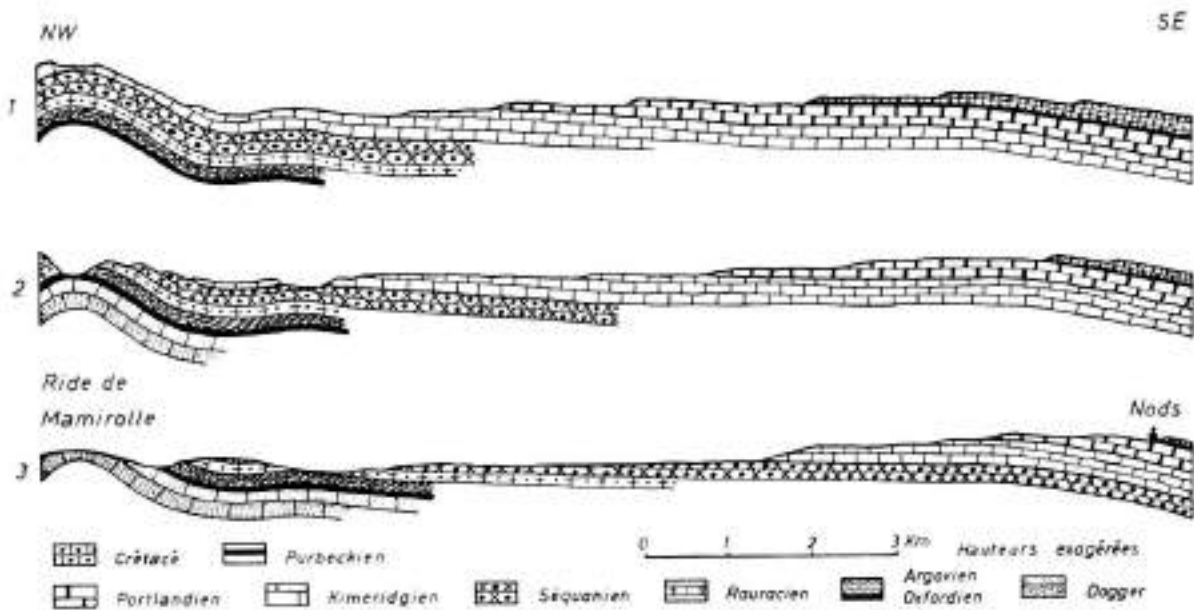


Fig. 26. Schéma de l'évolution du plateau d'Ornavs. 1 Relief au Tardipontien. 2 Etat intermédiaire. 3 Relief actuel.

Parmi les plateaux de Dogger, celui de Lons-le-Saunier servira de modèle. La figure 27 en représente une bande transversale comprise entre la chaîne de l'Heute à l'E et les premières dislocations de l'arc lédonien à l'W, avec la pittoresque reculée de Ladoye. Son origine s'explique comme celle du précédent par l'ablation régressive du Jurassique supérieur, facilitée par l'assise des marno-calcaires argoviens et des marnes oxfordiennes, dont un lambeau subsiste adossé à la chaîne de l'Heute. Cette opinion est partagée par MATHIS (1973) qui considère ce plateau comme une surface de dégagement.

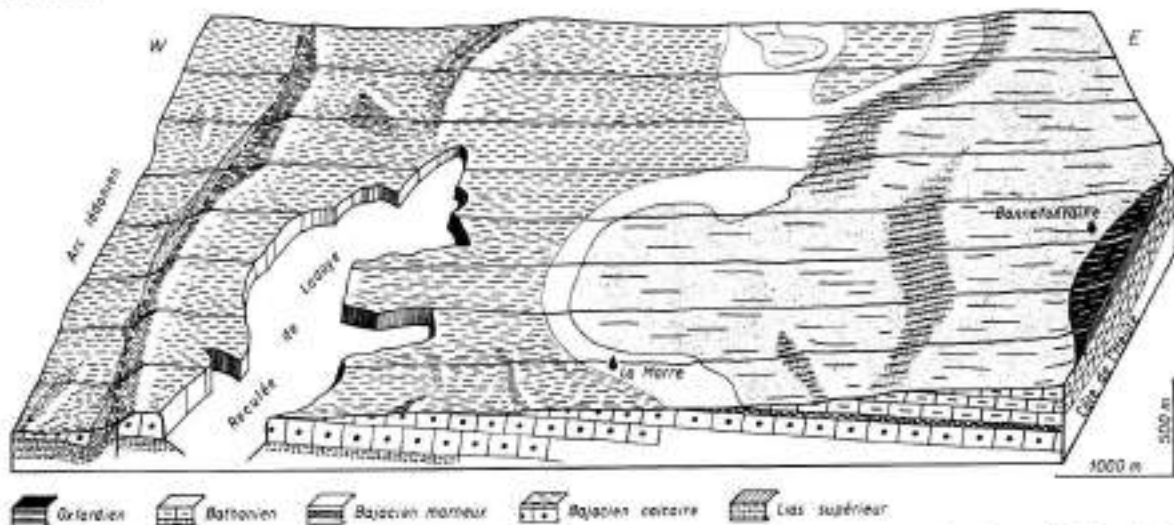


Fig. 27. Plateau de Lons-le-Saunier (d'après la carte géologique au 1:50000 de Lons-le-Saunier).

Sa topographie moins accidentée que celle d'Ornans comprend de grandes étendues substructurales et des cuestas moins saillantes. En revanche les dépressions karstiques peu apparentes sur le dessin, sont nombreuses mais jamais profondes. Cette uniformité peut provenir de la rapidité du dégagement explicable par l'altérabilité des marnes de l'Oxfordien. Elle pourrait être due également à la résistance et à la stratification des calcaires oolithiques et récifaux du Bajocien-Bathonien, qui se prêtent moins bien que ceux du Malm au recul régulier des têtes de bancs. Au bord occidental du dessin, on remarque encore une ride anticlinale en relief qui confirme ce qui a été dit plus haut sur le conformisme des plateaux.

Le plateau de Montrond mériterait presque le nom de bassin, car c'est une large dépression structurale comprise entre la ride de Mamirole et le faisceau externe, au SE de Besançon (fig. 15). Il comprend trois secteurs bien distincts: au milieu un plateau de Malm occupé en partie par le marais de Saône, et à chaque extrémité un plateau de Dogger. Leur raccord se fait par des talus d'érosion de l'Argovien et de l'Oxfordien. La figure 28 représente justement, au premier plan une partie du plateau

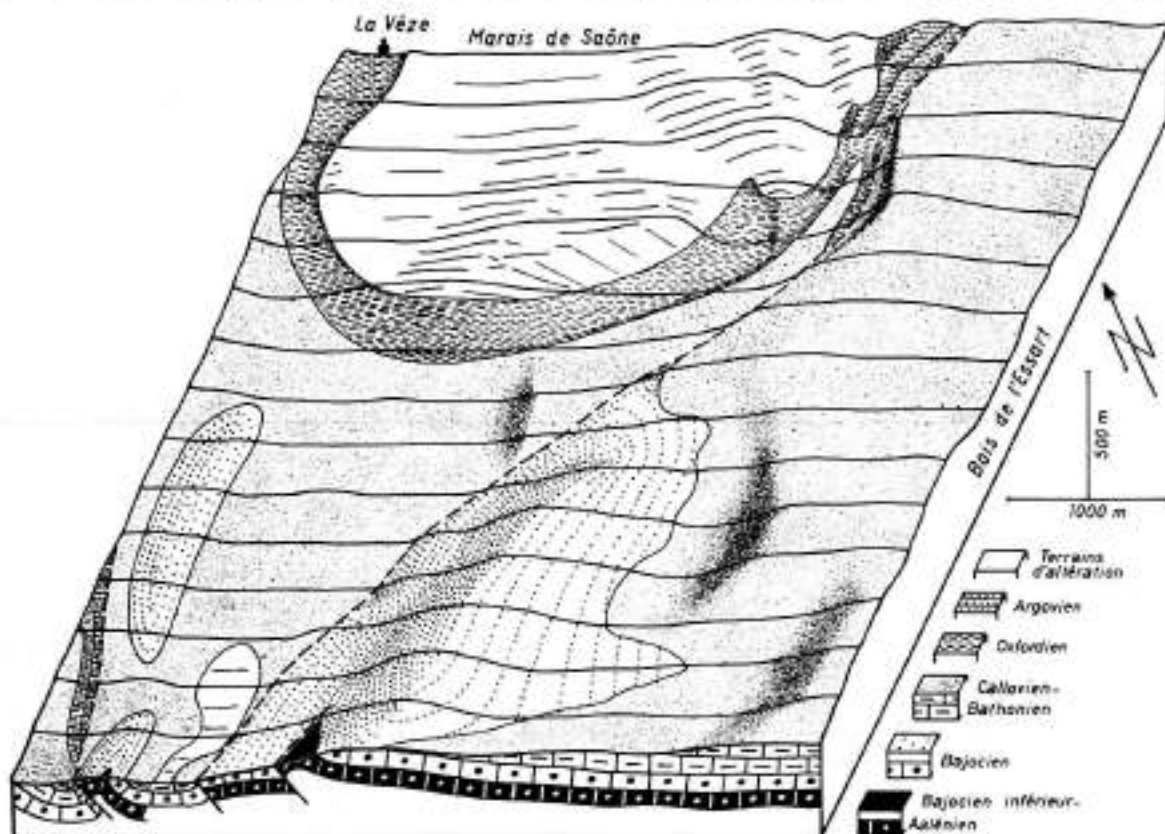


Fig. 28. Plateau de Montrond (d'après la carte géologique au 1:50000 de Besançon).

occidental de Dogger, à un niveau plus élevé celui de Malm recouvert d'argiles résiduelles, et entre les deux une rampe ou une combe oxfordienne. On distingue aussi les effets des plis et des failles du Dogger sur la morphologie.

Les compartiments de Jurassique moyen se développent aux dépens de ceux du Malm par le recul du talus d'érosion. Cette évolution est parfaitement visible un peu plus au S dans la région de Mérey, où le Malm du plateau d'Ornans et le Dogger de

celui de Montrond se juxtaposent normalement sans accident tectonique intermédiaire (fig. 29). La morphologie est d'une netteté saisissante. Les deux surfaces planes,



Fig. 29. Plateau de Montrond. Raccord du Dogger et du Malm (d'après la carte géologique au 1:50000 de Besançon).

dénivelées de 70 à 80 m l'une par rapport à l'autre, se raccordent par un versant d'érosion qui échancre le plateau de Malm et circonscrit la butte de Montrond. Des éboulis, des glissements de terrain et des rigoles de ruissellement témoignent de l'activité érosive actuelle, qui dégrade l'Oxfordien, repousse le Malm et dégage le Dogger. L'absence d'un réseau hydrographique prouve que les résidus subissent sur place une altération chimique, à la suite de quoi les carbonates sont entraînés en profondeur tandis que les insolubles se retrouvent dans les argiles à chailles qui empâtent la surface du Bathonien et du Bajocien (CAIRE 1967).

L'évolution topographique des plateaux n'est en définitive que l'intégration de celle des bancs calcaires. Dans les deux cas, l'érosion mécanique de la tranche des bancs (érosion frontale) est complétée par l'altération et la dissolution des produits de cette désagrégation.

Le même phénomène se retrouve à un niveau inférieur dans le Jura lédonien. Le plateau de Lons-le-Saunier se rétrécit par le recul de l'escarpement Bajocien-Bathonien, facilité par les marnes liasiques et keupériennes sous-jacentes. S'il existait plus bas une importante série calcaire, on assisterait au dégagement d'un plateau de Trias.

BIBLIOGRAPHIE

- ALABOUVETTE, B. (1965): *Etude géologique de la région de Saint-Laurent (Jura)*. — Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Besançon.
 ALTHAUS, H.E. (1947): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz*. — Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech. 26/1.
 ANNAHEIM, H. (1951): *Morphochronologische Parallelen*. — Geographica helv. 6, 205-210.

- AUBERT, D. (1943): *Monographie géologique de la vallée de Joux*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 78.
- (1959): *Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura*. – Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 12/4, 93–152.
- (1965): *Calotte glaciaire et morphologie jurassienne*. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 555–578.
- (1967): *Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura*. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 69/8, 365–376.
- (1969): *Phénomènes et formes du karst jurassien*. – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 325–399.
- (1971): *Le Risoux, un charriage jurassien de grandes dimensions*. – *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 151–156.
- (1972): *Le lapie fossile des Verrières (Doubs)*. – *Ann. sci. Univ. Besançon* (3), 17, 85–88.
- BARSCH, D. (1969): *Studien zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras*. – *Basler Beitr. Geogr.* 9.
- BAUMBERGER, E. (1923): *Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. I. Teil: Bohnerz*. – *Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech.* 13/1, 5–150.
- BELL, E. (1931): *Monographie de la vallée du Doubs entre les Brenets et Biaufond*. – *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* 40, 5–133.
- BENEVENT, E. (1932): *Reculées du Jura central*. – *Rev. Géogr. alp.* 20/2, 267–306.
- BERGOUGNAN, H. (1966): *Contribution à l'étude géologique de la région de Morez (Jura)*. – Thèse Fac. Sci. Univ. Reims.
- (1968): *Sur les sédiments tertiaires entre Longchaumois et les Rousses (Jura central)*. – *C.R. Soc. géol. France* 9, 314–315.
- BERSIER, A. (1938): *Traces éoliennes du continent antémolassique dans les premiers sédiments de la Molasse suisse*. – *C.R. Acad. Sci.* 207, 927–929.
- BERSIER, A., & BADOUX, H. (1937): *Une formation éolienne subdésertique dans le Sidérolithique du Mormont (Vaud)*. – *Eclogae geol. Helv.* 30/2, 231–234.
- BERTSCHY, R. (1958): *Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson*. – *Eclogae geol. Helv.* 51/2, 217–263.
- BIROT, P. (1954): *Problèmes de Morphologie karstique*. – *Ann. Géogr.* 58/337, 161–192.
- BLACHE, J. (1929): *La question des pénéplaines du Jura tabulaire*. – *Rev. Géogr. alp.* 17, 155–171.
- BOISTEL, A.-B. (1902): *Les cailloutis des Dombes dans l'anse du Bugey*. – *Bull. Soc. géol. France* (4), 2, 127–157.
- BOURDIER, F. (1961): *Le bassin du Rhône au Quaternaire* (2 vol.). – *Cent. natl. Rech. sci.*
- BRÜCKNER, E. (1902): *Notice préliminaire sur la morphologie du Jura suisse et français*. – *Arch. Sci. phys. nat.* (4), 14, 633–641.
- CAILLEUX, A., & TRICART, J. (1963): *Initiation à l'étude des sables et des galets*. – *Cent. Doc. Univ. Paris.*
- CAIRE, A. (1958): *Evolution morphotectonique du Jura externe dans la demi-fenêtre d'Aiglepierre*. – *Bull. Soc. géol. France* (6), 8, 761–770.
- (1963): *Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes*. – *Livre Mém. Prof. Fallot* 2, 105–158 (Soc. géol. France).
- (1967): *Les argiles à chailles du Jura*. – *Mém. (hors Sér.) Soc. géol. France* 4, 9–10.
- CAUTRU, J.-P. (1963): *Contribution à l'étude du faisceau bisontin sur la feuille de Vercel*. – Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Besançon.
- CHABOT, G. (1927): *Les plateaux du Jura central*. – *Publ. Fac. Lett. Univ. Strasbourg* 41.
- CHAUVE, P. (1959): *Le Tertiaire du bief des Lavaux (près de Pontarlier) et ses relations avec la tectonique du Jura*. – *Bull. Soc. géol. France* (7), 1, 611–613.
- CHEVASSU, G. (1965): *Etude géologique de la région située entre Quingey (Doubs) et Salins (Jura)*. – Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Besançon.
- CHOIGNARD, J. (1964): *Stratigraphie et sédimentologie du Paléogène de Bresse*. – Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Univ. Dijon.
- CHOLLEY, A. (1932): *Etudes morphologiques sur le Jura méridional et l'île Crémieu*. – *Ann. Géogr.* 41, 561–582.
- COLLOT, L. (1909): *Feuille de Dijon au 320 000*. – *Bull. Serv. Carte géol. France* 19, 66–71.
- COMBEMOREL, R. (1972): *Biostratigraphie du Miocène de la bordure Dombes-Jura (Ain)*. – *Bull. Bur. Rech. géol. min.* (2) 1/3, 45–55.
- CORBEL, J. (1959): *Erosion en terrain calcaire: vitesse d'érosion et morphologie*. – *Ann. Géogr.* 68, 97–120.

- COUTELLE, A. (1969): *Etude géologique du Revermont dans la région de Ceyzériat (Ain)*. – Bull. Soc. géol. France (7), 11, 453–458.
- CUSTER, W. (1928): *Etude géologique du Pied du Jura vaudois*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 59.
- DOLLFUSS, G. (1887): *Quelques nouveaux gisements de terrain tertiaire dans le Jura près de Pontarlier*. – Bull. Soc. géol. France (3), 15, 179–194.
- DOUXAMI, H. (1895): *Le Tertiaire des environs de Sainte-Croix (Jura vaudois)*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 31/119, 289–294.
- DREYFUSS, M. (1949): *Quelques observations géologiques et morphologiques aux environs de Mamirole*. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs 53, 25–31.
- (1959): *Existence d'une topographie karstique du type «lapiaz» sous des alluvions à Besançon*. – C.R. Soc. géol. France 8, 208–209.
- (1961): *Le plateau de Chantrans et le faisceau salinois entre Nods et la Loue*. – Bull. Serv. Carte géol. France 57, 67–74.
- DREYFUSS, M., & GLANGEAUD, L. (1950): *La vallée du Doubs et l'évolution morphotectonique de la région bisontine*. – Ann. sci. Univ. Besançon 5, 1–16.
- DUBOIS, M. (1959): *Le Jura méridional*. – Soc. Educ. Enseign. sup., Paris.
- DUPLAIX, S., & GUILLAUME, S. (1963): *Etude stratigraphique et minéralogique de formations tertiaires du Jura*. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 5/1, 37–54.
- DUPLAIX, S., GUILLAUME, S., & LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1965): *Le Tertiaire de la Bresse, stratigraphie et minéralogie*. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 7/2, 135–148.
- EPPRECHT, W. (1963): *Die Bohnerz-Funde in den Tiefbohrungen von Limberg und Eglisau*. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 43, 313–338.
- ERHART, H. (1967): *La genèse des sols en tant que phénomène géologique* (Vol. 1; 2^e Ed.). – Masson, Paris.
- FAVRE, J. (1911): *Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds*. – Eclogae geol. Helv. 11/4, 369–475.
- FAVRE, J., BOURQUIN, P., & STEHLIN, H. G. (1937): *Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelais*. – Mém. Soc. paléont. suisse 60, 1–47.
- FLEURY, E. (1909): *Le Sidérolithique suisse*. – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 6, 1–260.
- FREI, E. (1925): *Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 55.
- GIGNOUX, M., & MATHIAN, J. (1952): *Les enseignements géologiques du grand barrage de Génissiat sur le Rhône*. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble 29, 121–162.
- GLANGEAUD, L. (1949): *Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène*. – C.R. Acad. Sci. 229, 720–722.
- (1952): *Tectonique comparée des nappes de glissement dans le Jura bressan et diverses régions méditerranéennes*. – Bull. Soc. géol. France (6), 3, 697–702.
- GOCHT, W. (1961): *Geologische und hydrologische Untersuchungen südöstlich von Couvet und Travers*. – Diplomarb. freie Univ. Berlin.
- GUILLAUME, A. (1961): *Relations et évolution morphotectonique des plateaux centraux et de la haute chaîne du Jura*. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 4/2, 103–114.
- (sans date): *Contribution à l'étude géologique de la région de Champagnole (Jura)*. – Thèse Fac. Sci. Paris.
- GUILLAUME, S. (1966): *Le Crétacé du Jura français*. – Bull. Bur. Rech. géol. min. 1966/1–3 et 6.
- GUILLAUME, S., SIGAL, J., & GUILLAUME, A. (1965): *Sur le Tertiaire du synclinal de la Pesse (Jura)*. – C.R. Acad. Sci. 261, 4466–4468.
- HÄFELI, C. (1966): *Die Jura/Kreide-Grenzschiechten im Bielerseegebiet (Kt. Bern)*. – Eclogae geol. Helv. 59/2, 565–696.
- HAUBER, L. (1960): *Über das Tertiär im nordwestschweizerischen Tafeljura*. – Eclogae geol. Helv. 53/2, 656–668.
- HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz* (Bd. I). – Tauchnitz, Leipzig.
- HETTNER, A. (1912): *Aus dem Schweizer Jura. Eine morphologische Skizze*. – Geogr. Z. 18, 515–521.
- HOFMANN, F. (1958): *Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen*. – Eclogae geol. Helv. 51/3, 980–989.
- (1960): *Sedimente einer ariden Klimaperiode zwischen Siderolithikum und Molasse in Lohn, Kanton Schaffhausen, und am Rheinfluss*. – Eclogae geol. Helv. 53/1, 27–32.

- HOFMANN, F. (1969): *Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süßwassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes.* – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 279–284.
- JACCARD, A. (1869): *Description géologique du Jura vaudois et neuchâtois.* – Matér. Carte géol. Suisse 6.
– (1870): *Supplément à la description géologique du Jura vaudois et neuchâtois.* – Matér. Carte géol. Suisse 7.
- JARANOFF, D. (1935): *Zur Morphologie des Schweizer Jura.* – *Z. Geomorph.* 9, 136–132.
- JAYET, A. (1927): *Etude stratigraphique de la Perte du Rhône près de Bellegarde (Ain).* – *Eclogae geol. Helv.* 20/2, 159–222.
- JEANNET, A. (1925): *Géologie de la vallée de la Brévine et du Lac des Taillères.* – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 49, 207–209.
– (1927): *Sur la géologie du Grand Suvagnier (Val de Travers).* – *Eclogae geol. Helv.* 20, 252–256.
- JORDI, H.A. (1955): *Geologie der Umgebung von Yverdon.* – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 99.
- JOUKOWSKI, E., & FAVRE, J. (1913): *Monographie géologique et paléontologique du Salève.* – *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 37/4, 295–523.
- JOURNAUX, A. (1956): *Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses, etc.* (1 vol.). – Caron, Caen.
- KRUMMENACHER, R. (1971): *Stratigraphie du bassin de la Valserine.* – *Arch. Sci. (Genève)* 24/2, 227–258.
- KUBLER, B. (1962a): *Etude de l'Éhningien (Tortonien) du Locle.* – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 85, 1–42.
– (1962b): *Etude pétrographique de l'Éhningien (Tortonien) du Locle.* – *Beitr. Mineral. Petrogr.* 8, 267–314.
- LAUBSCHER, H.P. (1962): *Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung.* – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 1–22.
- LEBRUN, J. (1970): *Etude géologique de la région comprise entre St-Claude et les Bouchoux (Jura).* – Thèse 3e cycle Fac. Sci. Univ. Besançon.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1962): *Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds.* – *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 16.
- LIENHARDT, G. (1962): *Géologie du bassin houiller stéphanien du Jura et de ses morts-terrains.* – *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 9.
- LINIGER, H. (1925): *Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier.* – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 55/4.
– (1953): *Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebietes.* – *Geographica helv.* 8/4, 289–303.
– (1964): *Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie.* – *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 75–90.
– (1966): *Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz.* – *Regio basil.* 7/2, 158–177.
– (1967): *Pliozän und Tektonik des Juragebietes.* – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 407–490.
- LLAC, F., & MEURISSE, M. (1971): *Tectonique de la feuille de Saint-Claude et de ses abords (Jura).* – *Bull. Bur. Rech. géol. min.* (2), 1/1, 53–75.
- LÜTHI, E. (1954): *Geologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Tessenberg und St-Immertal.* – Thèse Ecole polytech. féd.
- MACHAČEK, F. (1905): *Der Schweizer Jura.* – J. Perthes, Gotha.
- MAGLIONE, G. (1965): *Contribution à l'étude géologique de la bordure externe du Jura entre Grusse et Cousance.* – Thèse 3e cycle Fac. Sci. Univ. Besançon.
- MARGERIE, E. DE (1909): *La structure du Jura.* – *Actes Soc. helv. Sci. nat.* (92^e Sess.) 1, 40–48.
- MARTINI, J. (1962): *Les phénomènes karstiques de la chaîne du Salève (Haute-Savoie).* – *Bull. genev. Soc. suisse Spéléol.* 1/2, 3–9.
- MATHIS, M. (1973): *La chaîne de l'Heute (Jura).* – Thèse 3^e cycle Fac. Sci. Univ. Besançon.
- MÉON-VILAIN, H. (1970): *Palynologie des formations miocènes supérieures et pliocènes du bassin du Rhône.* – *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon* 38.
- MICHEL, R.C. (1955): *Observations sur la géologie de la vallée de la Haute-Valserine.* – *Cah. géol. Univ. Genève* 32, 323–327.
– (1965): *Les calcaires oligocènes de Grilly (Ain, France).* – *Arch. Sci. (Genève)* 18/3, 706–711.
- MILLOT, G., PERRIAUX, J., & LUCAS, J. (1961): *Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries rouges détritiques.* – *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.* 14/4, 91–101.

- MOOS, A. VON (1936): *Zur Petrographie der Quarzsande und mageren Huppererde der Bohnerzformation im schweizerischen Jura*. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 16, 318–327.
- MUHLETHALER, C. (1932): *Etude géologique de la région des Verrières (Ct. Neuchâtel)*. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 56, 121–300.
- NOLTHENIUS, A.B.T. (1921): *Etude géologique des environs de Vallorbe*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 48.
- NUSSBAUM, F., & GYGAX, F. (1935): *Zur Ausdehnung des risszeitlichen Rhône-gletschers im französischen Jura*. – Eclogae geol. Helv. 28/2, 659–665.
- OBERT, D. (1969): *Etude géologique de la région d'Arbois*. – Thèse Fac. Sci. Univ. Paris.
- OBERT, D., & MEON-VILAIN, H. (1970): *Le conglomérat des Arsures (Jura)*. – Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon 37.
- OERTLI, H.-J. (1956): *Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz*. – Mém. Soc. paléont. suisse 74.
- PARÉJAS, E. (1938): *Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève*. – Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul [n.s.] 3/2, 1–50.
- PELLETIER, M. (1943): *Notes géologiques sur les terrains pliocènes et quaternaires entre Pont-d'Ain et Bourg-en-Bresse*. – Bull. Soc. Natural. Ain 57, 24–41.
- PIERÇON, M. (1932): *Le Miocène marin de la Haute-Chaine du Jura*. – Bull. Soc. Hist. nat. Doubs 41, 54–85.
- PIROUTET, M. (1918): *Sur l'existence de dépôts du Tertiaire moyen dans les environs de Salins (Jura)*. – Bull. Soc. géol. France (4), 18, 248–256.
- PROTCHE, G. (1962): *Etude géologique de la région l'Hôpital-du-Gros-Bois – Saint-Juan (Doubs)*. – Thèse 3^e cycle Fac. Sci. Univ. Besançon.
- QUIQUEREZ, A. (1852): *Recueil d'observations sur le terrain sidérolithique du Jura bernois*. – Mém. Soc. helv. Sci. nat. 12, 1–73.
- RAVEN, T. (1932): *Etude géologique de la région de Morez-les Rousses*. – Trav. Lab. géol. Lyon 20/17.
- RENEVIER, E. (1869): *Coupes géologiques des deux flancs du bassin d'Yverdon*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 10/62, 265–275.
- RENEVIER, E., & SCHARDT, H. (1899): *Notice explicative de la feuille XVI au 1:100000 (2^e éd.)*. – Eclogae geol. Helv. 6, 81–111.
- RENZ, O., LUTERBACHER, H., & SCHNEIDER, A. (1963): *Statigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cénomaniens des Neuenburger Jura*. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 1073–1116.
- RICKENBACH, E. (1925): *Description géologique du Val-de-Travers, etc.* – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 50, 1–76.
- RIGASSI, D. (1957): *Le Tertiaire de la région Genevoise et Savoisiennne*. – Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole 24/66, 19–34.
- RITTENER, T. (1902): *Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 13.
- ROLLIER, L. (1893): *Structure et histoire géologiques de la partie du Jura central, etc.* – Matér. Carte géol. Suisse 8.
- SCHÄR, U. (1967): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär des Bielerseegebietes*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 133.
- SCHARDT, H. (1880): *Notice géologique sur la molasse rouge et le terrain sidérolithique du pied du Jura*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 16/83, 609–640.
- (1901): *Calcaire tertiaire discordant sur l'Urgonien près de Gorgier*. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 29, 140–143.
- (1904): *Observations géologiques sur la montagne de Diesse et le vallon du Jorat*. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 32, 99–106.
- (1906): *Nouvelles observations sur le Crétacique moyen et le Tertiaire du Baliset près de Rochefort*. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 33 (1904–1905), 200–208.
- (1910): *Notes sur les gisements asphaltifères du Jura*. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 37, 398–424.
- (1923): *Terrain sidérolithique de Goumoëns-le-Jux*. – Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech. 13/1, 127–137.
- SCHWABE, E. (1939): *Morphologie der Freiberge*. – Mitt. geogr. Ges. Basel 5.
- SCOLARI, G. (1956): *Nouvelles observations et hypothèses sur la tectonique du Mont-Vuache, etc.* – Arch. Sci. (Genève) 9/1, 53–62.

- SITTLER, C. (1965): *Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien*. – Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr. 24.
- STEINHAUSER, N., & CHAROLLAIS, J. (1971): *La stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâtoise et ses rapports avec le Jura méridional*. – *Geobios* 4/1, 7–59.
- SUTER, H. (1920): *Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Les Convers–Vue des Alpes*. – Diss. Univ. Zürich.
- (1936): *Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St-Imier im Berner Jura*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 72.
- THALMANN, H.K. (1966): *Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura*. – Mitt. natf. Ges. Solothurn 22.
- THIÉBAUD, C.-E. (1937): *Etude géologique de la région Travers, Creux-du-Van, St-Aubin*. – Bull. Soc. neuchât. Géogr. 45, 5–74.
- TOURAINÉ, F. (1971): *L'Oligocène nord-varois, etc.* – Ann. Guébhard 47, 394–421.
- VATAN, A. (1949): *La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire*. – C.R. Soc. géol. France 5, 102–104.
- VERNET, J.-P. (1956): *La Géologie des environs de Morges*. – *Eclogae geol. Helv.* 49/1, 157–241.
- (1959): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques des formations tertiaires et quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse*. – *Eclogae geol. Helv.* 51/3, 1115–1152.
- (1963): *Le sidérolithique du Mormont*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68, 313–331.
- (1964a): *Pétrographie sédimentaire du sondage de Peissy*. – Arch. Sci. (Genève) 17/1, 92–99.
- (1964b): *Pétrographie sédimentaire dans la molasse de la région d'Yverdon*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68, 443–454.
- VINCIENNE, H. (1932): *La structure en écailles de la région d'Ambérieu, etc.* – C.R. Acad. Sci. 195, 258–260.
- VONDERSCHMITT, L., & TSCHOPP, H.J. (1953): *Die Jura-Molasse-Grenze in der Bohrung Altishofen (Kt. Luzern)*. – Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole 20/58, 23–28.
- WAGNER, A. (1962): *Observations géologiques nouvelles sur la région du Vuache méridional et du Mont de Musiège*. – Arch. Sci. (Genève) 15/2, 297–307.
- ZIEGLER, P.A. (1956): *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 102.