

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 16 (1920-1922)
Heft: 3

Artikel: Ille partie, Tectonique : descriptions régionales
Autor: [s.n.]
Kapitel: Jura et Plateau molassique
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157928>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 16.01.2026

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

Le rapport de M. DE QUERVAIN qui concerne l'activité séismique en Suisse pendant l'année 1916 nous montre que cette activité a été remarquablement faible, 26 macroséismes seulement ayant été enregistrés.

Les faits les plus intéressants à signaler sont:

La région d'Aarberg-Lyss a été affectée successivement le 1^{er} et le 9 janvier, puis le 25 février par trois macroséismes dont le plus important a été le second. Celui-ci a atteint le degré d'intensité 6 et a été ressenti jusqu'à Berne, Laupen, le Landeron, Bienne.

Tandis que les Grisons sont restés remarquablement stables, le Tessin a subi six tremblements de terre, dont deux le 17 mai et deux le 16 août. Ces quatre secousses sont certainement en relation avec des séismes, dont le centre se trouvait en Italie, dans la région de Rimini.

Le territoire de Zurich a comporté dans la seconde moitié de 1916 un regain de séismicité, marqué par trois secousses, les 17 et 22 juillet et le 7 novembre. La plus importante a été celle du 17 juillet, dont l'épicentre a dû correspondre à-peu-près avec la ville de Zurich et qui a été ressentie dans un rayon de 25 km. autour de la ville. Il est intéressant de constater que les effets les plus marqués ont été signalés sur la chaîne jurassienne du Lägern, tout-à-fait en dehors de l'épicentre, ce qui semble prouver que les couches molassiques contribuent à amortir rapidement l'ébranlement. —

M. de Quervain décrit aussi un séisme qui, le 1^{er} mars 1916, a affecté le Jura français et suisse et s'est fait sentir jusque dans le bassin du Léman, la vallée de la Broye et le Mittelland bernois.

En terminant l'auteur donne quelques renseignements sur les effets pseudosismiques qu'a produits le 28 juillet 1915 l'explosion d'un gros météore au-dessus de la Suisse centrale. —

III^e PARTIE. — Tectonique. Descriptions régionales.

Jura et Plateau molassique.

M. CHR. SPRECHER (49) a repris l'étude détaillée de la grande cassure transversale, qui coupe les chaînes du Jura de Mollens, au SE du Mont Tendre, au coude du Doubs au N de Pontarlier.

L'auteur commence par montrer que l'anticlinal du Mont Tendre est tronçonné à partir de la longitude de Mollens par

deux synclinaux transversaux, remplis de Valangien, l'un suivant la combe de la Verrière, l'autre passant par le Grand Chardevax. Entre ces deux synclinaux s'élève le môle portlandien du Châtel allongé du S au N et limité à l'W par une faille; à l'E du Grand Chardevax l'anticlinal du Mont Tendre réapparaît avec une hauteur réduite, mais une direction à-peu-près normale jusque dans le vallon de Romainmôtier. Cette zone est donc visiblement affectée par des plissements croisés, qui ont donné lieu à de multiples complications de détail.

Le bassin de Vaulion est expliqué par M. Sprecher comme produit par une conjonction de la zone synclinale de Croset avec les deux synclinaux transversaux de la Verrière et du Nozon.

L'anticlinal suivant, celui des Grands Mollards n'est pour ainsi dire pas affecté par le synclinal transversal de la Verrière, par contre il subit dans la région du Molendruz une déviation brusque au N et suit cette direction jusqu'à la Dent de Vaulion, où il s'infléchit de nouveau, de façon à reprendre au SW de Vallorbe une direction à-peu-près normale. Entre le Molendruz et le bassin de Vallorbe cette partie arquée de l'anticlinal est à la fois surélevée et rétrécie; elle tend en outre à se déverser fortement vers l'extérieur sur le synclinal de la vallée de Joux. Ce chevauchement du jambage externe commence un peu au N du Molendruz avec une fracture transversale très importante; il a déterminé un amincissement très fort de la série supra-jurassique, au point que le Bajocien du cœur du pli n'est séparé de l'Urgonien du synclinal que par une zone étroite et discontinue d'Argovien et de Séquanien. Au S de Vallorbe l'anticlinal est coupé par un décrochement transversal, dirigé du NW au SE, suivant lequel son prolongement, la Montagne de Graty, est rejeté de plus d'un kilomètre au SE; aux abords du décrochement la direction des couches s'infléchit de part et d'autre de façon à se rapprocher de celle du plan de dislocation; le fait est particulièrement net dans la partie occidentale de la Montagne de Graty. Plus loin au contraire l'anticlinal, qui forme le Suchet, reprend une direction normale.

M. Sprecher décrit ensuite le synclinal de la Vallée de Joux, qui s'écrase brusquement vers le Pont sous la poussée au NW de l'anticlinal précédent et qui paraît s'enfoncer dans la même région entre deux fractures, cet enfoncement pouvant être mis en relation avec le synclinal transversal de la Verrière, qui se manifesterait jusqu'ici. A l'E du grand décrochement transversal ce synclinal se suit par les gorges de la Jougnez et Ballaigues jusque vers Baulmes.

L'anticlinal suivant au N, formé de Portlandien, borde le lac de Joux jusqu'au Pont; il disparaît ensuite, puis se montre de nouveau vers la gare de Vallorbe sous la forme d'une voûte hauterivienne. Son prolongement à l'E du grand décrochement forme la chaîne des Cernys et du Suchet; son axe s'élève ici très rapidement; d'autre part ce prolongement est décroché au N, la valeur du décrochement atteignant près de 3 km. dans le jambage externe.

Le synclinal qui sépare ce pli du grand anticlinal du Risoux passe par le Lieu et le Lac des Brenets; dans la région au NE de Vallorbe on le voit s'enfoncer profondément au NE sous l'anticlinal suivant qui le chevauche; ce chevauchement est très visible entre Vallorbe et les Valins; il se continue vers l'E dans le synclinal d'Entre les Fours, où le Portlandien du jambage septentrional entre en contact direct avec l'Urgonien du cœur du synclinal. Entre le synclinal du Lieu et celui d'Entre les Fours, qui sont certainement deux tronçons d'un même pli, le décrochement transversal prend plutôt la forme d'une flexure.

La grande zone anticlinale du Risoux, qui suit vers le NW, se modifie rapidement en s'approchant de la grande dislocation transversale; son jambage SE se déverse largement sur le synclinal précédent, de façon à former un pli individualisé; en même temps il est dévié, d'abord faiblement, puis brusquement, de façon à prendre une direction S—N dans l'axe de la grande dislocation transversale; au-delà de celle-ci vers l'E il se prolonge dans une voûte portlandienne chevauchant au S sur le synclinal d'Entre les Fours, qui ne tarde pas à s'amortir. Ici la grande dislocation transversale prend donc encore la forme d'une flexure.

Dans l'axe de la zone anticlinale du Risoux un large synclinal médian peu profond se creuse; le jambage N s'individualise ainsi en un anticlinal distinct déjeté au N, qui passe au Mont d'Or, puis est rompu par la grande fracture transversale et se retrouve vers l'E dans la Montagne de la Fiacre; le décrochement au N de cette dernière partie du pli atteint 2300 m.; en outre la région orientale de l'anticlinal s'est affaissée de plus de 300 m.

La zone synclinale de Mouthe-Metabief, brusquement élargie près de Mouthe par un décrochement transversal de son jambage N, comprend en réalité deux synclinaux urgoniens, séparés par une voûte surbaissée d'Hauterivien; décrochée par la grande dislocation transversale, elle prend, au-delà de celle-ci vers l'E, un tout autre caractère: son synclinal S, passe par Hôpitaux Vieux, où il est réduit à une étroite zone

de Portlandien et de Valangien, puis il s'élargit brusquement, de façon à former le bassin de l'Auberson. Celui-ci est rétréci vers l'E par un décrochement transversal de son jambage septentrional.

L'anticlinal médian de la zone synclinale de Métabief s'accroît fortement à l'E du grand décrochement Pontarlier-Vallorbe, de façon à s'ouvrir jusqu'à l'Argovien au Crêt du Vourbey; son prolongement au NE est décroché au SE suivant la même fracture qui provoque le rétrécissement du synclinal de l'Auberson. Le synclinal N de la même zone se continue au NE vers les Fourgs, puis aux Bourquins, près desquels il est affecté comme l'anticlinal précédent par un décrochement.

La zone anticlinale suivante, qui comprend la voûte des Maisons du Bois, celle de Malbuisson et le Mont des Verrières, est divisée en trois tronçons. Le premier commence au SE avec le décrochement transversal de Mouthe et se termine avec le synclinal oblique, dirigé de l'W à l'E, de Saint Antoine; le second tronçon, qui relaie le premier, aboutit à la grande dislocation transversale; le troisième, qui s'étend de la Gauffre au Mont des Verrières est décroché de 3 km. au N relativement au second, ce décrochement se faisant en partie par fracture, en partie par flexure. Dans cette zone anticlinale la dislocation transversale de Pontarlier-Vallorbe détermine, contrairement à ce qui se passait plus au S, mais conformément à ce qui se présente plus au N, un relèvement des éléments à l'E.

Le synclinal de Remoray-Saint Point-les Verrières présente des signes évidents de compressions agissant dans le sens de l'axe; ce sont des digitations obliques qu'il envoie dans les zones anticlinales voisines et des ensellements transversaux très marqués; dans le plan de la grande dislocation transversale les formations crétaciques de ce synclinal sont réduites presque à rien.

La zone anticlinale suivante est tronçonnée par trois synclinaux obliques en plusieurs tronçons, qui ont été en partie déviés et ne se placent pas dans le prolongement les uns des autres; elle comprend l'anticlinal de Crêt Mathiez-Sarrasin, celui de la Pierre-qui-tourne et celui du Crossat, qui représente le prolongement, décroché au S, du Larmont.

M. Sprecher décrit ensuite beaucoup plus sommairement les plis qui suivent vers le N jusqu'au Drugeon; ici le raccord entre les éléments situés à l'W. du décrochement principal et leur prolongement à l'E n'a pu être établi avec certitude, mais on peut se convaincre que l'importance du rejet horizontal décroît rapidement vers le N.

Dans le chapitre suivant M. Sprecher cherche à définir les forces qui sont entrées en jeu dans la formation des décrochements transversaux du Jura. Il admet que, par suite de l'enfoncement des formations jurassiennes dans l'arc concave des massifs hercyniens, il s'est développé dans les premières des pressions longitudinales, qu'en outre la résistance qu'ont opposé à l'incurvation les plis rigides naissants du Jura a suscité des forces rayonnantes et que ces pressions longitudinales et ces forces rayonnantes ont coopéré avec l'effort tangentiel dans la genèse des décrochements et de la tectonique jurassienne en général. M. Sprecher remarque que toutes les dislocations transversales affectent surtout les chaînes internes dans le tronçon longitudinal moyen du Jura, où elles sont régulièrement espacées, qu'elles comportent toujours un rejet au N de leur lèvre orientale et qu'elles convergent vers le bord interne de la chaîne; dans le décrochement de Mollens-Pontarlier des signes de compression longitudinale apparaissent clairement et s'accroissent du N au S. Tous ces faits s'expliquent par l'intervention des trois catégories de forces indiquées ci-dessus. —

Dans la partie de la grande dislocation transversale de Mollens-Pontarlier qui se trouve au S de l'Orbe les caractères essentiels résident d'une part dans le fait que le rejet horizontal s'est fait par inflexion des plis, d'autre part dans l'existence de plis transversaux, dirigés S—N et déterminés par des pressions longitudinales. Le principal de ces plis transversaux, celui de Châtel-Molendruz-Dent de Vaulion opposant sa rigidité à l'effort tangentiel S—N a pénétré en éperon dans le synclinal des Brenets-Vallorbe et a été la principale cause des multiples complications qui interviennent dans celui-ci.

Entre Vallorbe et Pontarlier la grande dislocation transversale prend la forme d'une fracture, mais celle-ci se place exactement dans le prolongement de l'anticlinal transversal de Châtel-Molendruz; de plus elle est accompagnée de plis transversaux, le synclinal de Fontaine Ronde et le synclinal des Tavins; il n'y a pour l'auteur aucun doute que fracture et plissements transversaux sont dus à une même cause, la pression longitudinale. Le rejet horizontal le long de la fracture atteint 2800 m. dans le jambage S de l'anticlinal méridional du Risoux; il est encore de 2200 m. entre le Crossat et la Montagne de la Fiacre, puis il décroît rapidement vers le N. A ce propos M. Sprecher se demande si ce rejet est absolument réel et si on ne pourrait pas admettre que localement les axes de plis se sont lentement déplacés du S au N à la façon des crêtes des vagues. Ce roulement des plis se faisant

inégalement de part et d'autre de la fracture pourrait donner lieu à un rejet apparent.

La fracture transversale comporte en outre entre Vallorbe et le Mont Miroir un affaissement important de sa lèvre orientale, tandis que plus au N c'est plutôt le rejet inverse qui se produit.

Après avoir décrit diverses particularités observées dans le plan de la grande dislocation transversale, M. Sprecher montre que tout indique que le décrochement correspond à une poussée au N relativement plus forte de sa lèvre orientale. Il fait ressortir le contraste tranché qui existe entre le territoire du Mont Tendre et du Risoux, dans lequel les plis sont remarquablement continus et droits et la région située directement à l'E, dont Vaulion est le centre, dans laquelle apparaissent des plis croisés, dus à l'action combinée de l'effort tangentiel principal et de la poussée longitudinale. A ce propos M. Sprecher s'efforce de démontrer que la poussée longitudinale a créé dès le début du plissement des plis transversaux qui sont devenus pour le principal plissement des points de résistance; il n'admet pas que les directions si irrégulières que suivent les plis autour du bassin de Vaulion puissent être simplement le fait de la déviation d'anticlinaux préexistants. M. Sprecher insiste aussi sur le fait que les anticlinaux du Mont Tendre et des Grands Mollards s'éteignent rapidement vers l'E à partir de la grande dislocation transversale, et sont pour ainsi dire relayés par l'anticlinal du lac de Joux-Suchet, qui prend au contraire brusquement une grande importance à l'E de la dislocation. Ce relayement constitue un décrochement d'un genre spécial.

Dans les chaînes plus externes le rejet horizontal a perdu de son ampleur dans le plan même du décrochement, mais par contre les contre-coups de la dislocation transversale se sont répercutés bien plus loin de ce plan, jusqu'à Mouthe d'une part, jusqu'à la Vraconne de l'autre, déterminant de nombreuses irrégularités, dont les plus caractéristiques sont les plis transversaux et les inflexions des plis longitudinaux.

M. Sprecher montre que le décrochement de Mollens-Vallorbe se place dans le prolongement de la faille de Vergasse étudiée par M. Kilian, qui en attribuait l'origine à la présence dans le soubassement des formations mésozoïques de plis hercyniens dirigés S—N; cette explication pourrait s'étendre au décrochement de Mollens-Pontarlier.

Parlant de l'âge de la grande dislocation transversale, M. Sprecher commence par établir que non seulement toutes

les parties de cette dislocation doivent dater de la même phase orogénique, mais encore que toutes les dislocations transversales du Jura doivent être contemporaines. Ce point étant fixé, il montre que les plissements transversaux qui affectent la région S de la dislocation de Mollens-Pontarlier ont dû commencer à se développer dès la naissance des plis longitudinaux. Toutes les complications qui accompagnent le décrochement transversal, flexures, inflexions de plis et relayements, dissymétrie des plis de part et d'autre de la fracture, tendent à prouver que la pression longitudinale qui a été la cause déterminante de la dislocation transversale, a commencé à agir très peu après la poussée S—N et a continué son action aussi longtemps que s'est fait sentir l'effort tangentiel principal.

En terminant M. Sprecher établit une comparaison entre la dislocation transversale de Mollens-Pontarlier est celle de Sachs-Schwendi dans le Säntis; il montre que la première diffère de la seconde par le caractère beaucoup moins franc de la fracture et par l'adjonction de complications diverses dont la plus importante consiste dans les plissements transversaux. Ces différences s'expliquent fort bien par la différence absolue des causes déterminantes. L'auteur fait, à ce propos, une critique de la notice que M. Alb. Heim a consacrée aux décrochements transversaux du Jura, et conteste particulièrement ses conclusions. Les raccords établis par M. Heim pour les plis à l'W et à l'E de la dislocation transversale ne sont pas justes et le rejet horizontal supposé est énormément exagéré. L'étirement des plis internes du Jura que M. Heim croit pouvoir admettre, ne s'est en réalité pas produit; il y a eu au contraire compression longitudinale et celle-ci, qui a contribué à la formation des dislocations transversales, a débuté dès la première phase du ridement.

Enfin M. Sprecher publie la liste des espèces fossiles qui ont été trouvées dans les divers étages du Crétacique et du Jurassique supérieur et moyen d'après des déterminations faites par M. L. ROLLIER.

Pour être complet j'ajoute que la description de M. Sprecher est complétée par une carte tectonique au 1:100000 et par une planche de profils.

M. A. JEANNET (47) a récolté au Walten près de Läuelfingen dans des marnes dolomitiques, situées à la base du calcaire à *C. nodosus* plusieurs échantillons de *C. nodosus* et *C. evolutus*. Il a constaté d'autre part près de Wisen, à l'E de Läuelfingen, l'existence de trois écaillés de Keuper et de Lias, qui correspondent aux écaillés triasiques du Hauenstein. Le

Lias présente ici des caractères analogues à ceux du Lias des environs de Sissach.

J'ai déjà analysé dans les précédentes revues à plusieurs reprises des publications de M. A. Buxtorf, consacrées à la géologie de la **chaîne du Grenchenberg**. Cela me permet de ne citer ici que brièvement un rapport rédigé sur ce même sujet par MM. A. BUXTORF et A. TRÆSCH (46).

Après avoir montré les multiples complications tectoniques qu'à révélées le forage du tunnel de Moûtier-Granges, dont la plus considérable consiste dans le recouvrement d'un anticlinal profond par un pli chevauchant sur toute la largeur de la chaîne jusqu'au synclinal du Chaluet, les auteurs traitent des conditions hydrographiques constatées dans le tunnel; ils montrent en particulier le rôle que jouent comme niveaux aquifères les calcaires du Kimmeridgien et du Séquanien et ceux du Hauptrogenstein.

MM. Buxtorf et Troesch rendent aussi sommairement compte des observations faites sur la géothermie du tunnel et terminent par quelques remarques sur les tremblements de terre locaux, qui, en 1913, ont ébranlé assez violemment la région de Granges et qui doivent probablement être résultats de la remise en jeu de tensions orogéniques à la suite de la vidange des eaux d'infiltration que détermina le forage du jambage séquanien-kimmeridgien. —

M. A. BUXTORF (45) a, d'autre part, rappelé dans une courte notice les observations que le forage du nouveau tunnel du Hauenstein a permis de faire sur la tectonique de cette chaîne. Cette publication est en somme la répétition de notices antérieures du même auteur. —

A la suite d'une entente intervenue entre les services géologiques de la Suisse et de l'Etat de Baden, M. F. SCHALCH a publié en 1916 une carte à grande échelle de la région du **Randen** et du **Klettgau** avec les territoires voisins de l'Etat de Baden au N et à l'W. Il a donné un commentaire stratigraphique de cette carte assez développé (48).

Il commence par décrire les formations triasiques, dont le terme le plus ancien, ici comme ailleurs dans le Jura est le Trias moyen. Celui-ci débute par des couches d'anhydrite ou de gypse et comprend ensuite des alternances de dolomites, de cornieules et de marnes plus ou moins dolomitiques, ayant une épaisseur de 15 à 20 m. Le forage d'un puits près de Siblingen a permis d'établir une bonne coupe de ce terrain dont les affleurements sont rares.

Le **Muschelkalk** supérieur comprend de bas en haut:

1° Calcaire en gros bancs, partiellement oolithique, contenant des bancs de silex (8 m.).

2° Calcaire échinodermique à *Enocrinus liliiformis*, contenant aussi *Pentacr. dubius*, *Cid. grandaeva*, *Ter. vulgaris*, *Myt. eduliformis* et *Gerv. socialis* (8—9 m.).

3° Calcaire plaqueté à grain fin, contenant des Pemphyx (5—7 m.).

4° Calcaires brisants inférieurs (11—12 m.).

5° Calcaires oolithiques riches en fossiles (*Myt. eduliformis*, *Myoph. vulgaris*, *M. ovata*, *M. elegans* etc.) (3—7 m.).

6° Calcaires brisants supérieurs (2—3 m.).

7° Dolomites gris, jaunes et rouges à *Trigònodus sandbergeri*, *Gerv. costata*, *Myoph. goldfussi* etc., caractérisés par les grosses concrétions de limonite qu'ils contiennent (15 m.).

Dans le **Keuper** le niveau inférieur de la Lettenkohle fait défaut, à l'exception du Grenzdolomit qui apparaît directement sur le Trigònodusdolomit, avec une épaisseur d'1—1,5 m., et qui contient, outre la faune de mollusques habituelle à ce niveau, des restes abondants d'os et d'écailles de poissons.

Le Keuper moyen est formé en majeure partie du Gypskeuper, épais de 140 m., qui comprend des alternances de marnes diverses et de gypse et dont les coupes varient beaucoup dans le détail; on y distingue pourtant deux niveaux caractéristiques: l'un près de la base, constitué par une lumachelle dolomitique à *Mytilus*, l'autre, près de la limite supérieure, quartzitique et contenant des *Gervillia*; ce dernier sépare le Gypskeuper proprement dit des marnes à esthéries de Weigelin.

Ces marnes à esthéries supportent le Schilfsandstein, grès plus compact vers le bas, plus riche en éléments argileux et en mica vers le haut, coloré en vert ou en rouge et contenant des débris végétaux: *Pterophyllum jaegeri*, et des débris de reptiles: *Mastodonsaurus jaegeri*. Son épaisseur, très variable, peut aller jusqu'à 12 m. —

Ensuite vient un nouveau complexe marneux, qui se divise d'après la nature des marnes en: marnes bigarrées inférieures (4 m.), marnes dures (2 m.) et marnes bigarrées supérieures (6 m.). Puis le Keuper se termine par un banc de grès polygénique, le Stubensandstein, et par des marnes grumeleuses, violacées et rosées, s'enrichissant en calcaire vers le haut et épaisses de 5 à 15 m. — Le Keuper supérieur fait ici défaut.

Dans le **Lias** l'Hettangien est représenté par une série peu épaisse de marnes schisteuses, dans laquelle se détache deux

bancs calcaires, l'un à *Psiloceras johnstoni*, l'autre riche en Cardinies. Sur cette base se superposent les niveaux suivants:

1^o Calcaires échinodermiques en bancs séparés par des lits marneux, renfermant à profusion *Gr. arcuata* avec de grands Arietites, des Nautilus, *Bel. acutus*, *Pentacr. tuberculatus* (Arientalenkalk, 2 m.).

2^o Des argiles foncées à *Aster. obtusum* (8—10 m.).

3^o Calcaire marneux et gréseux avec *Gr. obliqua*, *Ophioc. raricostatum*, *Oryzol. orynotum* (0,5 m.).

4^o Alternances de marnes et de marnocalcaires représentant les zones à *Deroc. davoei* et à *Amal. spinatus*.

5^o Schistes noirs argileux et marneux à Posidonies, dans lesquels s'intercalent trois bancs de calcaire bitumineux. Le tout est épais d'une dizaine de mètres. Ces couches contiennent de nombreux fossiles, parmi lesquels *Pos. bronni* est l'espèce la plus fréquente; *Dactyl. commune* et *Harpoc. lythense* caractérisent le niveau supérieur.

6^o Marnes grises à *Gram. radians* et *Lytoc. jurense*.

Le **Dogger** se subdivise comme suit:

1^o Argiles foncées contenant *Pos. suessi*, *Lioc. opalinum*, *Lyt. torulosum*, épaisses de 100 m. et contenant près de leur limite supérieure des bancs minces de calcaires à *Pentacr. württembergicus*.

2^o Un banc mince de calcaire oolithique à *Ludw. murchisonae* surmonté de 3 m. d'argiles à géodes de limonite (3—4 m.).

3^o Des marnes schisteuses et brisantes comportant à leur base quelques bancs minces oolitiques, avec *Son. sowerbyi* (2—3 m.).

4^o Des marnes et des calcaires marneux, bleuâtres, pauvres en fossiles, avec de nombreuses traces de *Cancel. scoparius* (4—5 m.).

5^o Des alternances de marnes grises et de calcaires en général oolithiques avec *Bel. giganteus*, *Steph. humphriesi*, *St. blagdeni* etc. (4—5 m.). Ce niveau se termine par un banc oolithique à *Park. garanti* et *P. subjurcata*.

6^o Marnes foncées, gréseuses et micacées avec lits calcaires et concrétions pyriteuses, pauvres en fossiles, mais contenant quelques *Park. parkinsoni* (30—40 m.).

7^o Marnes, puis marnocalcaires caractérisés par *Rhynch. varians*, *Ortrea knorri*, *Per. aurigerus*, *Op. fusca* (12 m.).

8^o Argiles foncées, contenant encore *Rh. varians* avec *Per. procerus*, *Steph. morrisoni*, *Cadoc. sublaeve* (4—6 m.).

Le **Jurassique supérieur** commence par le niveau très constant et caractéristique à *Macr. macrocephalus*, épais de 1—3 m.

et formé par un calcaire oolithique riche en limonite, contenant de nombreux fossiles, puis vient une zone peu épaisse de marnes schisteuses et foncées, contenant *Quenst. lamberti*, *Card. cordatum*, *Cosm. jason* etc. Les couches de Birmensdorf, qui suivent, sont bien représentées par des calcaires à grain fin, un peu glauconieux, tachetés, riches en fossiles avec *Ochet. canaliculatum*, *Op. arolica*, *Asp. perarmatum* etc.; elles passent vers le haut aux marnes grises à *Rhynch. impressa*, en général pauvres en fossiles, épaisses de 40 à 50 m. Ces dépôts marneux sont recouverts par des calcaires à Spongiaires rappelant les couches de Birmensdorf, contenant peu de fossiles, épais de 6—10 m., sur lesquels reposent 80—90 m. de calcaires marneux gris, délitables, pauvres en fossiles, mais contenant *Pholadomya acuminata* avec des Perisphinctes et des Haploceras. Cette série se termine par des bancs de calcaire échinodermique formés essentiellement par des débris de *Balanocr. subteres* (13 m.).

Les calcaires à *Bal. subteres* passent vers le haut à un complexe marneux et marnocalcaire, qui contient de nouveau de nombreux céphalopodes: *Haploc. falcula*, *H. falcatum*, *Oppelia flexuosa*, *Periph. achilles*, *P. tiziani*, *Sulneria reineckeiana* etc., et dans lequel réapparaissent en grande quantité les spongiaires (20—30 m.).

La partie supérieure du Malm est essentiellement calcaire et se subdivise un peu inégalement suivant les lieux: par places on trouve d'abord des calcaires clairs, jaunâtres, en bancs bien distincts et contenant une faune d'ammonites typique: *Rein. pseudomutabilis*, *Per. eudoxus*, *Aspid. bispinosum*, *Op. flexuosa* etc.; ailleurs on voit se superposer directement aux marnes à *Ph. acuminata* des calcaires massifs, pétris de spongiaires et pauvres en autres fossiles, qui remplacent le faciès précité. Ces calcaires à spongiaires se superposent aux calcaires à *R. pseudomutabilis* là où ceux-ci existent et les séparent du dernier niveau jurassique, celui des Plattenkalke. Ces calcaires plaquetés sont de couleur très claire et divisés en bancs irréguliers; ils ne contiennent que peu de fossiles: *Per. ulmensis*, *Aspid. longispinum*, *Waldh. pentagonalis*; leur épaisseur atteint 60 m.

Abordant ensuite l'étude des formations tertiaires, M. Schalch commence par décrire les **dépôts sidérolithiques**, qui recouvrent habituellement les dépôts du Malm supérieur et remplissent de nombreuses poches creusées dans l'épaisseur de ceux-ci. Ces formations sont surtout composées d'argiles plus ou moins sableuses, qui contiennent en général dans leurs

parties profondes une quantité importante de concrétions de limonite, de dimensions très diverses. Les silex et les fossiles silicifiés du Jurassique supérieur y sont fréquents. Le Sidérolithique a dû se former ici pendant une longue période et subir en outre des remaniements qui se sont prolongés jusque dans le Quaternaire.

Le **Miocène** se présente sous deux formes nettement différentes dans la région du Randen et plus à l'E; il commence du reste partout par des dépôts franchement marins du Vindobonien. Dans la région du Randen c'est une zone peu épaisse de calcaires coquilliers et quartzeux, devenant plus gréseux et glauconieux vers le haut, variant de 0,5—6 m. d'épaisseur et contenant vers le NW surtout une faune de gastéropodes: *Turrit. turris*, *Melanopsis citharella*, *Nerita plutonis*, *N. laffoni* etc., vers le SE surtout une faune de lamellibranches: *Pecten hermannseni*, *P. palmatus*, *P. praescabriusculus* etc. Dans le territoire au NE de Schaffhouse ce niveau est représenté par des grès mal aggrégés, riches en galets d'origine alpine, caractérisés par *O. arenicola*, *O. argoviana* et des dents de *Lamna cuspidata*, *L. lineata* etc.

Sur les calcaires sableux du Randen reposent des marnes et des bancs calcaires rouges contenant des *Helix*, qui forment une zone de 0,5—1 m. d'épaisseur. Plus à l'E, sur les sables à *P. hermannseni*, ces couches sont remplacées par une série peu épaisse de marnes à *Anodonta anatinoïdes* (3 m.) et par un banc de calcaire gréseux en lits minces, contenant *Cardium commune* et *Dreissensia clavaeformis* (1,5 m.).

La Nagelfluh jurassienne, qui est développée dans la partie NE du canton de Schaffhouse et peut atteindre 100 m. de puissance, est nettement transgressive et repose par places directement sur le Jurassique supérieur. A la base elle est souvent riche en éléments marneux et comprend même des couches de marnes pures, vers le haut le ciment devient plus calcaire.

M. Schalch a reconnu sur le territoire du canton de Schaffhouse un nombre important de failles, qui appartiennent à une phase de dislocation certainement postérieure à la Nagelfluh jurassienne et contemporaines des éruptions du Hegau.

Enfin l'auteur a décrit en détail les formations quaternaires de la région, en commençant par la plus ancienne, le Deckenschotter inférieur. Celui-ci, dont il existe plusieurs lambeaux importants dans la région de Schaffhouse et Herblingen, est caractérisé par la forte prédominance qu'y prennent les galets

provenant de la Nagelfluh miocène. Les galets calcaires y sont souvent corrodés et creux à l'intérieur.

Les moraines rissiennes existent le long du versant SE du Randen depuis la région d'Opfertshofen jusqu'au N de Schaffhouse, s'élevant jusqu'à 650—670 m.; elles contiennent un mélange d'éléments alpins et locaux.

Les alluvions correspondant à l'avant-dernière glaciation prennent une assez grande extension à l'W et au NW de Schaffhouse; on les trouve en outre sous forme de lambeaux dans le territoire de Herblingen et du Hautental. La base de ces dépôts se trouve à des niveaux très variables, ce qui implique une puissante érosion antérieure. Les éléments cristallins des Alpes sont relativement plus abondants dans ces alluvions que dans les moraines correspondantes. Dans la région de Löhningen-Neunkirch ces alluvions sont couvertes d'une couche de Löss.

Les moraines de la dernière glaciation s'élèvent autour de Schaffhouse jusqu'au niveau de 500 m.; depuis les abords de la ville vers l'W, elles se suivent par les environs de Neuhausen dans la direction du SW, mais les talus morainiques bien individualisés sont rares.

Les alluvions correspondantes se distinguent des dépôts similaires plus anciens par leur cimentation en général très imparfaite et par la grande variété des galets qui les composent. Ces dépôts tapissent le fond de la vallée du Klettgau, existent à l'W de Jestetten et se retrouvent plus au NE dans le bas de la vallée de la Durach. Outre le niveau d'alluvions correspondant au maximum wurmien on peut en distinguer d'autres, appartenant à des stades de retrait et s'échelonnant entre 450 et 400 m., qui sont particulièrement bien développés entre Schaffhouse et la vallée de la Fulach jusqu'à Herblingen.

M. Schalch décrit en outre des dépôts d'alluvions locales, des cônes de déjection, des tuffs, des amas d'éboulis, puis il signale les principales exploitations de matières premières comprises sur le territoire de la carte. Il traite assez en détail la question des sources, montrant en particulier le rôle important que jouent à cet égard les couches limites entre le Dogger et le Malm et les couches de base du Miocène. Enfin il étudie les propriétés des divers terrains existant sur le territoire de la carte au point de vue agronomique.

Alpes.

Généralités. — M. ALB. HEIM (58) a cherché à mettre clairement en lumière les services considérables qu'ont rendus déjà