

Plateau molassique et Jura

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **12 (1912-1913)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Plateau molassique et Jura.

Dans une revue antérieure j'ai signalé une étude faite par M^{lle} de Tsytovitch du grand éboulement qui couvre les environs de Chézery dans la **vallée de la Valserine** (Ain).

Depuis lors M. CH. SARASIN et M^{lle} DE TSYTOVITCH (102) ont rendu compte de quelques observations nouvelles qu'ils ont pu faire sur ce même éboulement grâce à la réfection de la route conduisant de Chézery à Lélex. Ils ont pu vérifier d'une façon particulièrement nette la superposition par éboulement sur la Molasse des bancs disloqués du Dogger et de l'Argovien ; ils ont trouvé sous ces masses ébouleées de la moraine ; enfin, ils ont constaté comment dans l'éboulement les parties supérieures ont coulé par-dessus les parties inférieures suivant des plans de rupture obliques.

M. H. SCHARDT continue à profiter de ses fréquentes excursions dans le **Jura neuchâtelois** pour y faire de nombreuses observations de détail.

Il a en particulier profité du forage d'une galerie effectué dans le coteau de la Ravière, près du Plan de l'Eau dans les **gorges de l'Areuse**, pour faire une série d'observations nouvelles (105).

Il a d'abord constaté l'existence d'une ancienne vallée notablement plus profonde que la vallée actuelle de l'Areuse et complètement comblée par de la moraine et des graviers fluvio-glaciaires.

Il a d'autre part établi une coupe à travers le Jurassique moyen du jambage S de l'anticlinal coupé par les gorges de l'Areuse. Au niveau de la « Dalle nacrée » il a constaté une succession ininterrompue, épaisse de 46 m., de calcaires spathiques avec *Belemnites latesulcatus* d'Orb., *Alectr. costata* Sow., *Waldh. ranvilleana* Sow., *Cidaris gingensis* Waag., *Pentacr. trabalis* de Lor., *P. Nicoleti* Desor, *P. brotensis* de Lor. Ces couches sont recouvertes par l'Argovien inférieur ; vers le bas elles passent par transition aux marnes de Furcil ; celles-ci représentent l'équivalent du Forest-marble et du Bradford-clay, de la Grande oolithe d'Angleterre et des couches de Stonesfield ; leur faune bien connue, est caractérisée particulièrement par les Perisphinctes du groupe de *P. Moorei* Op., par *Park. Parkinsoni*, *Park. ferruginea* Op., *Park. neuffensis* Op., et par *Pholadomya Murchisoni* Sow.

Au-dessous des marnes de Furcil vient le « calcaire roux marneux », que M. Schardt maintient dans le Bathonien

inférieur malgré la présence de *Park. Garanti*; à ce propos il discute les idées émises par M. G. Lee, sans citer cet auteur, ce qui est regrettable. Quant à la « Grande Oolithe » du Jura neuchâtelois, qui vient sous le calcaire roux marneux, M. Schardt la place au niveau du Bajocien supérieur. Ce massif calcaire est ici épais de 60 m.; il est séparé par les couches marno-calcaires de Brot, avec brachiopodes et polyptérides, des calcaires à pentacrines du Bajocien inférieur.

En terminant, M. Schardt remarque que la galerie du Plan de l'Eau n'a coupé aucun plan de chevauchement, qui pourrait être considéré comme le prolongement du chevauchement observé antérieurement entre le Furcil et le coteau de Chanterle.

M. H. SCHARDT (103) a en second lieu décrit un petit accident qui affecte le jambage interne de la première chaîne du Jura au-dessus de Neuveville. Il s'agit d'un chevauchement qui a affecté le Portlandien et le Valangien, de façon à les ramener sur leur propre prolongement. Ce chevauchement passe dans la direction du SW à une voûte, qui ne tarde pas à disparaître; dans la direction du NE il se suit en tout cas jusqu'à la gorge de la Douanne.

C'est une dislocation du même genre que M. H. SCHARDT (104) a examinée au-dessus de Saint-Blaise, vers Chatollion. Là il s'agit d'une voûte qui s'accroît dans la direction du NE, en se déjetant vers le NW, puis qui se transforme brusquement en un pli-faille à la traversée d'un décrochement horizontal.

MM. L. ROLLIER et J. FAVRE (101) ont terminé en 1911 une carte au 1 : 25 000 des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds, qui figure tout le territoire compris entre la chaîne du Pouillerel au NO et celle de la Tête-de-Ran au SE. Les trois zones anticlinales du Pouillerel, de Sommartel-les Crosettes et de la Tête-de-Ran y sont représentées en détail avec les deux synclinaux intermédiaires du Locle-Chaux-de-Fonds et de la Sagne-les Ponts.

Comme premier commentaire à cette carte, M. J. FAVRE (98) a publié une description très complète de la chaîne du Pouillerel et du synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds. La partie principale de ce travail est consacrée à la stratigraphie des formations jurassiques, crétaciques et tertiaires de cette région.

Le **Jurassique** affleure ici à partir du Bajocien supérieur

représenté par des calcaires oolithiques à très grosses oolithes disséminées au milieu d'oolithes plus fines. Le **Bathonien** est divisé par M. Favre comme suit :

1^o Calcaire marneux, bleu à l'état frais, ocreux à l'état oxydé, qui contient *Park. Parkinsoni*, *Ostrea acuminata*, etc., et qui appartient peut-être encore au Bajocien.

2^o Calcaires oolithiques et spathiques, roux à la surface, sans fossiles.

3^o Complexe de marnes grises, divisé en deux par un gros banc de calcaire oolithique, contenant dans sa partie inférieure, à profusion, *Pholadomya Murchisoni* et *Echinobrisus clunicularis*.

4^o Massif calcaire, oolithique à la base, compact vers le haut, avec, par places, des intercalations marneuses, qui contient entre autres, *Oppelia fusca*, *Perisph. Moorei*, *Terebr. maxillata*, *Collyr. ovalis*. La surface de cette série est corrodée et supporte, par places, une mince couche de marnes à concrétions et fossiles siliceux.

Le **Callovien** débute par un calcaire marneux et sableux sans fossiles mais qui doit correspondre à la zone à *Macr. macrocephalus* : ensuite vient une série de calcaires échinodermiques connus sous le nom de Dalle nacrée ; ce niveau est recouvert par des marnes ou des marno-calcaires à oolithes ferrugineuses, qui commencent par places avec la zone à *Reineckeia anceps*, tandis qu'ailleurs ils contiennent dès la base *Cardioc. cordatum*. L'**Oxfordien** proprement dit est réduit à ces couches oolithiques, ou bien, au N de la Chaux-de-Fonds, il est représenté par une mince couche de marnes à fossiles pyriteux. L'**Argovien** débute par les calcaires spongitiens à *Ochetoc. canaliculatum*, puis est formé par des calcaires en bancs séparés par des lits schisteux.

Le **Séquanien** se compose de deux parties nettement distinctes : le Séquanien inférieur présente un faciès très changeant soit dans le sens horizontal, soit dans le sens vertical, qui comprend des niveaux marneux souvent riches en fossiles, et des calcaires oolithiques, ou échinodermiques, ou coralligènes. Les fossiles les plus caractéristiques de ce sous-étage sont des échinodermes : *Cid. florigemma*, *Hemicid. intermedia*, *Hemicid. strammonium*, *Pseudodiad. hemisphaericum*, *Pygaster dilatatus*, *Pygurus Blumenbachi*, *Apiocrinus Meriani*, etc.... Le Séquanien supérieur débute dans la chaîne du Pouillerel par un calcaire à très grosses oolithes, « l'oolithe nuciforme » ; il est formé en majeure partie par des calcaires gris, compacte, bien lités, à *Wald. humeralis*, et se termine

vers le haut par 10 à 15 m. de calcaires oolithiques blancs, sans fossiles.

Le **Kimmeridgien**, épais de 180 m., est formé de calcaires gris, en bancs épais et peu distincts; il est peu fossilifère, on y trouve pourtant, près de la base, *Terebr. subsella*, *Rhynch. pinguis*, *Pholadomya Protei* et quelques nérinées. Vers le haut cet étage se termine par une mince zone marneuse à *O. virgula*, qui représente le dernier vestige vers l'W du faciès virgulien.

Le **Portlandien** débute par une succession de bancs calcaires, gris, compacts, épaisse de 60 m. environ: vers le haut les calcaires deviennent plaquetés, puis vient le banc caractéristique du calcaire saccharoïde, auquel sont associés des cornieules. A la limite supérieure du Jurassique, le **Portlandien** comprend des marnes, des marno-calcaires et des calcaires à *Planorbis Loryi* et *Physa wealdina*; il n'apparaît du reste que sur un point près de la gare de la Chaux-de-Fonds.

Le **Crétacique** n'est représenté ici que par sa partie tout à fait inférieure. Le Valangien, très réduit en épaisseur, débute par des alternances de marnes et de calcaires en partie oolithiques (25 m.), qui représentent le niveau du marbre bâtard; il se termine par des calcaires oolithiques et spathi-ques, épais de quelques mètres seulement, qui correspondent au « Calcaire roux ». Dans le Hauterivien les marnes d'Hauterive, y compris le niveau à *Holcostephanus*, ne dépassent pas une épaisseur de 15 m.; le niveau de la Pierre jaune est ici plus marneux que dans les chaînes internes du Jura; son épaisseur peut être évaluée à plus de 60 m.

Du reste les dépôts crétaciques ont subi, avant d'être recouverts par la Molasse, une érosion très étendue, qui les a en particulier complètement supprimés sur le flanc de l'anticlinal de Pouillerel.

Comme terrains tertiaires on ne trouve dans le synclinal du Locle et de la Chaux-de-Fonds que des molasses burdigaliennes et vindoboniennes. Ces dépôts se présentent de la façon suivante: les molasses burdigaliennes n'existent qu'à la Chaux-de-Fonds, où elles contiennent *Pecten praescabriusculus*, *Cid. avenionensis*, *Psammechinus dubius*. Le Vindobonien est nettement transgressif et s'étend sur les environs du Locle; il commence par une couche à galets, caractérisée, ici comme plus au NE, par des cailloux de silex, de granite et de phorphyre rouge, mais contenant en outre de nombreux débris de roches crétaciques; puis viennent des marnes vertes à *O. crassissima*. Ces molasses marines manquent du reste sur

la bordure NW du synclinal entre le Locle et la Chaux-de-Fonds, où le Portlandien est recouvert directement par des marnes rouges ou des gompholites. Ce sont ces dernières couches qui représentent le Vindobonien supérieur; les marnes généralement rouges, parfois grises, contiennent comme seul fossile *Helix Larteti*; quant aux gompholites, ce sont des brèches formées de débris provenant des calcaires directement voisins, spécialement des calcaires suprajurassiques; ces dépôts ne montrent qu'exceptionnellement un triage mécanique de leurs éléments, qui sont pourtant de dimensions très diverses; leur ciment, peu abondant, est calcaréo-marneux, parfois il devient à la fois plus abondant et plus marneux et l'on peut même constater des alternances de gompholite et de marne rouge. Ces brèches existent sur les deux bordures du synclinal d'une façon continue; elles recouvrent le Jurassique supérieur en transgression souvent nettement discordante; leurs relations intimes avec les marnes rouges impliquent une contemporanéité des deux formations et par conséquent un âge vindobonien pour la gompholite. Quant à la genèse de cette formation, il faut se représenter des amas de débris accumulés sur les deux bords d'un bassin, au pied des deux falaises opposées à un niveau qui a dû être momentanément au-dessous et momentanément au-dessus de la surface de l'eau qui remplissait le fond du bassin. Ainsi s'expliqueraient les phénomènes de corrosion d'une part, d'incrustation de l'autre, qu'on peut observer dans les mêmes brèches.

Au-dessus de la gompholite vient l'Oeningien, formé à la base de calcaires d'eau douce à *Limnea dilatata*, *Plan. Mantelli*, *Helix ex af. sylvana*, etc..., puis de marnes variées, dans lesquelles s'intercalent irrégulièrement et de façon très variable des couches à débris végétaux et même des lits de lignite. Cet étage n'affleure du reste presque nulle part. Dans cet Oeningien, M. Favre a constaté une triple interstratification de lits peu épais d'un minéral intéressant, variété de montmorillonite.

M. Favre attribue avec réserve au Pliocène un ensemble de dépôts argileux et de conglomérats, qui remplissent fréquemment les anfractuosités des calcaires suprajurassiques et qui se distinguent des dépôts quaternaires par le caractère purement jurassien et local des éléments qui les composent. — Quant aux dépôts quaternaires, ils comprennent d'abord des formations morainiques, parmi lesquelles une petite partie sont alpines et rissiennes, tandis que la plupart d'entre elles sont jurassiennes et datent de la période de Würm; ces mo-

raines jurassiennes sont surtout développées entre le Locle et la Chaux-du-Milieu. Ce sont du reste les marais tourbeux qui représentent l'élément le plus caractéristique des formations quaternaires dans la région considérée. Le plus important de ces marais, celui qui s'étend du Locle au Col des Roches est tapissé à la partie supérieure par une couche de limon d'inondation accumulée par le Bied du Locle et passant vers le SW à une vase lacustre; au-dessous de ce dépôt vient une couche continue de tourbe, épaisse de 3 à 5 m., que supporte une nouvelle zone de limon et de vase lacustre, mêlés par places à des alluvions très fines. Ces dépôts indiquent la formation, dans le fond de la vallée du Locle, d'un lac, dont l'origine doit remonter au retrait de la glaciation de Würm et qui s'est lentement transformé en marais par une obstruction des écoulements souterrains des eaux. Après le marais du Locle le plus important est celui des Eplatures au SW de la Chaux-de-Fonds, qui présente cette particularité que sa tourbe est formée d'éléments du marais plat dans sa partie NW, où arrivent en quantité des eaux calcaires, d'éléments du marais bombé dans sa partie SE, où l'influence de ces eaux cesse. D'autres tourbières, beaucoup moins étendues existent encore au Pouillerel, aux Crosettes au S de la Chaux-de-Fonds, aux Herses à l'E du Crêt du Locle.

Dans la partie tectonique de sa description, M. Favre examine successivement les anticlinaux de Pouillerel et de Sommartel et le synclinal intermédiaire du Locle et de la Chaux-de-Fonds.

L'anticlinal de Pouillerel prend entre le Col des Roches et la région de la Chaux-de-Fonds la forme d'une voûte dénudée jusqu'au Bathonien, au sommet large et plat, tandis que les deux jambages sont fortement redressés ou même renversés. Vers le SW l'exhaussement de la partie médiane de la voûte est encore accentué par l'intervention de deux failles longitudinales, dont l'une, celle du jambage SE prend la forme d'une faille proprement dite, tandis que celle du jambage NW est plutôt une flexure ayant déterminé l'étirement de l'Oxfordien, du Callovien et du Bathonien.

Au Col des Roches passe un décrochement transversal, de part et d'autre duquel les couches crétaciques et suprajurassiques du jambage SE sont plissées de façons tout à fait dissymétriques. Directement au SW de ce décrochement, le jambage crétacique de l'anticlinal est non seulement renversé, mais encore pli-faillé, de façon que le Valangien repose presque directement sur la marne rouge vindobonienne. Plus au

NE sur la chaîne de Pouillerel même, M. Favre a reconnu une série de failles, en général peu continues et d'un rejet peu considérable; ces failles sont particulièrement nombreuses vers l'extrémité septentrionale de la chaîne, là où la voûte s'abaisse avec rapidité, de façon que bientôt l'Argovien se ferme au-dessus du Jurassique moyen.

L'anticlinal de Sommartel, déjà longuement décrit dans des travaux antérieurs, ne fait l'objet que de quelques brèves observations de détail. Quant au synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds, il est terminé au S par le seuil anticlinal oblique du Quartier, qui le sépare du synclinal de la Brévine et qui est pli-faillé dans son jambage septentrional; il s'élargit brusquement dans la région du Locle, où les dépôts tertiaires montrent des replis secondaires accusés. Entre le Crêt du Locle et la Chaux-de-Fonds le synclinal possède une largeur réduite mais sensiblement constante; tandis que son jambage septentrional reste très simple, sa partie SE montre au contraire des dislocations intenses, qui atteignent leur maximum à la Chaux-de-Fonds même et ont été signalées déjà par divers auteurs. M. Favre interprète ces dislocations, comme l'a fait M. Schardt, en admettant un pli-faillé portlandien-infracrétacique chevauchant au NW sur la Molasse et séparé par un synclinal écrasé de Molasse du jambage renversé et pli-faillé de l'anticlinal de Sommartel. Les formations jurassiques-infracrétaciques de cette écaille de la Chaux-de-Fonds sont toujours intensément laminées; par places elles sont broyées et mêlées de la façon la plus complète.

Dans une dernière partie de son travail, M. Favre discute brièvement le caractère topographique de la région de la Chaux-de-Fonds et du Locle, en faisant ressortir en particulier le rôle joué dans l'établissement de cette topographie par les deux phases d'érosion bien distinctes qui se sont succédées dans le Jura.

M. B. AEBERHARDT (93) a donné un court aperçu stratigraphique et tectonique des gorges de la Suze et du pied du Jura aux environs de Bienne. Il a insisté en particulier sur les phénomènes d'érosion et sur l'ensellement transversal qui affecte en cet endroit les plis internes du Jura.

Il suffit de citer ici une courte notice de M. E. FLEURY (99) consacrée aux dénominations de lieux usitées dans le Jura bernois, qui sont en relation avec un caractère géologique.

M. A. BUXTORF, qui s'est longuement occupé en dernier lieu de la chaîne du Weissenstein, a établi de celle-ci un

grand profil synthétique, composé de dix coupes transversales. Il a signalé cette publication par une très brève notice (95). Dans la Revue pour 1910 je signalais un travail de M. Gerth, dont l'auteur cherchait à confirmer par de nouvelles observations la théorie édifiée d'abord par M. Steinmann et expliquant la formation des cluses de Balstal et de Mümliswil par des effondrements triangulaires. Cette publication a suscité parmi les géologues suisses plus d'opposants que d'adhérents et M. A. BUXTORF vient de réfuter en quelques pages (96) non seulement les conclusions, mais aussi beaucoup des observations de M. Gerth, après avoir visité à nouveau les cluses en question et la chaîne du Weissenstein.

Les nouvelles observations faites par M. Buxtorf dans les cluses de Mümliswil et de Balstal confirment absolument celles publiées déjà il y a bien des années par M. F. Mühlberg et montrent que dans l'une et l'autre il y a non pas des failles obliques, mais de grands chevauchements, qui ont amené les parties méridionales des voûtes correspondantes sur les parties septentrionales de celles-ci.

Dans la région orientale de la chaîne du Weissenstein, M. Buxtorf n'a trouvé aucune trace démonstrative de la grande faille supposée par M. Gerth entre la cluse de Balstal et le Günsberg, tandis que toutes ses observations ont été conformes aux interprétations données par M. Mühlberg. Plus à l'W, dans la région de Günsberg, où M. Buxtorf lui-même avait constaté, le chevauchement du Trias et du Lias sur la Molasse, tandis que M. Gerth avait cru y voir de nouveau une faille au plan très incliné, les nouvelles recherches faites par le premier n'ont fait que le confirmer dans sa manière de voir; il y a là manifestement un déversement de la partie culminante du pli vers le S, avec laminage plus ou moins complet du jambage renversé; M. Buxtorf cite à ce propos plusieurs profils de détail caractéristiques; il explique cette poussée locale au S de la chaîne du Weissenstein par la résistance opposée au développement de cette chaîne par le brachyanticlinal du Brandberg qui s'élève droit devant ce tronçon du pli.

M. Buxtorf apporte aussi de nouveaux arguments en faveur de la forme en éventail que prend l'anticlinal du Weissenstein au S de Welschenrohr et montre que les couches renversées du Jurassique supérieur du jambage septentrional le sont d'une façon trop régulière et continue, pour que leur position puisse être attribuée à une culbute au vide, comme le voudrait M. Gerth.

Des cinq failles transversales qui, d'après M. Gerth devraient découper la chaîne du Weissenstein, une seule est considérée comme réellement existante par M. Buxtorf, qui l'a du reste déjà signalée en 1907; c'est celle qui passe à l'W de Längmatt et qui paraît avoir une relation avec la surrection du Brandberg et probablement aussi avec le prolongement jurassien de la grande flexure de la Forêt Noire.

A ce propos, M. Buxtorf expose pourquoi il ne croit pas qu'on puisse prolonger purement et simplement dans les chaînes jurassiennes les failles NS du Jura tabulaire; il admet par contre que certaines de ces dislocations ont pu avoir des réactions plus ou moins fortes sur la tectonique des chaînes et il considère cette supposition comme particulièrement justifiée pour le prolongement jurassien de la flexure de la Forêt-Noire. Ce prolongement se marque, en effet, jusque dans l'anticlinal du Weissenstein, par un relèvement brusque de l'W à l'E de tous les axes, qui peut atteindre 500 m. C'est probablement à cet exhaussement de toute sa masse que le pli du Weissenstein doit son changement de forme; ce doit être à la même cause qu'il faut attribuer aussi la modification que subit à l'E de Welchenrohr le synclinal de la Dünneren qui, contrairement à une opinion antérieure de l'auteur, cesse de s'enfoncer au S sous l'anticlinal du Weissenstein et prend une forme évasée et presque symétrique; enfin, on peut admettre que la surrection de l'anticlinal du Brandberg a une origine semblable.

Répondant toujours à M. Gerth, M. Buxtorf confirme par de nouvelles observations les chevauchements et les renversements tectoniques qu'il avait constatés antérieurement dans la chaîne du Vellerat et celle du Clos du Doubs; il montre aussi que la position verticale ou légèrement renversée des jambages d'anticlinaux, si fréquente dans le Jura, ne peut être qu'un phénomène primaire et purement tectonique.

A propos de ces formes caractéristiques des plis jurassiens, l'auteur rappelle son hypothèse, d'après laquelle les plissements du Jura n'ont pas dû se propager en profondeur au delà du groupe de l'anhydrite du Trias moyen, qui, se décollant de son soubassement, a joué le rôle de lit mobile. Il complète son idée, en admettant que, dans les plis d'importance secondaire, des décollements semblables ont pu se produire au-dessus du Muschelkalk et que soit les argiles du Keuper, soit celles du Dogger inférieur, soit même celles de l'Oxfordien-Argovien ont pu fonctionner comme lits mobiles,

provoquant ainsi des plis purement superficiels, ou bien déterminant d'importantes discordances de plissement.

M. E. BRÄNDLIN a entrepris l'étude de la région du **Jura tabulaire argovien** comprise entre la vallée de Frick et l'Aar (94).

Dans un chapitre stratigraphique il commence par la description du **Trias** et plus particulièrement du Muschelkalk et du Keuper, dont il a relevé en détail un grand nombre de coupes.

A la base du Muschelkalk le Wellengebirge n'apparaît que très localement le long de la vallée du Rhin entre Schwaderloch et Laufenburg; il débute par le Wellendolomit, série dolomitique dont la dernière couche est caractérisée à la fois par sa teneur en galène et sa richesse en fossiles :

Lima lineata Schlot.	Myoconcha Goldfussi Dunk.
» cf. striata Schlot.	Myophoria vulgaris Br.
Terquemia complicata Goldf.	» elegans Dunk.
Pecten discites Schlot.	Coenothyris vulgaris Schlot.
Gervillia socialis Schlot.	

Cette couche doit correspondre à la zone inférieure à galène et Trochites de la Forêt-Noire du S.

Au-dessus vient le Wellenkalk représenté par une succession, épaisse de 20 m., d'alternances de marnes et de calcaires, qui contient en assez grande quantité des Lamellibranches entre autres :

Lima lineata Schlot.	Gervillia costata Qu.
Pecten discites Schlot.	Homomya Albertii Voltz.
Gerv. socialis var. funicularis Schm.	» impressa Alb.
Gervillia mytiloïdes Schlot.	Myoconcha Goldfussi Dunk.
	Myophoria cardissoïdes Schl.

Près de la limite supérieure de ce complexe l'auteur a reconnu un banc de calcaire grumeleux à Spiriferines qui contient une série d'espèces caractéristiques :

Spiriferina fragilis Buch.	Prospodylus comtus Schl.
» hirsuta Alb.	Mytilus eduliformis Schl.
Terquemia complicata Goldf.	Cidaris grandaeva Goldf.
» spondyloïdes Schl.	

Le Wellengebirge supérieur à *Myoph. orbicularis* ne forme nulle part de bons affleurements.

La partie moyenne du Muschelkalk ne se présente pas non plus d'une façon favorable à une étude de détail; elle comprend un niveau inférieur formé d'argiles, de marnes et de

gypse et un niveau supérieur composé essentiellement de calcaires dolomitiques à silex ; elle est épaisse de 80 m., environ.

Le Muschelkalk supérieur apparaît au contraire sur de grandes étendues dans les versants soit de la vallée du Rhin, soit des vallées affluentes ; il débute par la série du Trochitenkalk, caractérisé par l'abondance, dans certains bancs, d'*Encrinus liliiformis* et par la fréquence de *Coenoth. vulgaris* ; ensuite vient la succession des bancs compacts de calcaire gris du « Plattenkalk », puis l'étage est couronné par le « Trigonodusdolomit » épais de 20-25 m., formé de dolomies et de calcaires dolomitiques et caractérisé par :

Gervillia costata Schl.	Myophoria ovata Goldf.
Trigonodus Sandbergeri Alb.	» laevigata Alb.
Myophoria Goldfussi Alb.	Unicardium Schmidti Gein.
» rotundata Alb.	

Ces dolomies se terminent, ici comme plus à l'W. par un bonebed.

Le Keuper couvre sur de grandes étendues les plateaux qui dominant au S la vallée du Rhin et prend une grande extension aussi dans la région de Sutz-Gansingen-Wyl. A sa base le groupe de la Lettenkohle, épais de 5-7 m., comprend un niveau inférieur dolomitique (Unterer Dolomit), puis des marnes schisteuses associées à quelques bancs dolomitiques et caractérisées par *Estheria minuta* Goldf., enfin par un niveau dolomitique supérieur (Grenzdolomit) contenant *Myoph. Goldfussi* Alb. et *Lingula tenuissima* Br. Le groupe du « Gipskeuper », qui vient ensuite, comprend un niveau inférieur de dolomies, puis se développe la succession des marnes bigarrées avec leurs intercalations de gypse. Le groupe du Schilfsandstein se compose d'une série inférieure de grès micacés jaunes ou rougeâtres et d'une série supérieure marneuse ; ces deux termes varient extrêmement et très brusquement quant à leur épaisseur ; sur un point, près d'Obersutz, ils sont séparés par des alternances d'argiles et de grès contenant des débris de plantes et qui semblent représenter le niveau de Neuwelt ; les marnes de la série supérieure sont recouvertes par un dernier banc de grès. Ce banc est séparé par une zone, épaisse seulement de 1-2 m., de marnes, correspondant aux « untere bunte Mugel » de M. Schalch, d'un nouveau niveau dolomitique, le « Gansinger Dolomit ». Celui-ci est représenté par des bancs plus ou moins irréguliers et discontinus de dolomies associés à des marnes, il est épais d'environ 2 m. et contient :

Avicula gansingensis Alb.	Pseudocorbula elongata Pichl.
Myophoria vestita Alb.	Cardita Gumbeli Pichl.
Anoplophora asciaeformis Alb.	Zygopleura gansingensis Alb.

Le Keuper se termine par une dernière série de marnes jaunâtres et grises avec des lits plus intensément colorés, qui appartiennent encore au Keuper moyen; les niveaux les plus élevés du Trias font donc ici défaut.

Sur ce Keuper moyen reposent directement, comme base du **Jurassique**, les « Insektenmergel », dont l'épaisseur varie de 7 m. vers l'E à 2 m. vers l'W et qui correspondent à l'Hettangien inférieur; ensuite viennent les couches à *Schlota angulata* Schl., qui vers l'W sont formées de calcaires spathiques, tandis que vers l'E elles deviennent de plus en plus riches en lits marneux et contiennent une forte proportion d'oolithes ferrugineuses.

Le Sinémurien comprend: 1° des calcaires spathiques avec *Gryphea arcuata* Lam. et des débris d'Arietites, épais de 3 m. (Arietenkalk), 2° des argiles grises sans fossiles (Obtusustone); 3° des marno-calcaires contenant *Gryphea obliqua* Goldf. *Pecten textorius* Schl. *Belemn. acutus* Mill, etc.... (Obliqua-Schichten). Le Lias moyen, réduit pourtant à une épaisseur de 2^m5 de marnes, se divise facilement dans les trois zones paléontologiques à *Der. Davoei* Sow., *Am. margaritatus* Montf. et *Am. spinatus* Brug. Le Lias sup. a aussi une faible épaisseur (5-6 m.); il est formé par des schistes feuilletés à *Dactyl. commune*, *Harpoc. serpentinum*, *Posid. Bronni*, *Plicatula spinosa*, *Rhynch. amalthei*, etc.... avec deux intercalations de calcaires fétides à la base, et de marnes jaunes à rognons avec *Lytoc. jurensis*, *Harp. striatulum* et de nombreuses bélemnites vers le haut.

Le Dogger débute par les schistes opaliniens épais d'environ 80-100 m., qui contiennent des bancs calcaires à *Pentacr. wurtembergicus* et se terminent par des couches riches en chailles et en pyrite; les couches à *L. Murchisonae* sont formées par des alternances de calcaires sableux ou spathiques et de marnes grises; elles contiennent à la base *Cancelloph. scoparius* et *Lioc. lineatum*; vers le haut elles deviennent plus oolithiques et contiennent *Ludw. Murchisonae*; du reste le faciès devient plus purement calcaire vers l'E. La zone suivante se compose d'oolithes ferrugineuses associées à des marnes en quantité croissante vers l'W, elle est caractérisée par *Son. Sowerbyi*, *Hyperlioc. discites*, *Inoceramus polyplocus*, *Gryphea sublobata*, etc.... Vient ensuite une succession d'alternances de marnes et de bancs calcaires,

dans laquelle le faciès à *Cancelloph. scoparius* se retrouve à la partie inférieure, tandis que vers le haut les fossiles prédominants sont des Pecten (*P. pumilus*, *P. gingensis*, *P. spathulatus*); cette série, appelée « neutrale zone » est épaisse de 20-25 m.; elle supporte les calcaires oolithiques ferrugineux à *Steph. Humphriesi*. Après ces derniers le faciès marneux reprend, d'une façon générale, pour former les marnes à *Steph. Blagdeni*, *Ctenostreon pectiniforme*, etc..., épaisses de 10 m. environ; puis viennent les alternances marno-calcaires à *Exogyra sinuata* et les couches oolithiques à *Clypeus Ploti*, *Echinobr. Renggeri*, *Pseudomon. echinata*, etc.... (Sinuatus-schichten), qui forment la base du Hauptrogenstein; cette série oolithique devient de plus en plus marneuse de l'W à l'E; elle est couronnée par une zone de calcaires spathiques. Au-dessus de celle-ci commencent les marno-calcaires, en partie riches en oolithes ferrugineuses, qui contiennent *Rhynch. varians* avec une faune assez abondante de Brachiopodes et de Lamellibranches et, comme ammonoïdes *Op. fusca* et *Op. aspidoides*. Les couches à *Macr. macrocephalus*, comprennent vers l'W une zone inférieure marneuse, une zone supérieure de calcaires sableux; vers l'E, les marnes prédominent de plus en plus exclusivement. La zone à *Rein. anceps* n'est représentée que vers l'W, tandis que vers l'E les couches à *M. macrocephalus* sont recouvertes directement par les calcaires à oolithes ferrugineuses contenant *Card. cordatum*.

Dans un second chapitre, du reste fort court, M. Brändli expose les grands traits tectoniques de la région considérée.

Directement au S de la vallée du Rhin il distingue une zone septentrionale, dans laquelle les dépôts triasiques s'abaissent lentement vers le SSE. Cette zone est limitée au SE par une ligne de dislocation, qui commence au Käsiberg par un anticlinal de Muschelkalk déjeté au N, qui s'accentue ensuite vers le NE dans la direction de Leibstadt, l'anticlinal s'amplifiant, se déjetant progressivement vers le S et prenant finalement la forme d'un pli-faille par le laminage de son jambage méridional. Cette ligne est en outre marquée sur plusieurs points par d'intéressantes dislocations transversales.

Au S de cette anticlinal faillé se trouve une nouvelle aire tabulaire, qui s'étend en forme de triangle d'Itenthal, où sa largeur se réduit à rien, jusqu'à la ligne Böttstein-Leibstad où sa largeur atteint 6 km. Cette région, formée de Keuper et de Lias plongeant très faiblement au SSE, est limitée au S par une grande faille, qui se suit de Frick à Böttstein et

qui fait réapparaître au S le Keuper. Cette fracture est tantôt simple, tantôt répartie entre plusieurs failles parallèles ; son plan est toujours incliné au S, de sorte que sa lèvre méridionale chevauche sur sa lèvre septentrionale ; en outre les couches sont par places relevées anticlinalement de part et d'autre du plan de faille, de sorte qu'il faut voir dans cette dislocation non un effet de tassement, mais bien une action en relation avec un effort tangentiel. Du reste, la direction de cette dislocation, exactement parallèle au plan de chevauchement des chaînes jurassiennes sur le Jura tabulaire confirme cette manière de voir et il paraît justifié de considérer par analogie la dislocation Itenthal-Leibstadt comme étant aussi un contre-coup des plissements jurassiens.

L'exposé tectonique de M. Brändli est complété par une petite carte au 1 : 100 000 et par 31 profils.

A l'occasion d'un jubilé de la Société argovienne des sciences naturelles, M. F. MÜHLBERG (100) a publié un aperçu général sur la **constitution géologique de l'Argovie**. Cette publication étant surtout un résumé des nombreux travaux publiés par M. Mühlberg lui-même et par d'autres sur cette région du plateau et du Jura suisse, nous pourrions nous contenter de la citer brièvement.

L'auteur commence par une description stratigraphique, qui s'étend du gneiss des bords du Rhin à Laufenburg jusqu'aux dépôts pléistocènes et actuels. A propos du Quaternaire il définit les divers niveaux d'alluvions et leurs relations avec les dépôts morainiques, tels qu'il les a établis dans ces publications antérieures.

Dans un chapitre tectonique, M. Mühlberg fait ressortir les caractères si nettement distincts du Jura tabulaire, des chaînes jurassiennes et du plateau molassique.

L'auteur parle aussi des richesses minérales que fournit le sol de l'Argovie depuis les diverses pierres de construction, jusqu'aux bohnerz et aux gisements de sel des bords du Rhin. Il signale l'influence de la composition géologique sur la valeur agricole des terrains et termine par un aperçu rapide sur l'histoire paléogéographique du Jura oriental et de la région molassique qui le borde au S.

M. E.-H. DILLENUS (97) a entrepris de préciser les relations tectoniques existant le long de la chaîne de la Berra entre le **Flysch des Préalpes externes** et la **Molasse** qu'il recouvre.

L'auteur a cherché dans ce but à établir une classification

stratigraphique du Flysch, mais n'est arrivé qu'à un résultat très relatif; il a simplement pu établir que vers la base du Flysch prédominent des grès durs, à grain fin, d'une teinte gris-blanc, en bancs séparés par des zones schisteuses, tandis que vers le haut, dans la région culminante de la Berra, le grain des grès devient grossier et comprend de gros éléments roulés de quartz et d'orthose rouge. C'est dans ces grès que s'intercalent les conglomérats polygéniques bien connus et un banc de brèche cristalline à éléments très volumineux. Les fossiles découverts dans le Flysch sont exclusivement des Fucoïdes; sur un point, près de Planfayon des grès fins ont fourni plusieurs fragments d'ambre, mêlés à des débris indéterminables de feuilles.

Quant à la molasse qui s'enfonce au SE sous le Flysch, elle appartient en partie à la Molasse d'eau douce inférieure, en partie à la Molasse helvétique. La Molasse d'eau douce comprend un niveau inférieur de marnes rouges et violacées et un niveau supérieur de grès jaunâtres. Entre ces deux complexes s'intercale par places une mince couche de marne noire à *Helix Ramondi*: Ces dépôts ne sont du reste bien développés qu'aux environs de La Roche. La Molasse marine se compose de grès gris, plus ou moins durs, dans lesquels les fossiles sont assez fréquents; ceux-ci appartiennent entre autres aux espèces suivantes:

Pecten palmatus.	Venus Brocchii.
» latissimus.	Maetra helvetica.
» scabrellus.	Cardita Jouanetti.
Ostrea gingensis.	Turritella Turris.
Cardium commune.	» bicarinata.
» edule.	Trochus patulus.
» multicoatum.	Murex Partschi.
Venus multilamella.	

Près du plan de contact du Flysch sur la Molasse, dans la base du premier, M. Dillenius signale un gisement de gypse situé dans le Burgerwald près de Muscheneck; il considère ce gypse comme une interstratification sédimentaire dans le Flysch éocène. D'autre part, l'auteur a constaté l'existence de bancs de nagelfluh, compris aussi bien dans la Molasse marine que dans la Molasse d'eau douce inférieure.

Cette partie stratigraphique se termine par quelques lignes consacrées aux formations pleistocènes, en particulier aux moraines rhodaniennes de Montévraz et de Zenauvaz.

La partie tectonique de la thèse de M. Dillenius n'est pas très explicite; elle peut être résumée comme suit:

En dedans du grand anticlinal de la Molasse, deux anticlinaux de moindre importance sont visibles; l'un, prolongement de celui signalé près de Marsens par M. Damm, apparaît dans le ravin de la Singine à l'E de Planfayon, l'autre se montre dans le ravin de Stoutz, affectant la Molasse d'eau douce inférieure.

Dans la partie inférieure des pentes de la Berra, la Molasse existe jusqu'à peu près au niveau de 1100 m., mais elle disparaît souvent sous des moraines ou des éboulis. Son plongement, d'abord faible dans le bas, s'accroît vers le haut et vers le S.

Le contact entre le Flysch et la Molasse n'a pu être observé directement que sur un seul point, dans le ravin du ruisseau des Roches au-dessus de La Roche; ici, les deux formations, plongeant de 65° au SE, sont exactement concordantes; du reste nulle part on ne trouve aucun signe évident de discordance entre le Flysch et son soubassement.

M. W. SCHMIDLE (106) a publié une brève description de la Molasse dans la **région qui borde le lac de Constance**, spécialement au NW et a traité en même temps de la tectonique de ce territoire.

La stratigraphie générale de la Molasse qu'il expose dans ce travail est tirée de travaux connus; par contre il a apporté une rectification intéressante à la coupe de la Molasse du Göhrenberg, qui, d'après lui serait d'âge aquitain supérieur et contiendrait des foraminifères marins.

Dans la partie tectonique de sa description M. Schmidle signale un réseau de fractures, dirigées les unes SE-NW, les autres SW-NE, qui ont contribué pour une part essentielle à la formation du bassin du lac de Constance. D'après lui le Göhrenberg est un horst bordé au NE et au SW par deux fractures. Une autre faille s'étend en ligne presque droite de Lindau à Ueberlingen et suit sur une grande partie de sa longueur la rive NE du lac. M. Schmidle a suivi aussi la faille de la Wutach vers le SW jusqu'au S du bassin de Radolfzell; il a précisé le parcours d'une faille du Fulachthal; il a expliqué les irrégularités du niveau de la molasse d'eau douce supérieure sur les hauteurs qui séparent les bassins de Radolfzell et d'Ueberlingen par l'intervention de plusieurs fractures; il a attribué la formation des deux branches de Radolfzell et de Stein de l'Untersee à des effondrements entre deux fractures.

Quant à l'âge de ces dislocations, M. Schmidle croit devoir

les considérer comme plus récentes que le Deckenschotter, que certaines d'entre elles affectent manifestement ; pour une partie des dislocations constatées, en particulier pour celles qui affectent les environs mêmes de Constance et une partie du bassin de l'Untersee, M. Schmidle doit admettre un âge même postwurmien.

IV^{me} PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Généralités.

M. S. FRANCHI (108) a traité dans une notice la question des calcschistes et des pietre verdi de la vallée d'Aoste et a développé les divers arguments par lesquelles on peut établir l'âge mésozoïque de ce complexe. Les formations sédimentaires associées aux schistes verts doivent être considérées comme un faciès cristallin ou semi-cristallin du Trias et du Lias, auquel il conviendrait d'appliquer le nom de faciès piémontais. Le caractère spécial de ces dépôts, difficile à définir pour le Trias, à cause de la variabilité de ce système, est très nettement marqué dans le Lias par la prédominance des calcschistes.

La seconde partie du travail de M. Franchi est consacrée spécialement à la description d'un calcaire échinodermique, d'âge mésozoïque, qui est intercalé près de Villeneuve dans des calcschistes exactement équivalents à ceux de Courmayeur et de Barre. Cette couche correspond tout à fait à des calcaires compris entre la dolomie principale et le Lias inférieur dans le Valgiana et le Val Maria et appartient ainsi probablement à l'Infralias.

Cette publication est suivie d'une autre, dans laquelle M. S. FRANCHI (109) donne toute la bibliographie de la question de l'âge des schistes lustrés et des roches vertes, et montre qu'après une période de controverses, pendant laquelle ces schistes ont été attribués aux systèmes les plus variés, les géologues français, italiens, suisses et autrichiens ont fini par admettre presque unanimement que la série des schistes lustrés est compréhensive, mais d'âge mésozoïque.

M. A. BALTZER (107) a établi, d'après ses propres observations et les travaux récents de divers auteurs, un tableau des terrains sédimentaires des Alpes et des Préalpes bernoises. Il classe ces formations d'après la zone de sédimentation, dont ils ont fait partie et les répartit entre la zone autochtone