

IVe partie, Stratigraphie et paléontologie

Autor(en): **[s.n.]**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **8 (1903-1905)**

Heft 3

PDF erstellt am: **22.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-156278>

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.

neuses et couvertes de débris de plantes. Dans la région de Brandholz, de Blomberg et de Krummenau les grès contiennent de nombreux galets calcaires et passent à un conglomérat. Dans la vallée de la Thur ces couches d'Ebnat plongent sous le niveau suivant.

2° Les *couches de Bildhauser* (Mollasse granitique de Studer, Bollinger-St-Margarethen-Sandstein de Gutzwiller, Zuger Sandstein de Kaufmann) sont représentées par un grès gris, plutôt tendre, formé par des produits de désagrégation de roches granitiques, disposé en gros bancs de 1 à 5 m. d'épaisseur, entre lesquels s'intercalent des lits marneux souvent bitumineux. Certains bancs passent à un conglomérat granitique. Il semble qu'au contact entre les deux niveaux superposés il se forme comme un enchevêtrement des deux faciès.

Les couches d'Ebnat forment au Ricken un double anticlinal divisé en deux par un synclinal aigu; c'est contre le flanc N de cette voûte complexe que s'appuient normalement les couches de Bildhauser.

Toute la partie culminante de la chaîne est tapissée par une couche presque continue de 3 à 20 m. d'épaisseur de moraine de fond argileuse et imperméable. Sur le versant N dans la vallée de la Thur au niveau de 618-630 m. se développe une sorte de terrasse constituée par des matériaux glaciaires, du sable et de l'argile. Sur le versant S on peut voir au-dessus d'Utznach et de Kaltbrunn soit de la moraine de fond soit des graviers fluvio-glaciaires.

IV^e PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

GÉNÉRALITÉS

Nous devons à M. C. ESCHER-HESS (57) une **étude microscopique** fort utile de quelques spécimens de roches triasiques et liasiques pris dans les Alpes orientales et dans les klippen.

L'auteur distingue parmi les calcaires les types de structure suivants:

1° La roche est essentiellement formée de petits cristaux de calcite avec une faible proportion d'éléments argileux, ocreux ou bitumineux.

2° Elle contient outre les petits cristaux de calcite une

quantité plus ou moins importante d'autres éléments : quartz, feldspath, mica, zircon, tourmaline, staurotide, épidot, titanite, glauconie, etc.... Le calcaire peut ainsi passer à un grès.

3° Une partie plus ou moins importante du sédiment est constituée par des débris organiques, calcaires ou siliceux.

4° Le calcaire est dynamométamorphisé, laminé ou veiné.

5° Il est oolithique.

Trias :

Le *Buntsandstein du Vorarlberg* est un grès plutôt fin, rouge ou blanc, sans calcite. Un échantillon provenant de Dalaas dans le Klosterthal est formé essentiellement de grains serrés de quartz avec peu de mica et de feldspath, liés par un ciment riche en fer; il contient des bâtonnets irrisés d'origine probablement organique. Des roches semblables se retrouvent abondamment dans la Nagelfluh du Speer et des environs de Zurich.

Le *calcaire de Virgloria* de la vallée de Montafon forme des bancs de 15 à 30 cm. séparés par des lits marneux; il est gris plus ou moins foncé. Le microscope permet d'y distinguer :

1° Un niveau inférieur oolithique, avec des Diplopores et des fossiles problématiques, très abondants du reste dans le Trias alpin, que l'auteur attribue à un Lagénidé.

2° Un niveau moyen contenant des Radiolaires calcifiés, des Foraminifères (*Fronicularia*, *Globigerina*, Miliolidés) et de petits Gastéropodes.

3° Un niveau supérieur sans fossiles déterminables, très riche en substance bitumineuse, dolomitique par places, formé essentiellement de cristaux très fins de calcite.

M. Escher-Hess a examiné d'autre part une série d'échantillons des mêmes couches provenant de Bürs dans l'Alvierthal, d'Alvaneu, du Sertigthal et des environs de Davos. Dans les klippen du lac de Thoune certains affleurements peuvent être attribués sans aucun doute à ce niveau du Trias, en particulier les calcaires du Hondrichwald et du Burghubel, qui ressemblent absolument au calcaire de Virgloria. En outre le calcaire de Saint-Triphon offre sous le microscope une analogie remarquable avec certains niveaux du même calcaire.

Le *Muschelkalk* de Tufenstein et de Nöggenweil (Forêt Noire), de Gebensdorf et de Koblenz (Argovie), diffère nettement du calcaire de Virgloria, en particulier par sa teneur presque nulle en éléments bitumineux.

Les *couches de Partnach* sont des marnes schisteuses, grises, verdâtres ou jaunâtres; sous le microscope elles se montrent formées par un mélange fin de concrétions calcaires, de débris organiques et de particules de limonite et de pyrite.

Le *calcaire de l'Arberg* comprend de bas en haut les termes lithologiques suivants: 1° Calcaire noir poreux, dolomitique et moins foncé par places; 2° Grauwacke blanchâtre; 3° grès brunâtre; 4° calcaire noir compact; 5° calcaire gris vacuolaire.

La *dolomie principale* apparaît sous le microscope comme un calcaire dolomitique grossièrement cristallin, presque pur.

Les *couches de Kössen* comprennent des alternances de bancs calcaires et de lits marneux; sous le microscope la roche se montre finement cristallisée, teintée en brun, avec des sections de Lamellibranches, de Gastéropodes, d'Echinodermes, de Foraminifères (*Fronicularia*, petits Miliolidés, *Nodosaria*, *Marginula*). Ces mêmes couches existent près de Spiez au bord du lac de Thoun avec un faciès un peu différent dépourvu de Foraminifères.

Le *calcaire du Dachstein* de la vallée de Montafon ressemble beaucoup aux calcaires urgoniens et coralliens; il forme de gros bancs de couleur claire; sous le microscope il est finement cristallin, oolithique par places, et contient de nombreux restes de coraux et de Foraminifères (*Textilaria*, Rotalidés, *Fronicularia*, *Dentalina*, *Involutina*, Lagenidés [?]).

Lias :

Le *calcaire d'Adneth* est peu puissant dans le Vorarlberg; il est rosé, compact, un peu sableux; l'étude microscopique y révèle la présence de Radiolaires, de Spongiaires et de Foraminifères (*Fronicularia*, *Nodosaria*, *Cristellaria*); le quartz et la limonite s'y trouvent en petite quantité; quelques silex se montrent par places; en dehors d'eux les Radiolaires sont calcifiés.

Les *couches de l'Allgäu* comprennent des marno-calcaires bleuâtres, formés par une masse fine argilo-calcaire, dans laquelle sont empâtés des grains de quartz, de glauconie et de pyrite. L'auteur y a distingué plusieurs niveaux lithologiques d'après la teneur plus ou moins forte en quartz et en pyrite et d'après la présence ou l'absence de Foraminifères. Les formes habituelles parmi ces derniers sont: *Globigerina*, *Textilaria*, des Rotalidés, des Lagenidés. Les Radiolaires et les Spongiaires paraissent manquer complètement.

Le *Lias calcaire du Monte Bre*, près de Lugano, diffère

des couches de l'Allgäu par sa plus grande dureté et par la présence de nombreux débris de Spongiaires, qui donnent lieu à la formation de silex. A peu près le même faciès se retrouve dans le Lias qui affleure à l'W de Spiez et dans celui qui est exploité aux carrières de Meillerie (Haute-Savoie).

Dans un échantillon de Lias provenant de Blumenstein, au-dessus de Thoune, M. Escher a pu déterminer *Nodosaria prima* d'Orb., *Fronicularia hexagona*, *Ophthalmidium orbiculare*. Enfin l'auteur examine encore plusieurs spécimens récoltés à l'Albula, au Pitz Lischanna (Engadine), à Erstfeld (vallée de la Reuss, etc....).

En résumé on peut caractériser les diverses formations étudiées dans ce travail comme suit :

Le Buntsandstein est constitué par les produits de la désagrégation de roches cristallines, liés par un ciment non calcitique, riche en fer. Les galets en sont nombreux dans la Nagelfluh de la Suisse orientale.

Le calcaire de Virgloria est bitumineux, pauvre en quartz, oolithique par places, et contient des débris de Gastéropodes, de Foraminifères et de Radiolaires. Il est également abondant dans la Nagelfluh.

Les couches de Partnach sont des marnes pauvres en calcaire, avec grains de quartz, coquilles de Foraminifères et Fucoïdes.

Ce travail est complété par une série de tableaux, dans lesquels l'auteur a réuni les observations qu'il a pu faire sur ses nombreuses coupes minces, en tenant compte de la structure, de la composition et des restes organisés; ces derniers ont été figurés d'après les sections observées; en outre six coupes microscopiques ont été reproduites photographiquement.

ARCHÉEN

Nous trouvons dans l'étude faite par M. H. HOEK du **massif de la Plessur** (41) quelques renseignements sur les deux chaînes cristallines du Rothorn Aelplihorn et de la Mädrigerfluh-Langwies, ainsi que sur les nombreux affleurements cristallophylliens de la région d'Arosa, Maran et Pletsch. L'auteur distingue les types suivants :

1^o Des gneiss œillés, qui semblent résulter du métamorphisme de granites porphyroïdes, affleurent soit à l'Aelplihorn, soit près d'Arosa.

2° Des schistes amphiboliques, probablement dérivés d'anciennes diorites, existent à l'Aelplihorn et à la base du Rothhorn d'Arosa.

3° Des schistes micacés, verdâtres ou brunâtres, très riches en éléments séricitiques, se montrent au Rothhorn de Parpan et au pied du Rothhorn d'Arosa, et prennent un grand développement plus au NE.

4° Un gneiss formé par un mélange assez uniforme de quartz, de feldspath et de mica, est répandu dans toute la région et est particulièrement bien développé au pied N. de la Mädrigerfluh et au-dessous du lac d'Arosa.

PALÉOZOÏQUE

Les formations paléozoïques, signalées par M. HOEK (41) dans ce même massif, comprennent trois termes principaux :

1° Les **schistes de Casanna**, qui affleurent à Arosa même, vers l'Hôtel des Alpes.

2° Une brèche cristalline contenant des fragments anguleux de granite, d'aplite, de gneiss, de schistes amphiboliques, écrasés les uns contre les autres, presque sans ciment, qui se montre sur un petit espace au N de Tschirpen. Cette formation d'âge indéterminable appartient peut-être déjà au Verrucano.

3° Le **Verrucano**, constitué par des grès rouges avec des nappes de porphyre intercalées, repose toujours sur du gneiss ou du granite. Il est développé dans toute la chaîne Strela-Amsel-fluh, mais manque complètement plus au N. La base de ce complexe est formée essentiellement par des débris de porphyres et de tuffs porphyriques ; puis sur ces grès reposent des schistes rouges foncés, de 10 à 15 m. d'épaisseur, qu'on pourrait contondre à première vue avec les couches à Radio-laires du Malm existant plus au N, mais qui s'en distinguent par l'absence de fossiles, par une dureté moindre et par une schistosité plus prononcée.

TRIAS

Alpes orientales. M. HOEK, toujours dans la même publication (41), nous donne une description détaillée des sédiments triasiques des diverses chaînes environnant Arosa.

Le **Buntsandstein** manque partout dans la chaîne Strela-Sandhubel et ne se rencontre jamais en même temps que le Verrucano; plus au NW, il ne s'intercale qu'en quelques points entre le cristallin et la dolomie principale. Il est formé par un aggrégat de grains de quartz avec des galets de quartz laitieux et de quartzites foncées; coloré généralement en jaune ou rouge, il est parfois transformé par dynamométamorphisme en une quartzite blanche. Il affleure sur l'arête SE du Weisshorn d'Arosa et dans le Schafwald entre Maran et Lützenrüti.

Les **corgneules inférieures** encadrent directement dans la chaîne de la Strela l'anticlinal de Verrucano; leur épaisseur varie de 2 à 40 m.; elles prennent souvent un aspect bréchi-forme et contiennent des fragments de Verrucano.

Le **Muschelkalk**, qui suit sur ses corgneules, est représenté par un calcaire noir, un peu dolomitique par endroits, disposé en bancs réguliers de 40 cm. d'épaisseur et contenant des silex. Il peut atteindre 80 m. de puissance et contient de nombreux restes d'Encrines et de Lamellibranches. Bien développé dans la chaîne de la Strela, il manque dans les chaînes Schafrücken-Erzhorn et Parpaner Weisshorn-Tschirpen, ainsi que dans toute la région située au N. d'Arosa.

Le niveau suivant dans la chaîne de la Strela comprend le **calcaire du Wetterstein**, dont l'épaisseur peut atteindre 350 m., et qui forme de belles parois rocheuses soit au-dessus, soit au-dessous du cœur anticlinal. La roche est compacte, jaunâtre, disposée en bancs épais. Ce complexe existe d'autre part dans la chaîne Schafrücken-Erzhorn, où il est surmonté normalement par la dolomie principale; il manque dans le massif Weisshorn de Parpan-Tschirpen et dans les chaînes au N d'Arosa. La faune comprend seulement de rares débris d'Encrines, de Gastéropodes, de Lithodendron et de Spongiaires. A 50 m. environ au-dessus de la base un banc épais de 2 m. se distingue par l'abondance des Lithodendron.

Les **couches de Raibl** n'existent que dans la chaîne Schafrücken-Tschirpen-Parpaner Weisshorn; elles sont représentées par les corgneules supérieures, qui diffèrent des corgneules inférieures par leur structure plus vacuolaire et par l'absence soit de bancs dolomitiques, soit de fragments de Verrucano.

La **dolomie principale** se superpose dans la chaîne de la Strela, directement sur le calcaire du Wetterstein, dont elle

diffère par sa stratification moins nette et sa couleur moins jaune. La roche est grise, saccharoïde, avec de nombreuses veines de calcite, complètement dépourvue de fossiles, et atteint une épaisseur de 200 à 300 m.

Dans le massif Parpaner Weisshorn-Tschirpen, la dolomie principale se superpose aux corgneules supérieures; au N. d'Arosa, elle s'appuie tantôt directement sur le cristallin, tantôt sur le Buntsandstein.

Le **Rhétien** ou couches de Kössen comprend un complexe de marnes foncées, dans lesquelles s'intercalent de gros bancs de calcaire clair; il atteint par places 90 m. d'épaisseur. La faune localisée dans les lits marneux comprend :

Pentacrinus propinquus Münster.	Cardita austriaca Hauer.
Cidaris verticillata Stop.	Thamnastrea rectilamellosa Winkler.
Terebratula gregaria Suess.	Astreomorpha confusa Winkler.
» pyriformis Suess.	

Ces formations sont bien développées autour de l'Erzhorn et du Rothhorn d'Arosa, où elles recouvrent la dolomie principale, ainsi que dans la chaîne Weisshorn de Parpan-Tschirpen; dans la région au N. d'Arosa, elles ne sont connues que par un seul lambeau, qui se trouve un peu au-dessous du Weisshorn d'Arosa, intercalé entre la dolomie principale et une brèche liasique.

Jura. — La flore de la Lettenkohle de Neuwelt près de Bâle, déjà étudiée par Heer, est soumise actuellement à un nouvel examen approfondi par M. F. LEUTHARDT qui vient de publier la partie de son travail concernant les Phanérogames (58).

Les deux niveaux argileux qui contiennent les débris végétaux sont inclus dans un complexe de grès et de marnes, surmonté par un banc à *Estheria minuta* et une zone dolomitique. Leur attribution à la Lettenkohle admise par Heer, Merian et d'autres est sujette à caution; il est possible qu'ils rentrent encore dans le Keuper moyen et en tous cas aucun critère absolu ne permet de fixer leur âge avec certitude.

Dans la couche à végétaux supérieure on distingue de haut en bas: un niveau à Equisetum, un niveau à Baiera, un niveau à Pterophyllum et un niveau à Pecopteris. La couche inférieure comprend de haut en bas un niveau à Baiera et un niveau à Pterophyllum, qui contiennent tous deux par places des fougères (*Bernouillia*, *Merianopteris*, *Pecopteris*). Parmi les végétaux recueillis dans ces 2 couches on peut

admettre que les *Equisetum* ont vécu sur place, tandis que les débris de fougères, de *Pterophyllum* et de *Baiera* ont été apportés par les eaux courantes de régions du reste peu éloignées, leur état de conservation très satisfaisant excluant un transport prolongé. La structure fine du sédiment encaissant permet de supposer que le dépôt a dû se faire dans un lac, une lagune, ou un golfe abrité.

Les espèces que M. Leuthardt a déterminées, décrites et en partie figurées dans de fort belles planches se répartissent comme suit :

Graminées : *Bambusium Imhoffi* Heer.

Conifères : *Baiera furcata* Heer, très commune, *Voltzia heterophylla* Brong., rare, représentée par quelques rameaux sans feuilles, quelques cônes et quelques fleurs mâles, *Widdringtonites Keuperianus*, représenté par un seul fragment de rameau.

Cycadées : *Pterophyllum Jaegeri* Brong., assez commun et caractérisé par la forme allongée et étroite des segments de ses feuilles qui sont tantôt serrés, tantôt espacés ; *Pterophyllum longifolium* Brong., le plus commun de tous les *Pterophyllum* à Neuwelt, avec des segments plus larges que dans l'espèce précédente s'évasant légèrement de l'intérieur vers l'extérieur et présentant une nervure dichotome, plus forte que celle de *Pt. Jaegeri* ; *Pterophyllum brevipenne* Kurr., plus rare que les deux précédents, avec des segments courts diminuant lentement de longueur depuis le milieu de la feuille soit vers la pointe, soit vers la base. Il est possible que les feuilles de *Pt. brevipenne* ne soient que des feuilles jeunes de *Pt. longifolium*. Les troncs et les fleurs de *Pterophyllum* sont très rares à Neuwelt.

JURASSIQUE

Alpes orientales. — Dans son étude monographique du **massif de la Plessur** et d'Arosa M. H. Hoek (41) décrit comme suit les formations jurassiques de cette région :

Le **Lias** manque dans la chaîne Strela-Amselfluh ; dans le massif Tschirpen-Weisshorn de Parpan il est représenté par une faible épaisseur de calcaires compacts et rosés, qui s'intercalent entre le Rhétien et le Malm ; à la base apparaît une brèche à éléments triasiques, dont le ciment est formé en grande partie par les produits de lévigation de la dolomie principale et qui rappelle tout-à-fait la brèche liasique de

l'Ofenpass. Comme fossiles on n'y trouve que des débris assez nombreux mais très mauvais d'ammonites et de belemnites.

Dans la région au N et au NW d'Arosa le développement du Lias est tout différent. Ce sous-système est constitué par un complexe de schistes très variés, calcaires, marneux, argileux ou siliceux, dans lequel sont intercalés des bancs de grès et de conglomérats polygéniques; ceux-ci renferment par places des débris de Crinoïdes et de Belemnites; du reste les fossiles sont très rares dans ce Lias et manquent souvent complètement, aussi, étant donné l'analogie lithologique absolue que montre cette formation avec le Flysch, il est souvent impossible de déterminer auquel des deux complexes appartient un affleurement; c'est le cas en particulier pour les schistes de la vallée de la Plessur en aval d'Arosa. Pourtant la présence dans ces schistes de filons ophiolithiques qui n'ont jamais été constaté dans le Flysch semble devoir les faire attribuer au Lias malgré les nombreuses empreintes de Fucoïdes qu'ils contiennent.

Le **Dogger** paraît manquer dans toute la région étudiée par M. Hoek.

Par contre le **Malm** est développé soit dans la chaîne Weisshorn de Parpan-Tschirpen, soit dans la région au N et au NW d'Arosa, d'une façon uniforme et très caractéristique. Il est représenté par un complexe puissant de schistes siliceux verts ou rougeâtres, finement littés et remplis de Radiolaires, auxquels l'auteur donne le nom de Radiolarite. Sur certains points ces schistes passent à leur partie supérieure à des schistes calcaires, des calcaires compacts et des calcaires marneux; d'autres fois les calcaires marneux reposent sans transition sur la Radiolarite typique. Il semble que d'une façon générale les schistes du Malm perdent de leur importance vers le N, pour être remplacés en proportion toujours plus forte par des calcaires compacts du type tithonique (calcaire de Pretsch).

Jura. — Dans une notice consacrée à l'extension primitive du **Kimmeridgien dans le Jura septentrional**, M. L. ROLLIER (61) rappelle d'abord que d'après les travaux récents les calcaires à polypiers de Natheim, les couches de Wettingen, les marbres à Nérinées de Soleure, les calcaires à Bryozoaires de Bienne et de Neuchâtel appartiennent tous au Kimmeridgien supérieur, et représentent un niveau qui n'est connu ni à Istein, ni dans le Jura bâlois et soleurois, ni dans le Jura

bernois au N de Laufon. Tandis que dans le Jura bernois le Kimmeridgien supérieur est représenté par des calcaires à Nérinées et à Bryozoaires, il prend entre le Geissberg et le Randen le faciès de Wettingen et entre deux dans les cantons de Soleure et de Bâle ainsi que dans le N de l'Argovie il manque. Dans cette dernière région [le Séquanien supérieur, dans lequel sont creusées de nombreuses poches sidérolithiques, supporte directement le calcaire grossier miocène.

Dans une poche sidérolithique qui existe près de Lausen (Bâle-Campagne) on trouve, noyé dans un bolus gréseux, de nombreux silex plus ou moins altérés qui ne peuvent provenir que du Kimmeridgien supérieur et qui renferment du reste des fossiles caractéristiques de ce niveau :

Prosopon spinosum v. Meyer	Spondylus aculeiferus Zieten.
Serpula gordialis Schlot.	Alectryonia rastellata Schlot.
Nerinea bicristata Etal.	» pulligera Goldf.
» grandis Voltz	» spiralis Goldf.
Ampullina silicea Quens.	Gryphea alligata Qu.
Mytilus furcatus Goldf.	Terebratula insignis Zieten.
Pecten articulatus Schlot.	» loricata Schlot.
» subtextorius Goldf.	» Fleuriausa d'Orb.
» æquatus Quens.	Cidaris hystricoïdes Qu.
Ctenostreon elongatum Goldf.	» curvata Qu.
Lima læviceps Qu.	Pentacrinus sigmaringensis Qu.
» distincta Qu.	Spongites semicinctus Qu.
» rhomboïdalis Contej.	

Des silex semblables avec les mêmes fossiles ont été découverts dans d'autres poches sidérolithiques voisines et il faut conclure de cette constatation que la région a dû être couverte par les calcaires à silex de Wettingen, puis que ceux-ci ont été supprimés par lévigation pendant la période d'émer-sion crétacique-éocène. Les silex qui y étaient contenus et qui ont seuls échappé à la destruction, ont été entraînés par les eaux en même temps que les sables sidérolithiques dans les cavités du calcaire séquanien.

Dans leur étude géologique de la **région des Gorges de l'Areuse**, MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS donnent une nouvelle description des formations jurassiques qui y affleurent (53).

Ce sont les **couches de Brot** qui, entre Brot et Frétereules, représentent le niveau le plus ancien apparaissant dans les gorges. Constitué par des alternances de marnes calcaires et de calcaires spathiques ou oolithiques, ce complexe se divise

en un niveau inférieur riche en polypiers qui paraît correspondre au Bajocien supérieur et un niveau supérieur caractérisé par la présence abondante d'une *Waldheimia cf. subbucculenta* qui représente probablement le Bathonien inférieur. Les auteurs donnent la liste complète des espèces de ce complexe qu'ils ont pu récolter et déterminer; cette faune comprend un grand nombre de polypiers, de rares Gastéropodes, des huîtres et des peignes, de nombreux Brachiopodes, des débris de Cidaris et des restes abondants de Pentacrines.

Les couches de Brot passent à leur partie supérieure à un calcaire massif, très dur, gris ou blanchâtre, à oolithes disséminées, la **Grande Oolithe** qui atteint 23 à 30 m. de puissance et contient comme principal fossile *Ostrea acuminata*.

Ensuite le faciès devient plus marneux et la roche passe au **calcaire roux** très riche en *Rhynchonella spinosa* et en grosses Terebratules.

Celui-ci supporte à son tour les **marnes de Furcil**, qui représentent ici le Bathonien supérieur et qui contiennent *Parkinsonia neuffensis* et *P. Parkinsoni*.

Le Callovien est constitué dans les environs de Noiraigue par la **Dalle nacrée** un complexe puissant de calcaires échinodermiques, grisâtres, jaunissant à la surface, en bancs minces (43 m.), divisé en deux parties très inégales par une zone de 6 m. d'épaisseur de marnes grises feuilletées. Les fossiles déterminables sont rares à ce niveau, on reconnaît pourtant *Pentacrinus Nicoleti* Des., *Pent. Brotentis* de Lor., *Zeilleria Kobyi* Haas.

A propos de ces formations médiojurassiques, les auteurs donnent un tableau comparatif des niveaux correspondants du Jura bernois du Mont Perreux et des Convers, et des environs de Baulmes.

Une lacune stratigraphique, qui existe du reste presque partout dans le Jura méridional, sépare la Dalle nacrée du **Spongien**. Celui-ci, épais d'une trentaine de mètres, comprend des alternances de marnes grumeleuses et de calcaires noduleux gris, qui contiennent la faune caractéristique de Birmensdorf. Au dessus, l'**Argovien supérieur** est représenté par des couches régulièrement alternantes de marnes et de calcaires marneux, ne contenant que quelques Lamellibranches et atteignant 170 m. d'épaisseur.

Au contact entre l'Argovien et le Séquanien apparaissent soit dans la région de la Clusette, soit dans la seconde chaîne,

de beaux récifs de polypiers, qui représentent les derniers vestiges du faciès rauracien beaucoup plus développé vers l'W; ces récifs manquent dans la montagne de Boudry. Le **Séquanien** comprend un niveau inférieur marneux à *Terebratula subsella*, *Waldheimia humeralis*, *Cidaris florigemma*, etc., et un niveau calcaire gris ou jaunâtre peu fossilifère.

Ces calcaires séquaniens se raccordent vers le haut à ceux du **Kimmeridgien**, épais de 180 m. Ces derniers forment des bancs massifs, gris ou jaunâtres, oolithiques par places; à 20 m. environ au dessous de leur limite supérieure, une zone est très riche en Nerinées. Le **Portlandien**, qui n'est séparé de l'étage précédent par aucune limite tranchée, comprend un complexe inférieur de calcaires plaquetés blanchâtres avec feuilletés marneux (60 à 70 m.) et une couche supérieure de dolomies saccharoïdes (30 m.). Le **Purbeckien** ne forme que peu d'affleurements.

Depuis la publication de ce travail, M. H. SCHARDT (62) a rectifié quelque peu le sens qui y est donné au Bajocien et au Bathonien. Se basant sur la découverte d'un *Stephanoceras Humphriesi* dans les calcaires à polypiers supérieurs du Crêt Meuron, au dessus de Neuchâtel, il classe cette formation dans le Bajocien. Puis, comparant au profil jurassique de cette région les dépôts des environs de Furcil, du vallon de la Deneyréaz et du vallon de la Baumine, il fait passer la limite du Bajocien et du Bathonien au-dessus des calcaires à polypiers et des calcaires siliceux gris-bleu des Combettes et de Grange Neuve, soit notablement plus haut que ne l'avait fait M. Rittener.

M. R. BULLEN NEWTON, a décrit et figuré sous le nom de *Ctenostreon Burkhardti* (60), une nouvelle espèce trouvée dans l'oolithe médiojurassique du Jura suisse.

Continuant ses études sur l'**Oxfordien du Jura lédonien** (59), M. P. DE LORIOU vient de nous donner la description d'une série d'espèces de Céphalopodes, de Gastéropodes et de Lamel-libranches contenus dans les niveaux moyen et supérieur de cet étage. La première partie de ce travail est consacrée aux Ammonites dont vingt et une formes sont étudiées :

<i>Perisphinctes laisinensis</i> nov. sp.	Per. biplex Sow.
<i>Perisph. Berlieri</i> nov. sp.,	Per. Orbigny de Lor. (= Am. bi-
Per. virgulatus Qu.	plex d'Orb. et Am. plicatilis d'Orb.
Per. orientalis Siemir.	Per. Lincki Chof.

<i>Per. Parandieri</i> nov. sp.	<i>Peltoceras transversarium</i> Waagen.
<i>Per. lucingensis</i> Favre	<i>Pelt. Eugenei</i> Rasp.
<i>Per. Elisabethæ</i> de Riaz.	<i>Aspidoceras</i> Ægir Opperl.
<i>Per. rhodanicus</i> Dum.	<i>Asp. babeianum</i> d'Orb.
<i>Per. promiscuus</i> Bukow.	<i>Asp. Choffati</i> nov. sp.
<i>Per. Marnesiæ</i> nov. sp.	<i>Asp. sorlinense</i> nov. sp.
<i>Per. cfr. Sayni</i> de Riaz.	
<i>Sutneria ledonica</i> nov. sp.	

Les Nautilus sont représentés par trois espèces dont deux sont nouvelles : *N. giganteus* d'Orb., *N. ledonicus* nov. sp., voisin du *N. granulosus*, mais avec une ligne suturale plus arquée sur les flancs, *N. Girardoti* nov. sp., qui rappelle par sa forme générale le *N. sinuatus*, et qui par sa ligne de suture se rattache au type Aganides.

Les Gastéropodes se répartissent entre les espèces suivantes :

<i>Alaria Gagnebini</i> Piette.	<i>Pl. sorlinensis</i> nov. sp.
<i>Chenopus Choffati</i> nov. sp.	<i>Pl. babeauana</i> d'Orb.
<i>Nerinea Berlieri</i> nov. sp.	<i>Pl. chatillonensis</i> nov. sp.
<i>Natica Girardoti</i> nov. sp.	<i>Pl. marignasensis</i> nov. sp.
<i>Ziziphinus alsaticus</i> Andreæ.	<i>Pl. billodensis</i> nov. sp.
<i>Littorina Meriani</i> Goldf.	<i>Pl. discus</i> Desl.
<i>Bourguettia striata</i> Desh.	<i>Pl. Berlieri</i> nov. sp.
<i>Pleurotomaria Münsteri</i> Rœm.	<i>Pl. ledonica</i> nov. sp.
<i>Pl. cf. Euterpe</i> d'Orb.	<i>Berliera ledonica</i> nov. sp.

M. de Loriol crée ici le nouveau genre *Berliera* pour une espèce patelliforme, au sommet peu excentrique incliné vers le bord postérieur (?), qui est représentée seulement par des moules internes. Ceux-ci sont caractérisés par leurs replis concentriques très marqués et par la présence entre le crochet et le bord postérieur d'un sillon étroit et profond, qui correspond évidemment à une lame interne non enroulée de la coquille. Ce caractère semble rapprocher les *Berliera* des *Calyptra* ou plutôt des *Bicatillus* (s. g. de *Crucibulum*).

L'étude des Lamellibranches n'est pas terminée et ne comprend pour le moment que les Desmodontes. Les Pholodomyes sont particulièrement abondantes avec *Ph. canaliculata* Rœm., *Ph. hemicardia* Rœm., *Ph. lineata* Goldf., *Ph. exaltata* Ag., *Ph. parvicosta* Ag., *Ph. acuminata* Hartm.

Les Goniomyes sont représentées par quatre espèces connues : *Gon. marginata* Ag., *Gon. sulcata* Ag., *Gon. flexuosa* Buv. et *Gon. Matheyi* de Lor., auxquelles s'ajoutent une forme nouvelle : *Gon. Berlieri* nov. sp.

Comme *Cercomya*, M. de Loriol a déterminé *Cerc. siliqua*

Ag., *Cerc. antica* Ag., et deux espèces nouvelles : *Cerc. bouranensis* et *Cerc. sorlinensis*.

Les autres espèces de Desmodontes sont : *Arcomya latissima* Ag., *Pleuromya varians* Ag., *Thracia pinguis* Desh., *Thr. ledonica* nov. sp. et *Girardotia elegans* nov. sp. Cette dernière espèce, qui devient le type d'un nouveau genre, a une coquille un peu inéquivalve, fortement baillante en avant et en arrière, de forme ovale, courte en avant, allongée en arrière; les flancs sont déprimés sous les crochets; l'ornementation consiste en de nombreuses côtes concentriques très fines, légèrement granuleuses sur toute la surface, et en quelques fortes côtes rayonnantes sur la partie antérieure. Sur la valve droite, qui est la plus petite, un sillon étroit s'étend du crochet au bord inférieur; sur la valve gauche, ce sillon est remplacé par une forte côte; le test est très mince. Cette espèce paraît devoir rentrer dans la famille des Pholadidés.

CRÉTACIQUE

Alpes. — Dans son étude du massif de la Plessur et d'Arosa, M. HOEK (41) attribue au Crétacique une brèche formée essentiellement par des éléments de Trias et de Malm et qui contient par place une petite quantité de fragments cristallins. Ce dépôt, assez variable dans sa composition, repose tantôt sur le Lias, tantôt sur la dolomie principale, jamais sur le Malm; il est très répandu dans les environs de Maran et existe d'autre part sur le chemin de Sattelalp au Weisshorn d'Arosa, où il est injecté par de la serpentine, et au sommet du Brüggerhorn. Cette brèche n'a fourni jusqu'ici aucun fossile, mais l'auteur, suivant en cela M. Steinmann, croit pouvoir lui attribuer provisoirement un âge cénomaniens.

La région au N et à l'W d'Arosa est caractérisée par l'abondance de diabases à olivine et de serpentines, qui traversent sous forme de filons tous les sédiments de la région, y compris le Crétacique, ou s'intercalent entre les couches en forme de nappes. Seuls les schistes d'âge indéterminé des environs d'Arosa ne contiennent aucune trace de ces roches filoniennes, ce qui tend à les faire considérer comme Flysch.

Dans son étude tectonique des Ralligstöcke et du Gerihorn, M. H. DOUVILLÉ donne plusieurs coupes à travers le Crétacique inférieur de ces chaînes, qui sont résumées plus haut. (Voir p. 272.)

Jura. — M. E. BAUMBERGER (55) a relevé en détail plusieurs coupes à travers les couches infracrétaciques du **synclinal Diesse-Jorat-Orvin**, entre le Chasseral et le lac de Bienné.

Entre Prêles et Lignièrès, on trouve au-dessus des marnes purbeckiennes :

- 1° Calcaire marneux jaunâtre très délité (0^m50).
- 2° Banc calcaire jaune-clair (0^m20) passant à
- 3° Calcaire marneux délité jaune-clair avec *Pteroc. Jaccardi* Pict. et Camp. et des Nérinées.
- 4° Marbre bâtard clair (0^m50 à 1 m.)
- 5° Calcaire marneux à Gastéropodes (1 m.)
- 6° Marbre bâtard blanc (2^m50).
- 7° Calcaire marneux à *Ter. valdensis* de Lor., *Natica valdensis* Pict. et C., *Trigonia* ex aff. *caudata* et des Gastéropodes indéterminables (0^m50).
- 8° Marbre bâtard blanc (3^m5-4 m.)

Cette série appartient entièrement au Valangien inférieur ou Berriasien jurassien; elle se continue par une zone encore importante de marbre bâtard, qui forme la crête et le flanc N des Pâturages dessus. Ce marbre est nettement oolithique et renferme des Gastéropodes parmi lesquels des Nérinées et *Chama gracilis* Pict. et C.

Un profil tout semblable à celui de Prêles s'observe à la sortie des gorges du ruisseau de Twann vers la scierie de Lamboing. Ici l'auteur a récolté dans une zone marneuse sous-jacente au marbre bâtard une faune assez abondante: *Ter. valdensis*, *Nerinea Etalloni*, *Natica Sautieri*, *Nat. Pidanceti*, *Nat. Leviathan*, *Tylostoma Laharpi*, *Reptomulticava Gillieron*.

Dans le vallon de Jorat, qui relie la vallée de Lamboing à celle d'Orvin la série infracrétacique est plus complète. Les couches marno-calcaires qui forment la base du Valangien renferment une faune nettement benthonienne:

<i>Terebratula valdensis</i> de Lor.	<i>Pholadomya elongata</i> Münt.
<i>Aporrhais valanginiensis</i> P. et C.	<i>Hinnites Renevieri</i> P. et C.
<i>Nerinea Etalloni</i> P. et C.	<i>Toxaster granosus</i> d'Orb.
<i>Natica Sautieri</i> Coq.	<i>Pleurosmilia Renevieri</i> P. et C.
<i>Turritella Jaccardi</i> P. et C.	<i>Trochocyathus conulus</i> Ph.

Le Valangien supérieur n'affleure nulle part, mais on en rencontre des débris éboulés sur plusieurs points. Les marnes d'Hauterive sont entamées sur 15 à 20 m. par une nouvelle route et ont fourni d'assez nombreux fossiles parmi lesquels :

Hoplites radiatus Brug., *Holcostephanus psilostomus* Neum. et Uhl., *Rhynch. multiformis* Röm., *Ter. acuta* Sow., *Toxaster complanatus* Ag., *Holaster intermedius* Ag., *Exogyra Couloni*, etc....

En résumé la série infracrétacique du synclinal Prêles-Orvin diffère de celle des bords du lac de Biemme par l'importance plus grande qu'y prend la zone marno-calcaire de la base du Valangien aux dépens du marbre bâtard.

M. E. BAUMBERGER (56) a en outre publié une étude comparative des principaux gisements du **Crétacique inférieur du Jura**, spécialement du Berriasien et du Valangien. Tous ses profils de détail sont rapportés à la classification générale suivante:

Hauterivien inférieur	{	Marnes grises avec zones de concrétions calcaires, renfermant une faune benthonienne abondante.
	{	Marnes bleuâtres à <i>Hoplites radiatus</i> .
Valangien .	{	Marnes à <i>Astieria</i> et à Bryozoaires.
	{	Calcaire roux avec intercalations de limonite.
	{	Marnes d'Arzier.
Berriasien .	{	Marbre bâtard.
	{	Zone de calcaires oolithiques et de marnes.

La couverture crétacique du jambage oriental de l'anticlinal Twannberg-Macolin n'apparaît d'une façon complète qu'au dessus de Twann où l'auteur a relevé la succession suivante:

Berriasien 25 m.	1°	Calcaire oolithique jaunâtre terminé par un lit marneux (1 m.).
	2°	Calcaire blanc compact, non stratifié (5.4 m.).
	3°	Calcaire jaunâtre (0.3 m.).
	4°	Calcaire marneux à <i>Ter. valdensis</i> et à Gastéropodes (0.35 m.).
	5°	Calcaire jaunâtre peu compact (2 m.).
	6°	Banc calcaire très marqué (0.6 m.).
	7°	Calcaire non stratifié (4 m.).
	8°	Calcaire marneux avec <i>Ter. valdensis</i> de Lor., des Nérinées, d'autres Gastéropodes et des Lamellibranches (0.3 m.).
	9°	Marbre bâtard jaunâtre (5.9 m.).
	10°	Marno-calcaire à <i>Ter. valdensis</i> et <i>Janira valanginiensis</i> (1 m.).
	11°	Marbre bâtard en gros bancs (4 à 6 m.).

- Valangien 6 m. {
- 1° Calcaire marneux à grosses oolithes (niveau des marnes d'Arzier) (0.2-0.3 m.).
 - 2° Calcaire roux peu résistant (2.25 m.).
 - 3° Limonite à *Hoplites Thurmanni*, *Ter. Carteroni*, *Ter. valdensis*, *Pygurus rostratus*, etc.... (0.9 m.).
 - 4° Calcaire limonitique (0.7 m.).
 - 5° Calcaire roux avec amas marneux qui contiennent *Waldheimia Moreana*, *W. tamarindus*, *Ter. russillensis*, *Ter. Campichei*, *Ter. latifrons*, *Rhynchonella valangiensis*, etc.... (1.50 m.).
 - 6° Marnes à Bryozoaires(?).

Marnes d'Hauterive à *Ostrea Couloni*, *Toxaster complanatus*, etc....

M. Baumberger examine avec la même précision d'autres profils partiels pris le long de la chaîne du lac entre Vingelz et le Landeron, qui tout en variant quelque peu dans le détail, montrent la même disposition générale que celui de Twann.

Dans le synclinal de Diesse-Jorat les affleurements sont rares et le Berriasien est caractérisé par l'épaisseur relativement grande de la zone inférieure de marno-calcaires et de calcaires spathiques et par la réduction du marbre bâtard. L'épaisseur totale du Berriasien dans la chaîne du lac est anormalement faible; elle atteint dans la règle environ 80 m.

Dans le Val Saint-Imier l'auteur étudie successivement les environs de Renan, ceux de Sonvilliers et ceux de Saint-Imier. Dans ces trois territoires la série infracrétacique reste du reste à peu près la même. Le Berriasien s'y divise en un terme inférieur marno-calcaire et le complexe massif du marbre bâtard; le Valangien y est représenté par des calcaires ocreux très délitables; le niveau des marnes d'Arzier n'a pu être constaté nulle part d'une façon certaine.

La cluse du Seyon au-dessus de Neuchâtel fournit une bonne coupe à travers le Berriasien et le Valangien, que M. Baumberger donne en détail. Le Berriasien atteint ici une épaisseur totale de 24 à 26 m., dont le marbre bâtard forme plus de la moitié; le Valangien débute par une zone de calcaire peu résistant à Spongiaires (0.2 m.), sur laquelle repose le calcaire roux.

L'auteur donne ensuite le profil détaillé du Berriasien et du Valangien des environs de Valangin. Le Berriasien est épais dans cette région d'environ 40 m.; dans le complexe marno-calcaire de la base une zone marneuse est particulièrement riche en fossiles: *Pteroceras Jaccardi*, *Aporrhais*

*Jaccardi, Natica Sautieri, Natica Pidanceti, Natica Etal-
loni, Monopleura valdensis, Pecten Arzierensis, Hinnites
Renevieri, Ostrea tuberculifera, Terebr. valdensis, Phyllo-
brissus Duboisi, etc....* Le marbre bâtard divisé en trois
bancs par des zones marno-calcaires a une puissance de près
de 20 m. et se termine par une zone de calcaire spathique,
oolithique par places, riche en Nérinées (4.5 m.).

Le Valangien montre la coupe suivante:

1^o Marno-calcaire jaunâtre avec *Ter. valdensis, Zeilleria
tamarindus, Rhynch. valangiensis, Nerinea Blancheti, Ner.
Etalloni, etc....* (0.3 m.).

2^o Calcaire roux en gros bancs (9 m.).

3^o Calcaire limonitique en bancs minces (3.5 m.).

4^o Couche de Villiers, marnes jaunâtres avec chailles limo-
nitiques, qui contiennent la faune caractéristique de ce niveau
(0.2 m.).

5^o Marnes plastiques jaunâtres avec *Holcostephanus Athers-
toni, Fimbria corrugata, Alectryonia rectangularis* (0.1-
0.2 m.).

Sur le versant S de la Tourne affleure sous les éboulis de
Portlandien une série formée de marbre bâtard (10 à 11 m.),
de marne jaune (niveau d'Arzier, 0.5 m.), de calcaire roux
(6 m.) et de marno-calcaire limoniteux (niveau de Villiers)
avec *Ter. valdensis, Waldheimia villersensis, Waldh. col-
linaria, Janira atava, Lima Dubisiensis*.

Dans les synclinaux de Pont-Martel-La Sagne et de Chaux-
de-Fond-Loche-Brévine les affleurements sont peu nombreux
et peu favorables. Au Jet d'Eau près du col des Roches le
marbre bâtard, notablement réduit, est remplacé en bonne
partie par des marno-calcaires gris plus ou moins oolithiques.

Les affleurements infracrétaciques de Trois Rods au-dessus
de Boudry peuvent être caractérisés comme suit: le Berria-
sien débute par un complexe de 13 à 15 m. d'épaisseur de
calcaires jaunes très délitables, dans lequel s'intercalent plu-
sieurs lits marneux; au-dessus viennent d'abord une couche
marno-calcaire à Gastéropodes, puis le marbre bâtard puis-
sant de 20 m. et divisé surtout vers le haut par des lits mar-
neux. Le Valangien débute par la marne du niveau d'Arzier
(3.5 m.), et comprend encore environ 5 m. de calcaires
ocreux, en partie oolithiques. M. Baumberger examine ensuite
les caractères des mêmes étages dans la région de Saint-
Aubin et de Bonvillars, puis passe aux environs de Ballai-
gues où il a relevé dans le Berriasien le profil suivant:

1° Calcaires très délitables avec petits lits marneux qui contiennent *Ter. valdensis*, *Ter. pseudojurensis*, *Toxaster granosus*, *Pygurus Gillieronii* (5 à 7 m.).

2° Marnes grises bleuâtres et marno-calcaires à *Ter. valdensis* et *Lima Dubisiensis* (2 m.).

3° Marbre bâtard en gros bancs (7 m.).

4° Marnes et marno-calcaires bleuâtres à *Ter. valdensis*, *Ter. pseudojurensis*, *Tylostoma Laharpi*, *Pteroceras Jaccardi*, *Pholadomya elongata*, *Toxaster granosus*, *Phyllobrissus Duboisi* (5 à 6 m.).

5° Marbre bâtard compact à la base, délité au sommet (8 à 10 m.).

6° Marnes jaunâtres riches en Terebratules avec *Pseudodiadema Guiraudi* (1 m.).

7° Calcaire délité (3 à 4 m.).

Ce profil est intéressant surtout par l'intercalation dans le marbre bâtard d'une zone épaisse de dépôts marneux.

Les données fournies par M. Baumberger sur le Berriasien et le Valangien de la région de Sainte-Croix étant conformes à celles que M. Rittener a publiées dans l'étude que j'ai analysée l'année dernière, je n'y reviendrai pas ici.

Dans la tranchée du chemin de fer à l'W de Couvet affleurent les deux étages inférieurs du Crétacique; le marbre bâtard y contient plusieurs zones marneuses et dans le Valangien les couches marneuses et calcaires alternent un grand nombre de fois, la plupart de ces niveaux étant limonitiques.

A l'W de Villiers le long de la voie ferrée le Berriasien est représenté essentiellement par le marbre bâtard, dont l'épaisseur atteint à peine 10 m. Dans le Valangien on distingue :

1° Marnes jaunes d'Arzier à *Ner. Blancheti* et *Astarte valanginiensis* (0.50 m.).

2° Calcaire roux devenant limonitique vers le haut avec *Pteroc. Desori*, *Pygurus rostratus*, *Oxynoticeras heteropleurum* (4 m.).

3° Marnes limonitiques, avec chailles à la partie supérieure, riches en Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes et Echinides (0^m25).

4° Marnes jaunes à *Holcostephanus Atherstoni* (0^m20).

Des affleurements semblables se retrouvent sur la route de Villiers à Morteau et à l'E du Mont Dé.

Il résulte de la comparaison de ces divers profils d'abord

que l'épaisseur du Berriasien et du Valangien va en diminuant dans la direction du NW, ensuite que cette diminution est évidemment primaire, en relation avec une sédimentation réduite. L'aire d'extension de ces deux étages est limitée dans la même direction par la ligne Russey-Nods-Bolandoz, mais il paraît évident que cette limite a été déterminée en partie après coup par l'érosion.

D'autre part le Berriasien, qui mesure 40 à 45 m. au bord du lac de Neuchâtel et 15 à 18 m. seulement dans le Val Saint-Imier, atteint 80 à 90 m. au Vuache; et le Valangien passe d'une épaisseur de 6 à 13 m. entre Bienne et Neuchâtel à une épaisseur de 38 m. au Vuache.

Dans le Berriasien l'importance relative du niveau inférieur formé de marnes et de calcaires oolithiques grisâtres et du marbre bâtard varie beaucoup; d'une façon générale le faciès marneux diminue progressivement d'importance du NE au SW; de son côté le marbre bâtard, compact et homogène vers le S, tend à devenir plus oolithique et plus délitable vers le N.

Le Valangien débute par le niveau très constant des marnes d'Arzier qui est caractérisé par son faciès variable et par l'intercalation fréquente de calcaires marneux. L'épaisseur de cette zone, qui atteint rarement 1 m. dans le Jura neuchâtelois, devient particulièrement grande dans les environs de Sainte-Croix et augmente d'une façon générale du NE au SW.

Le calcaire roux est un calcaire échinodermique typique sauf dans le voisinage de sa limite septentrionale où il devient oolithique, ainsi à Bienne et dans la vallée du Doubs. Tandis que le faciès limonitique apparaît dès la base de ce complexe sur le plateau de Nozeroy, il ne commence généralement que dans la partie supérieure dans le Jura neuchâtelois; du reste le faciès de ce Valangien moyen est très variable et les profils diffèrent souvent absolument sur deux points éloignés à peine d'un kilomètre. Vers sa limite d'extension septentrionale le calcaire roux se termine par une zone de marnes richement limonitiques, la couche de Villiers.

Le terme supérieur habituel du Valangien est constitué par des marnes, qui entre Neuchâtel et Morteau sont plastiques et contiennent des Céphalopodes, tandis que soit vers l'E soit vers l'W elles deviennent sableuses et sont riches surtout en Bryozoaires.

Dans leur monographie géologique des **Gorges de l'Areuse** MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS (53) donnent une description détaillée des formations crétaciques de cette région.

Le Valangien inférieur ou Berriasien y est représenté par les calcaires marmoréens blancs ou jaunâtres, très pauvres en fossiles du marbre bâtard. Le Valangien proprement dit débute par une couche marneuse caractérisée par l'abondance des Terebratules (*Ter. valdensis*, *Ter. russillensis*) et qui représente le niveau d'Arzier sans du reste contenir la même faune; au-dessus vient le calcaire roux limoniteux.

La marne d'Hauterive débute ici comme à Villers-le-Lac et à Neuchâtel par le niveau marneux, jaunâtre, à *Holcostephanus multiplicatus*, *Alectryonia rectangularis*, *Exogyra Couloni* et *Terebratula sella*. Au-dessus la marne grise contient la même faune qu'à Hauterive.

L'Hauterivien supérieur comprend: 1° un calcaire spathique constitué essentiellement par des débris d'Ostracés et d'Echinodermes; 2° une couche marneuse à Bryozoaires, Spongiaires et Brachyopodes (*Eudesia semistriata*); 3° un calcaire finement oolithique jaunâtre.

Dans l'Urgonien on distingue un faciès à *Goniopygus peltatus* et à Brachiopodes et un faciès à *Requienia ammonia*, qui sont en général superposés, mais qui vers le N tendent à s'enchevêtrer. Les couches à *Goniopygus* sont formées par un calcaire en bancs, jaunâtre, en partie oolithique, alternant avec des lits marneux, et contenant: *Panopea neocomiensis*, *Alectryonia tuberculifera*, *Terebratula russillensis*, *Rhynch. lata*, *Rhynch. irregularis*, *Cidaris Lardyi*, *Pseudocidaris clunifera*, *Goniopygus peltatus*. Le faciès à Requienies, qui représente dans la règle l'Urgonien supérieur, comprend un complexe d'une dizaine de mètres de calcaires blancs coralligènes.

L'Aptien fait défaut; quant à l'Albien il est constitué par une assise inférieure de sables verts à fossiles phosphatés et par une couche d'argile rouge, qui termine la série crétacique; les auteurs ne connaissent en effet nulle part dans le voisinage des gorges de dépôt qui puisse être attribué au Cénomaniens.

M. H. SCHARDT (63) a décrit avec plus de détails le gisement d'**Albien de la Coudre** au N de Neuchâtel, mis à jour par les travaux de la ligne directe Neuchâtel-Berne. Ce gisement, formé essentiellement par les grès verts de l'Albien inférieur avec une mince couche d'argile rouge, remplit une

petite dépression de la surface de l'Urgonien et contient de nombreux fossiles phosphatés tout à fait semblables à ceux de la Perte du Rhône. De la liste complète de cette faune que donne M. Schardt j'extrais seulement la partie qui concerne les Céphalopodes :

Belemnites minimus List.	Acanthoceras mamillatus Schlot.
Nautilus Clementinus d'Orb.	» Milleti d'Orb.
» albensis d'Orb.	Desmoceras latidorsatum Mich.

Les Gastéropodes et les Lamellibranches sont particulièrement abondants.

L'excavation qui contient le dépôt albien est en bonne partie due à l'érosion préalbienne et l'on n'y trouve entre l'Urgonien et le Gault aucune trace des calcaires jaunes spathiques qui près de là, à Monruz, semblent représenter le Rhodanien. Le calcaire blanc Urgonien est nettement corrodé sous le Gault, et coupé par de nombreuses crevasses en partie larges et profondes, dans lesquelles les grès verts pénètrent de façon à former des remplissages absolument semblables à ceux du Sidérolithique. Les murs de ces crevasses ainsi que les blocs d'Urgonien empâtés dans le remplissage albien sont fortement corrodés; en outre la surface de l'Urgonien est criblée de trous cylindriques creusés par des coquilles perforantes et remplis de sable albien parfois fossilifère.

Le gisement d'Albien de la Coudre représente évidemment un reste épargné par l'érosion glaciaire d'un dépôt beaucoup plus étendu, formé dans le synclinal déjà ébauché alors de Voens-Enges. Il est constitué incontestablement par une formation non remaniée, ainsi que tous les remplissages d'aspect sidérolithique qui en dépendent, et ce fait certain rend fort probable que bon nombre de bolus attribués au Sidérolithique sont en réalité beaucoup plus anciens.

Quant à l'origine du dépôt, M. Schardt considère celui-ci comme provenant exclusivement de la lévigation des calcaires urgoniens, hauteriviens et valangiens et ayant été amené à la surface par les mêmes cheminées qu'il remplit actuellement. Le phosphate de chaux si abondant dans le Gault de la Coudre a été très probablement fourni par les nombreux organismes qui y ont été enfouis et décomposés. L'auteur admet que les sources sous-marines, qui ont amené les sables verts à la surface de l'Urgonien, étaient chargées d'acide carbonique, et qu'elles ont ainsi à la fois activé la décompo-

sition des organismes et agi d'une façon toxique sur la faune marine.

Il est possible qu'une partie des sables verts proviennent d'une érosion superficielle, mais bien des faits parlent plutôt en faveur d'une lévigation souterraine. Ce qui est en tous cas certain c'est que les grès verts albiens et ceux du Sidérolithique doivent avoir une origine semblable.

NUMMULITIQUE ET FLYSCH

Dans une étude d'ensemble sur les couches à *Nummulina contorta* et *Cerithium Diaboli* M. E. HAUG (64) établit, en se basant sur la faune de Nummulites et de Mollusques contenus dans ce niveau, que ces couches en général et en particulier celles des Diablerets appartiennent au Bartonien supérieur, comme l'avait déjà admis M. Renevier.

M. H. DOUVILLÉ dans sa description géologique des chaînes des Ralligstöcke, du Gerihorn, etc.... (40) donne des détails intéressants sur les terrains nummulitiques de cette région et sur le Flysch; ces renseignements sont résumés plus haut (voir page 272).

Ayant repris la question de l'âge du Flysch, M. Ch. MAYER-EYMAR (67) a étudié à nouveau la coupe des formations éocènes du Beatenberg et du Niederhorn au N du lac de Thoune, dans laquelle il distingue les niveaux suivants:

1° Niveau glauconieux à *Prenaster alpinus*, *Echinolampas affinis*, *Terebr. alpina* qui forme la base du Nummulitique moyen.

2° Banc calcaire à *Num. complanatus* et *Num. distans*, qui correspond à la partie inférieure du calcaire grossier de Paris.

3° Banc de grès fin violacé, qui peut être parallélisé avec la base du calcaire grossier supérieur.

4° Zone de lignites, qui a été exploitée au Niederhorn et qui paraît représenter le niveau des couches de Provins de la France orientale et du Jura.

5° Grès blanc du Hohgant avec *Num. variolarius*, *Ostrea Defrancei*, *Ostrea cubitus*, épais de plus de 100 m.

6° Grès gris foncé en bancs peu épais avec *Orbitoides papyracea*, *Orb. stellata*, *Orb. tenella* et une faune de Mollusques nettement bartonienne. Vers le haut, ce grès devient calcaire et passe ainsi à

7^o Calcaire à *Lithothamnium* qui représente le Bartonien supérieur. Le même dépôt renferme en effet au Schimberg *Orb. papyracea*, *Orb. stellata*, *Orb. tenella* et des Mollusques bartoniens: *Cardita sulcata*, *Dentalium grande*, *Serpulorbis chlathratus*.

C'est sur ce Bartonien supérieur que repose le Flysch de la vallée de Habkern, qui forme le Ligurien de M. Mayer-Eymar et correspond exactement comme position à celui de la Mortola près de Nice. L'auteur a constaté d'autre part à Klausenbourg en Transylvanie la superposition directe du Flysch sur le Bartonien supérieur, et à Biarritz il a trouvé entre les couches à *Orbitoides Fortisi* et la Mollasse sableuse à *Scutella subtetragona* un grès à Fucoïdes, qu'il identifie avec le Flysch et fait rentrer dans son étage ligurien.

M. M. KAECH (65) a signalé la présence dans les collections du musée de Bâle d'une plaque de schiste du Flysch, provenant de la partie inférieure du Thalweg du glacier de Rosenlauri (Oberland bernois), et qui contient un fragment de squelette de poisson (*Palimphytes*). Cet échantillon, déjà étiqueté par Merian, doit venir d'une zone de Flysch, qui est évidemment le prolongement du Flysch d'Engelberg, dans lequel des restes de poissons assez nombreux ont été découverts.

SIDÉROLITHIQUE

M. H. STEHLIN (72) a entrepris l'œuvre considérable de reviser tous les restes de **Mammifères provenant de l'Eocène suisse** qui existent actuellement dans les divers musées; il vient de publier la première partie de cette étude, qui est consacrée aux genres *Chasmothidium* et *Lophiodon*.

La grande majorité de ces fossiles proviennent du Sidérolithique du pied du Jura, de Sanct-Verena près de Soleure, d'Egerkingen et Oberbuchsitzen, d'Obergösgen, de la région du Mormont, d'Eclépens et de Bavois, du Mont de Chamblon près d'Yverdon. D'autres ont été découverts près de Moutier, dans les environs de Porrentruy, dans la vallée de Délémont, etc....

Chasmothidium Cartieri Rutim. L'auteur considère comme devant appartenir à la même espèce les dents provenant d'Egerkingen décrites par Rüttimeyer sous les noms suivants: *Lophiodon Cartieri* (1862), *Chasmothidium Cartieri* (1862), *Lophiodon buchsovillanum* pr. par. (1862, fig. 38), *Lophio-*

don sp. (1862, fig. 45-47), *Loph. annectens* (1891), *Propaleotherium isselanum* (1891 pr. par., Pl. III, fig. 7 a-c non d).

La série maxillaire décrite par Rüttimeyer comme M_2 - D_1 de *Lophiodon Cartieri*, représente en réalité, comme l'a admis Kowalevsky M_1 - D_2 de *Chasmotherium Cartieri*; c'est à cette même espèce qu'appartiennent les 3 prémolaires supérieures décrites par Rüttimeyer sous le nom de *Lophiodon annectens*; sur ce fragment on peut voir en avant de P_3 un fragment d'alvéole qui ne peut correspondre qu'à P_4 . La molaire supérieure attribuée par Rüttimeyer à *Loph. buchsovillanum* (1862, Pl. III, fig. 38), doit être une M_3 de *Ch. Cartieri*. Une autre dent considérée par le même auteur successivement comme D d'un *Lophiodon* indéterminé, puis comme prémolaire de *Loph. annectens* et enfin comme molaire de la même espèce est vraisemblablement une P_2 de *Chasm. Cartieri*, exactement du reste comme deux autres dents considérées comme D et attribuées aussi à *Loph. annectens* par Rüttimeyer (1891, Pl. I, fig. 13 a et b.)

D'après ces divers fragments et d'autres dents assez nombreuses étudiées en détail par M. Stehlin on peut caractériser la série maxillaire comme suit:

M_3 est nettement rétrécie d'avant en arrière, avec un seul tubercule bien développé sur la crête longitudinale et des crêtes transversales un peu divergentes; M_2 et M_1 qui se ressemblent beaucoup, ont une forme quadrangulaire; M_1 , qui est mieux représenté, a des crêtes transversales un peu arquées et déjetées en arrière, elle ressemble en plus petit à une molaire de *Loph. rhinoceros*. Les trois prémolaires sont entourées par un cingulum basal; sur P_1 les deux tubercules principaux sont presque égaux et les crêtes ne sont que faiblement incurvées, le contour de la dent est rétréci d'arrière en avant; ce dernier caractère est encore plus marqué sur P_2 , dont les crêtes transversales se soudent en outre non au sommet mais à la base de la crête longitudinale externe; P_3 a un contour ovale, un seul tubercule externe et une crête antérieure très oblique. D_1 ressemble à M_1 mais avec un parastyle moins puissant et une couronne moins élevée; D_2 est un peu rétrécie en avant et porte une crête antérieure arquée et un petit parastyle; D_3 est presque triangulaire avec un tubercule antero-externe fortement prédominant et médian et une crête antérieure arquée et très oblique; elle se rapproche beaucoup plutôt de D_3 de *Rhinoceros*, que de la même dent de *Tapirus* ou de *Lophiodon*. L'existence de P_4

paraît démontrée quoiqu'aucun représentant de cette dent ne soit connu jusqu'ici.

Plusieurs échantillons étudiés précédemment par Rüttimeyer semblent appartenir à la série mandibulaire de *Chasmotherrium Cartieri*, ainsi une dent déterminée par lui comme molaire de cette espèce (1862, Pl. V, fig. 72) lui appartient bien réellement mais en tant que P_2 ; ensuite 2 exemplaires figurés par le même auteur d'abord comme P_1 de *Ch. Cartieri* (1862, Pl. V, fig. 70), puis comme P de *Propaleotherium isselanum* (1891, Pl. III, fig. 7 et 7 c), représentent P_3 de *Chasm. Cartieri*; puis la dent déterminée comme D de *Propaleoth. isselanum* par Rüttimeyer (1891, Pl. III, fig. 76), doit être considérée comme D_3 de *Chasm. Cartieri*. Outre ces restes déjà connus M. Stehlin en a réuni d'autres assez nombreux, qui lui ont permis de caractériser comme suit la série inférieure :

Les molaires se rapprochent de celles de *Lophiodon* avec un type peu crescentoïde; M_3 est celle qui s'éloigne le plus de la dent correspondante de *Lophiodon*; elle est caractérisée par l'absence du talon qui est remplacé par une petite saillie dominant le cingulum postérieur. P_1 est plus large que les autres prémolaires et porte une crête antérieure peu oblique avec deux tubercules antérieurs sensiblement égaux; sur P_2 les tubercules internes surtout celui du lobe postérieur sont réduits, les tubercules externes sont bien développés et autour de leurs sommets rayonnent une crête dirigée en avant, une autre dirigée en arrière et une troisième dirigée en dedans; la réduction des tubercules internes est encore plus marquée sur P_3 , dont le tubercule postero-externe est presque médian. Des marques d'usure observées sur la face antérieure d'un P_3 semblent indiquer l'existence d'une P_4 inférieure chez *Chasmotherrium Cartieri* comme chez *Chasm. minimum*.

M. Stehlin a examiné sept D_1 , deux D_2 et trois D_3 inférieures de la même espèce. D_1 reproduit presque exactement en plus petit les caractères des molaires; D_2 se rapproche de D_2 de *Rhinoceros*, elle est rétrécie en avant et porte trois crêtes transverses; les deux crêtes postérieures sont développées comme celles des molaires sauf que la seconde montre à la façon des prémolaires un repli sur son versant postero-externe; sur la crête antérieure le tubercule externe est seul bien marqué. D_3 a comme D_2 une crête longitudinale reliant entre eux les trois tubercules externes, mais sa forme étant beaucoup plus étroite les crêtes transversales sont très réduites;

le tubercule médian est fortement prédominant; l'analogie avec *Rhinoceros* est ici encore évidente.

En dehors d'Egerkingen il existe des restes de *Chasm. Cartieri* provenant des carrières d'Eclépens; ici deux dents attribuées par Pictet à un « *Lophiodon* de la taille de l'*occitanicum* » sont en réalité une prémolaire supérieure, P_1 ou P_2 , et une dent de lait inférieure D_1 de l'espèce en question. D'autre part en se basant sur les données fournies par différents auteurs M. Stehlin croit pouvoir admettre l'existence de *Chasmotherium Cartieri* dans le Sidérolithique de Lissieu, dans le calcaire grossier de Gentilly (*Colodon minimus* Gaudry), dans l'Eocène moyen de Buchsweiler (*Paleotapirus buxovillanus* Filhol), etc.... Cette forme est ainsi caractéristique du Lutétien supérieur.

Le *Chasmotherium minimum*, dont les restes sont abondants dans l'Eocène moyen de « les Prunes » près d'Argenton sur Creuse, n'est représenté à Egerkingen que par une prémolaire supérieure.

Le genre *Chasmotherium* diffère de *Lophiodon* par la présence d'un talon aux prémolaires inférieures, par l'existence d'une P_4 et surtout par la dentition de lait. Ce sont au contraire ces mêmes caractères qui le rapproche de *Rhinoceros*, dont il se distingue par la forme non sélénoïde des crêtes transverses des molaires inférieures, par la structure des prémolaires inférieures, par le développement des parastyles, etc.... L'attribution faite par MM. Gaudry, Filhol, Osborn et Cope de certains restes de *Chasmotherium* à différents genres nord-américains: *Colodon*, *Hyrachyus*, *Helaletes*, *Isectolophus*, *Heptodon*, ne doit pas être maintenue; non seulement il n'y a aucune identification possible entre *Chasmotherium* et l'un quelconque de ces genres, mais il faut admettre pour le premier une origine absolument distincte, le rattachant à une forme voisine de *Lophiodon*.

Lophiodon rhinocerodes Rüt. (= *L. tapiroïdes* Rüt. (non Cuvier) pro. par. 1891, Pl. I, fig. 14, = *L. isselense* Rüt. (non Blainville) pro. par. 1891, Pl. I, fig. 9).

Depuis que cette espèce a été créée par Rütimeyer d'après quelques dents recueillies à Egerkingen, de nouveaux échantillons ont été découverts qui permettent d'en préciser la caractéristique.

A la mâchoire supérieure M_2 , figurée d'une façon insuffisamment exacte par Rütimeyer, a une forme tantôt quadratique, tantôt un peu rétrécie en avant, elle porte un cingulum continu sur les faces postérieure, extérieure et antérieure et

un parastyle proéminent. M_3 s'en distingue par sa forme rétrécie en arrière et par la réduction du tubercule postéro-externe. P_1 est presque rectangulaire avec un cingulum continu tout autour et très large du côté interne; le parastyle y prend un développement semblable à celui du tubercule antéro-externe, tandis que la crête postérieure et le tubercule postéro-externe n'existent pas. P_2 offre les mêmes caractères mais est plus petite et rétrécie vers l'intérieur par suite de l'obliquité de la face antérieure. P_3 a une forme presque triangulaire; sa paroi externe est déjetée. Comme dents de lait on peut attribuer à *Loph. rhinoceros* une D_1 qui ressemble avec une forme plus quadratique à l'exemplaire figuré par Noulet comme D_1 de *Loph. lautricense*, puis 2 dents représentant probablement D_2 , dont l'une a été figurée par Rüttimeyer comme dent de lait de *Loph. isselense* (1891, Pl. I, fig. 9).

A la mâchoire inférieure les molaires présentent la structure caractéristique pour *Lophiodon* en général; l'analogie que M. Gaudry avait admise entre M_1 de *Loph. rhinoceros* et la même dent des *Rhinoceros* n'existe pas en réalité, et le savant paléontologiste français a été ici induit en erreur par des figures d'usure. P_1 a une forme plus courte que les molaires, avec une crête postérieure et un tubercule postéro-interne réduits; une crête longitudinale y relie les deux tubercules internes et la crête antérieure y est nettement oblique. P_2 est plus petite, la crête antérieure y est encore plus oblique, le tubercule postero-interne n'existe plus et le tubercule postero-externe est raccordé au tubercule antero-interne par une crête arquée. P_3 porte une crête longitudinale reliant entre elles 3 pointes, dont les deux postérieures sont puissantes, la troisième est petite; le cingulum est continu tout autour. C'est à cette dent de *L. rhinoceros* qu'il faut rapporter l'échantillon figuré par Rüttimeyer comme D_3 de la même espèce (1862, Pl. I, fig. 9-11). Comme dents de lait inférieures le gisement d'Egerkingen n'a fourni que deux exemplaires de D_1 qui ressemblent aux molaires.

Quelques canines de *Loph. rhinoceros*, trouvées à Egerkingen, montrent un cingulum continu et deux arêtes dont l'une est dirigée vers le bord postérieur, l'autre vers le bord intérieur.

Sans qu'on puisse préciser absolument l'époque d'existence de *Loph. rhinoceros*, on peut pourtant affirmer qu'elle doit rentrer dans le Bartonien ou plus probablement le Lutétien supérieur. Cette espèce est du reste étroitement

voisine de *Loph. lautricense* Noulet du Bartonien, dont elle diffère par la structure plus compliquée de ses prémolaires supérieures. Cette dernière forme paraît avoir été commune au Mormont et il faut probablement lui attribuer une série de dents trouvées dans cette région et déterminées par Pictet sous différents noms.

Les diverses espèces de *Lophiodon* peuvent être différenciées d'après les caractères suivants :

- 1° les dimensions générales de chaque dent;
- 2° la forme de la paroi extérieure des deux premières molaires supérieures, qui peut présenter au pied des tubercules externes deux convexités rapprochées et presque équivalentes (type tapiroïde) ou bien s'allonger en arrière du tubercule antérieur et ne montrer au pied du tubercule postérieur qu'une convexité peu prononcée (type rhinocerotoïde);
- 3° les dimensions du parastyle sur les molaires supérieures;
- 4° le développement très variable de l'arête qui s'étend en avant du tubercule postéro-externe;
- 5° l'extension du cingulum sur les dents des séries maxillaires et mandibulaires.

Lophiodon leptorhynchum Filhol est une petite espèce, dont M. Depéret a donné une description détaillée; il est caractérisé par la forme rhinocerotoïde peu accusée de ses M_1 - M_2 supérieures et par le développement puissant du parastyle sur M_1 - M_3 supérieures. Les deux sexes diffèrent soit par leurs dimensions soit par le détail de la structure du crâne. M. Depéret place cette espèce dans le Bartonien inférieur, tandis que M. Stehlin serait tenté de la faire rentrer avec les autres formes de la Livinière dans le Lutétien supérieur.

Lophiodon occitanicum Cuvier n'est connu que par un fragment de mandibule avec M_3 - M_2 ; il ne se distingue du précédent que par sa taille plus petite.

Lophiodon isselense auctor. emend. Filhol est plus grand que *Loph. leptorhynchum* et le caractère rhinocerotoïde de M_1 - M_2 supérieures y est plus accusé. Les variations importantes de cette espèce, exposées par Filhol, sont probablement en partie d'ordre sexuel. *Loph. isselense* a été découvert à Issel dans un conglomérat du Lutétien.

Lophiodon tapiroïdes Cuv. se rapproche beaucoup de *L. rhinocerodes*, mais est un peu plus petit; M_1 - M_2 supérieures montrent le type rhinocerotoïde et des parastyles bien développés. Cette espèce provient du Lutétien supérieur.

Lophiodon Cuvieri Watelet, trouvé dans le Lutétien supérieur à Jouy et Filain, est connu par un crâne assez complet; M_1 - M_2 ont le type tapiroïde avec des parastyles petits et peu distincts.

Lophiodon parisiense Gerv., du Lutétien supérieur, possède des molaires supérieures tapiroïdes avec un parastyle rudimentaire et un cingulum très limité; il diffère du précédent par ses plus petites dimensions.

Lophiodon Larteti Filhol (= *L. remense* Lem.), du Sparnacien supérieur, a des molaires supérieures d'un type intermédiaire, avec un parastyle puissant et un cingulum limité, qui rappellent celles de *L. leptorhynchum*, mais l'accroissement de M_1 à M_3 est ici moins prononcé.

Lophiodon subpyrenaicum Filh. diffère du précédent par sa taille plus petite, par la position moins oblique des crêtes transverses des molaires inférieures, par la forme moins étendue de M_2 inférieure et par l'absence du talon sur M_3 inférieure; il est cependant possible que la distinction de ces deux espèces ne soit pas justifiée. Lutétien.

Lophiodon buxovillanum Cuv. diffère des autres *Lophiodon* par des caractères suffisamment importants pour qu'il convienne peut-être d'en faire un genre spécial. Les molaires inférieures rappellent celles de *Rhinoceros* et d'*Aceratherium*, les prémolaires inférieures ont une structure très simple, le diastème en avant de P_3 est très réduit. Lutétien supérieur.

Quelques dents isolées trouvées à Egerkingen, et qui n'appartiennent pas aux espèces communes dans ce gisement, semblent se répartir comme suit: *Loph. Cuvieri* 1 M_3 sup., 1 M_2 sup., 3 M_1 sup., 2 P_1 sup., 1 P_2 sup., 1 P_3 sup., 1 fragment de maxillaire avec D_1 - D_3 , 1 D_2 sup., 1 M_2 inf., 4 M_1 inf., 5 P_1 inf., 6 P_2 inf., 2 P_3 inf., 1 D_2 inf. et 1 D_3 inf. *Loph. tapiroïdes* 1 M_3 sup., 1 M_2 sup., 3 M_3 sup., 2 P_1 sup., 1 P_2 sup., 1 P_3 sup., 1 M_3 inf., 2 M_2 inf., 2 M_1 inf., 2 P_1 inf., 3 P_3 inf., 1 D_3 inf. *Lophiodon* sp. d'Argenton quelques molaires et prémolaires supérieures. *Loph. Larteti*(?) 1 M_3 sup.

Au Mormont les restes de *Lophiodon tapiroïdes* sont abondants; Pictet en a déjà décrit plusieurs dents; M. Stehlin fournit quelques renseignements complémentaires.

Conformément à l'opinion émise par M. Depéret, le genre *Lophiodon* ne se rattache directement à aucun genre connu d'Europe ou d'Amérique; d'autre part il ne peut pas être considéré comme un type ancestral de *Rhinoceros*, d'*Aceratherium* ou de *Tapir*.

MOLLASSE

Plateau suisse. — M. E. KISSLING (66) a réuni dans une monographie d'ordre plutôt technique les divers documents qui concernent les **gisements de charbon de la Mollasse** compris dans le plateau suisse à l'W de la Reuss. Il répartit ces gisements suivant le niveau stratigraphique qu'ils occupent, les uns faisant partie de la Mollasse d'eau douce inférieure, les autres de la Mollasse marine, d'autres de la Mollasse d'eau douce supérieure.

Mollasse d'eau douce inférieure. — La Mollasse aquitaine de Paudex à l'E de Lausanne présente la composition suivante:

- 1° Marnes à *Potamides margaritaceus* de Saint-Sulpice.
- 2° Mollasse rouge.
- 3° Mollasse à intercalations de charbon et de calcaire d'eau douce.
- 4° Mollasse à gypse et à Néritines.

Sur cette série se superpose la Mollasse grise de Lausanne. La couche 3 est marno-sableuse; les lits charbonneux y sont intimément liés à des calcaires d'eau douce; parmi eux deux surtout sont importants; l'un inférieur, désigné sous le nom de Petit filon, a 8 à 9 cm. d'épaisseur, le second mesure 20 à 25 cm. Ces deux couches ont été exploitées déjà dans le dix-huitième siècle et le sont encore actuellement; les extractions principales se font par le ravin de la Paudèze.

Les marnes à charbon de Paudex contiennent à côté d'une flore assez variée, dont l'auteur donne la liste complète, une série de Mollusques d'eau douce: *Helix Ramondi* Br., *H. rugulosa* Mart., *H. massiliensis* Math., et une faune de vertébrés bien connue qui comprend:

Emys Laharpei Pict. et H.	Trionyx Lorioli Portis.
» tuberculata Portis.	» Rochettiana Portis.
» Charpentieri Pict et H.	» valdensis Portis.
» lignitarum Portis.	Stenofiber minutus H. v. Meyer.
» Renevieri Portis.	Anthracotherium valdense Kow.
» sulcata Portis.	» Laharpei Renev.
Pleurosternon miocaenum Portis.	» minus (?) Cuv.

Le même complexe avec deux lits charbonneux également se retrouve vers le NE à Belmont, où il a été exploité dès le commencement du dix-neuvième siècle jusqu'à nos jours. Il existe plus loin dans la vallée de la Broye au S de Châtillens

et dans celle du Flon entre Oron-la-Ville et Oron-le-Chatel, où il a déjà été l'objet d'une concession en 1768, et où il a été exploité dès lors d'une façon intermittente jusqu'à une époque récente.

Une couche de charbon de 20 à 30 cm., incluse dans la Mollasse aquitanaïenne, se poursuit depuis la vallée de la Mionnaz près de Palézieux, jusque dans la région de Semsales; elle a été exploitée à diverses époques depuis le milieu du dix-neuvième siècle à Pierre à Confry, à Essert, à Semsales; sur ce dernier point l'extraction continue actuellement pour l'usage d'une verrerie. Les fossiles récoltés dans cette formation permettent d'établir le parallélisme avec les couches à charbon de Paudex et Belmont.

C'est dans le prolongement NE des couches à charbon de Semsales qu'on a extrait des lignites à Marsens en 1892.

Il existe dans la région de Thoun plusieurs petits gisements de charbon, qui ont été exploités sans succès; les mieux connus sont ceux du Grüsisberg dans la partie supérieure de la Kratzbachschlucht, du Hardlisberg, du Sieglisberg, d'Eriz. D'autres affleurements analogues se trouvent plus au NE dans les environs de Marbach et d'Escholzmatt.

Dans la zone mollassique subjurassienne la Mollasse d'eau douce inférieure contient par places des lits peu épais de charbon, ainsi aux Granges de Vésin, près de Neuenegg et de Laupen, à Frienisberg et à Wynau.

La **Mollasse marine** est en général fort pauvre en charbon; on n'y trouve que sur quelques points des amas lenticulaires peu considérables, ainsi au Gurten et au Belpberg, sur le versant NW du Bantigen, au Tannstigli dans la région de Krauchthal, près de Burgdorf, à Madiswyl et Russwyl, au Jolimont, dans les environs de Zofingue.

La **Mollasse d'eau douce supérieure** contient entre Lutzelfluh et Sumiswald sur le versant occidental du Napf des couches à végétaux avec *Acer angustilobum*, *Lygodium acutangulum*, *Alnus rostratus*, *Juglans acuminata*, dans lesquelles s'intercalent quelques lits de charbon. Des formations analogues existent dans le Wildeneygraben, où l'on a récolté *Helix inflexa*, *Clausilia grandis*, et d'autre part dans les ravins qui débouchent dans la vallée de l'Ilfis entre Langnau et Trubschachen. Dans le Schleifsteingraben et le Ramserengraben on peut voir entre deux bancs de Nagelfluh une zone de mollasse en partie marneuse, dans la région supérieure de laquelle s'intercale un lit de charbon. Dans le Teufelbach-

graben il y a deux couches de lignite, ainsi que dans le Krümpelbachgraben, où la mollasse encaissante est particulièrement fossilifère: *Glandina inflata* var. *porrecta*, *Patula euglyphoïdes*, *Helix inflexa*, *H. coarctata*, *Pupa Schübleri*, *Stenogyra minuta*, *Bythinia gracilis*, *Segmentina declivis*, *Planorbis Mantelli*.

Toutes ces couches à végétaux de la partie occidentale du Napf appartiennent à la partie inférieure de la Mollasse d'eau douce supérieure; elles commencent vers l'W au Schwandenbad, où elles atteignent à peine 1.4 m. d'épaisseur et sont intercalées entre deux couches de Mollasse marine; puis vers l'E elles augmentent notablement de puissance et ne sont plus surmontées par des sédiments à fossiles marins. Sur le versant N du Napf elles se retrouvent avec de nouveau des lignites intercalés dans le bassin de la Grüne; dans la partie orientale de la même chaîne elles existent dans le Fontanenthal.

La Mollasse d'eau douce supérieure contient enfin quelques intercalations charbonneuse dans la région comprise entre la Suhr et la Wyna près de Buron et de Gontenschwyl et immédiatement à l'W de la Reuss à Hägglingen près de Mellingen.

Dans une nouvelle publication consacrée au **Calcaire grossier du Randen** M. L. ROLLIER (68) commence par montrer l'impossibilité de paralléliser cette formation avec le Muschelsandstein, comme l'ont fait Mayer-Eymar, Miller et d'autres. En effet, tandis que le dépôt du Randen correspond évidemment à une extension maximale de la mer, le Muschelsandstein manque dans tout le canton de Zürich, et ce sont les grès grossiers et conglomérats d'Endingen et de Kaltwangen, supportés directement par le Jurassique supérieur et plus jeunes que les couches glauconieuses à *Cardium commune*, qui passent latéralement au calcaire grossier.

Le Muschelsandstein, qui appartient ainsi que la Mollasse grise de Lausanne, la Nagelfluh subalpine et la Mollasse granitique de Saint-Gall à la partie inférieure du Miocène, supporte d'abord les couches glauconieuses à *Cardium commune*, puis un complexe de Nagelfluh à *Ostrea crassissima*, qui prend un grand développement dans la région de Saint-Gall, de Bregenz et du Pfänder, qui contient de nombreux galets provenant du Rhaetikon, et qui représente le Vindobonien.

Ces mêmes galets du Rhaetikon se retrouvent, mais nota-

blement plus petits, dans le même niveau de Nagelfluh aux environs du lac d'Ueberlingen et de Stockach; de là ils passent dans le calcaire grossier du Randen, et leur présence d'une part dans la Nagelfluh du Pfänder, d'autre part dans le calcaire grossier du Randen permet d'établir entre ces deux dépôts un parallélisme, d'autant mieux que des éléments semblables ne se rencontrent jamais dans la Mollasse granitique de Saint-Gall. La superposition de la Nagelfluh à *Ostrea crassissima* et à galets vindéliens sur l'Helvétien est du reste évidente soit au Kaltwangen, au Kohlfirst et dans l'Irchel, soit dans le bassin de la Thur près de Flaech et d'Andelfingen, où la carte géologique n'indique par erreur que de la Mollasse d'eau douce inférieure. On peut démontrer en outre en se basant sur une série de coupes prises dans le N du canton de Zürich que cette Nagelfluh vindobonienne est en transgression marquée sur le Muschelsandstein, qui ne dépasse pas au N la région de Baden.

Si au N de Zurich les galets vindéliens n'apparaissent jamais au-dessous du Vindobonien, on les trouve déjà dans l'Helvétien inférieur dans le bassin supérieur du lac de Zurich et dès la base de cet étage à la Hohe Rohnen, ce qui peut du reste s'expliquer facilement par l'extension progressive du S au N d'un delta subalpin.

L'âge du calcaire grossier du Randen peut enfin être précisé paléontologiquement grâce à la découverte faite par M. Rollier d'assez nombreux fossiles, qui presque tous appartiennent à des espèces communes dans les faluns de la Touraine et dans les sables de Grund.

Il paraît ainsi démontré par divers arguments que le calcaire du Randen est contemporain de la Nagelfluh à *Ostrea crassissima* et à galets vindéliens du NE de la Suisse et que ces deux dépôts correspondent à une seconde phase de la transgression miocène, qui a marqué l'époque vindobonienne (faluns de la Touraine, sables de Grund). Il est nettement plus récent que le Muschelsandstein et la Mollasse glauconieuse à *Cardium commune* qui, avec la Mollasse grise de Lausanne, appartiennent à une première phase de la transgression miocène, soit à l'Helvétien (= Burdigalien de M. Depéret).

J'ai signalé déjà dans la Revue pour 1901 une courte notice de M. H. SCHARDT sur la **Mollasse aquitanienne de Marin** (canton de Neuchâtel). Depuis lors M. Schardt (69) est revenu avec plus de détails sur la même coupe qu'il a pu étudier dans une tranchée de la ligne directe Neuchâtel-Berne.

L'Aquitaniien formé ici par des alternances de grès tendres et de marnes, montre une coloration prédominante rouge, mais une teinte du reste assez variable en jaune, gris, violacé. Il est coupé par deux petites failles presque verticales inverses laissant entre elles une partie relativement surélevée de 74 m. de large.

Jura. — M. H. SCHARDT (70) a décrit un contact intéressant entre l'Urgonien et un calcaire d'eau douce tertiaire, qui s'observe dans la tranchée du chemin de fer près de Gorgier (canton de Neuchâtel). Tandis que l'Urgonien plonge de 12° à 15° au SE du côté du lac de Neuchâtel, le dépôt tertiaire plonge de 12° au SW. Il débute par un banc bréchiforme et noduleux, puis est formé par un calcaire blanc, d'aspect crayeux mais très dur, contenant des galets en partie très gros d'Urgonien. Aucun fossile n'a été découvert dans ce niveau, mais, en se basant sur une analogie lithologique marquée, on peut identifier provisoirement le calcaire de Gorgier avec le calcaire aquitaniien à *Helix Ramondi* de Trois Rods, et considérer ces deux dépôts similaires comme formés vers le rivage d'un lac par des cours d'eau affluents.

Dans leur étude des **Gorges de l'Areuse** MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS (53) consacrent un paragraphe aux formations tertiaires de la région. Celles-ci constituent une bordure continue à la chaîne du lac et existent d'autre part dans le premier synclinal jurassien aux abords de Champ du Moulin. Au-dessus de Boudry la série tertiaire qui recouvre l'Urgonien comprend:

1° Aquitaniien inférieur, formé par un calcaire lacustre en gros bancs avec intercalations marno-calcaires, qui contient *Helix Ramondi*.

2° Aquitaniien supérieur. Marnes bariolées avec bancs de grès tendre et de calcaire fétide à *Planorbis*, avec *Helix Morognesi*, *Limnea pachygaster*, *Planorbis dealbatus*.

3° *Langhien*. Mollasse sableuse en gros bancs (20 à 25 m.).

Dans le synclinal de Rochefort l'Aquitaniien inférieur paraît manquer, tandis qu'on y trouve les marnes et les calcaires fétides de l'Aquitaniien supérieur.

M. H. SCHARDT (71) a étudié en compagnie de M. A. Dubois une coupe à travers l'**Oeningien** mise à découvert par l'établissement d'une conduite d'eau sur le coteau d'Envers au-dessus du Locle. Il a distingué dans ce gisement plus de

80 couches différentes, dont quelques-unes renferment beaucoup de fossiles. De nombreux lits charbonneux s'intercalent dans la partie supérieure de ce complexe, ce qui indique la transformation progressive d'un lac peu profond en un marais tourbeux.

QUATERNAIRE

Formations plistocènes. — MM. A. PENCK et E. BRÜCKNER (83) ont commencé déjà en 1901 à publier par livraisons successives une étude des **dépôts glaciaires dans les Alpes et les régions subalpines**, dont une partie importante a maintenant paru. Le but de ce travail est d'établir d'après des principes uniformes une classification des formations quaternaires de ces territoires, de les répartir entre les diverses glaciations successives, de déterminer l'extension de chacune de ces dernières et l'importance des retraits interglaciaires, et de fixer les modifications topographiques subies par les Alpes ou leur avant-pays du fait soit des glaciers, soit de leurs émissaires, soit de toute autre cause extérieure ou tectonique.

Parmi les dépôts quaternaires il est nécessaire de distinguer d'une part les formations fluvio-glaciaires, d'autre part les moraines, puis de classer celles-ci suivant qu'elles se sont formées superficiellement et qu'elles sont constituées par des éléments anguleux (moraines à blocs), où qu'elles se sont déposées sous le glacier et qu'elles comprennent des éléments broyés, usés, polis, striés, noyés dans une boue plus ou moins abondante (moraines à galets). Parmi ces moraines profondes on peut encore établir deux types principaux: *a*) les moraines boueuses dans lesquelles prédominent les éléments fins; *b*) les moraines de gravier qui ont été au contraire privées par lavage de leurs matériaux ténus, entre lesquels existent tous les termes transitoires.

Tout front de glacier s'entoure pendant une période de maximum d'un édifice caractéristique, qui comprend d'abord la ceinture des grandes moraines frontales, puis, adossées contre celles-ci en couches inclinées, les alluvions fluvio-glaciaires. Après le retrait du glacier on peut voir en dedans des moraines frontales une dépression en cuvette, généralement tapissée par la moraine de fond et mamelonnée souvent en rayons par des drumlins. Ces formes caractéristiques se modifient ensuite peu-à-peu et plus un système morainique est ancien, plus son aspect est altéré, plus aussi les maté-

riaux qui le composent sont à la fois décomposés et cimentés.

Après cette partie introductive M. Penck passe à la description détaillée des formations glaciaires du versant N des Alpes orientales dans les bassins de l'Iller, de la Lech, de l'Inn, de la Salzach et de l'Enns. Je me contenterai, pour cette région qui est en dehors des limites de notre pays, de résumer les idées générales qui ressortent du travail de M. Penck.

Dans les bassins de l'Iller et de la Lech, sur la pénélaine de Munich et le plateau de la Trauns et de l'Enns on retrouve les quatre grands systèmes d'alluvions du Deckenschotter supérieur, du Deckenschotter inférieur, des Hautes Terrasses et des Basses Terrasses avec cette seule exception que le Deckenschotter supérieur ne paraît plus exister dans la région de Munich. Les Basses Terrasses sont partout en relation évidente avec les moraines terminales de la dernière glaciation et ne sont jamais recouvertes d'un revêtement important de Lehm; elles fournissent une base certaine pour l'identification des autres niveaux. Dans la région de Munich les moraines externes, en relation bien nette avec les Hautes Terrasses donnent un point de repaire important.

Ces quatre niveaux d'alluvions doivent être considérés comme des dépôts fluvio-glaciaires appartenant tous à la période quaternaire, car les restes fossiles qui y ont été trouvés sont tous caractéristiques pour les formations pleistocènes. On arrive ainsi à admettre quatre glaciations successives que les auteurs désignent comme suit:

1° Glaciation de Günz, correspondant au Deckenschotter supérieur.

2° Glaciation de Mindel correspondant au Deckenschotter inférieur.

3° Glaciation de Riss correspondant aux Hautes-Terrasses.

4° Glaciation de Würm correspondant aux Basses-Terrasses.

Le Loess recouvre le Deckenschotter inférieur et les Hautes Terrasses, mais jamais les Basses Terrasses; sur le Deckenschotter supérieur il n'y a pas de Loess proprement dit mais une argile sableuse (Lehm), qui peut être considérée comme du Loess décalcifié et agglutiné.

Le fait que le Deckenschotter prend une grande extension en avant des Alpes et qu'il repose sur une pénélaine de dénudation montre qu'à l'époque préglaciaire les cours d'eau sortant des Alpes devaient être également impuissants à creuser des vallées et à alluvionner sur de grands espaces,

que par conséquent les Alpes devaient avoir un relief moins accusé qu'actuellement avec des vallées moins profondes et des crêtes moins élevées. D'autre part le niveau relatif du Deckenschotter au-dessus des seuils de vallée actuels en différents points présente des irrégularités frappantes, qui ne peuvent s'expliquer que par des mouvements d'ordre tectonique ayant suivi son dépôt. On peut en particulier constater un bombement anticlinal postglaciaire dirigé transversalement à la vallée du Danube aux environs de Linz et un relèvement de la partie S du plateau de l'Iller et de la Lech.

Tandis que les moraines des glaciations de Würm et de Riss se marquent visiblement dans la topographie, celles des glaciations de Mindel et de Günz ont perdu tout relief et ne peuvent être déterminées que par leur position relativement aux alluvions du Deckenschotter. Partout la glaciation de Würm est restée en deçà des limites de celle de Riss; celle-ci a dépassé l'extension de la glaciation de Mindel dans les bassins de l'Isar et de la Lech, tandis qu'elle ne l'a pas atteinte dans ceux du Trens, de la Traun et de la Salzach. La glaciation de Günz paraît avoir eu à peu près la même extension que celle de Würm.

L'origine des **bassins lacustres** subalpins ne peut pas s'expliquer simplement par l'intervention de barrages morainiques, et ne peut pas non plus être d'origine tectonique, vu que les alluvions des tronçons de vallées correspondants montrent une inclinaison régulière vers l'aval, et que les dislocations qui ont affecté certaines régions pourvues de lacs sont bien plus anciennes que la formation de ceux-ci. Il faut faire intervenir ici l'érosion glaciaire qui, en surcreusant les vallées, a provoqué la formation vers la sortie de celles-ci d'une dépression évasée de l'amont vers l'aval en forme de demi-entonnoir, aboutissant au cirque des moraines terminales mais nettement creusée dans des formations plus anciennes. Dans l'intérieur des vallées l'érosion glaciaire a effectué un polissage des formes déchiquetées préexistantes; le niveau de surface des glaciers est ainsi facile à établir d'autant plus que cette détermination peut être en général confirmée d'après le niveau assez constant des Karrs sur les deux flancs de la vallée.

Le **glacier de l'Inn** a dû élever sa surface dans l'Engadine jusqu'à environ 2600 m., bien au-dessus des divers cols qui relie cette vallée aux vallées voisines. Dans tout son bassin les tronçons principaux des vallées ont subi depuis les temps

préglaciaires un surcreusement considérable, dont l'importance va en augmentant de l'amont vers l'aval, et qui a atteint par places 400 ou 500 m. Ce travail d'affouillement, dont la valeur a dépendu de l'épaisseur de la glace, est la cause de la disposition étagée des vallées latérales relativement aux vallées principales. D'autre part, chaque convergence de glaciers l'a accru; chaque division d'un glacier en deux troncs divergeants l'a diminué; aussi les thalwegs des vallées occupées par de grands glaciers ont ils perdu leur inclinaison régulière de l'amont vers l'aval, et se sont divisés en des chaînes de dépressions elliptiques en forme de cuvette, disposées plus ou moins en escalier et séparées les unes des autres par des seuils et des tronçons à forte pente. Chaque cuvette est dûe à la convergence de deux glaciers, tandis que le seuil qui la limite vers l'aval a été épargné grâce au déversement d'une partie de la glace par un col en dehors de la vallée.

Le retrait qui a suivi la glaciation de Würm a été interrompu par trois stades d'arrêt ou même de légère progression, dont on retrouve facilement les traces à l'intérieur des moraines internes, et que les auteurs désignent sous les noms de **stade de Bühl**, **stade de Gschnitz** et **stade de Daun**; entre le stade de Bühl et la glaciation de Würm s'intercale l'oscillation négative d'Achen. Tandis que pendant la glaciation de Würm la limite des neiges persistantes était à environ 1100-1300 m., elle a été à 1400-1500 pendant le stade de Bühl, à 1700-1800 m. pendant celui de Gschnitz et à 1900-2000 pendant celui de Daun.

La seconde partie de la monographie de MM. Penck et Brückner est consacrée aux formations glaciaires du versant N des Alpes occidentales. Ici la présence du Jura en avant de la plaine suisse a empêché les glaciers de s'écouler normalement vers l'avant pays et les a obligés à se confondre en partie; aussi ne trouvons-nous pendant la grande glaciation que trois glaciers individualisés, ceux du Rhin, du Rhône et de l'Isère. Pendant la glaciation de Würm le glacier de l'Aar a été encore capté par celui du Rhône, tandis que ceux de la Reuss et de la Linth sont devenus indépendants.

Les moraines externes, qui forment autour du lac de Constance un grand arc de cercle, sont bordées extérieurement par une accumulation importante d'alluvions. Vers le NE, le plateau compris entre le Riss et l'Iller, est formé par le Deckenschotter ancien, coupé dans le bassin de la Roth par une

zone de Deckenschotter récent. Les Hautes-Terrasses existent dans les vallées du Riss et de l'Iller, les Basses-Terrasses dans celle de l'Iller. Les trois plus récents de ces systèmes d'alluvions se raccordent nettement vers le S, avec les moraines des glaciations de Mindel, de Riss et de Würm. Le Deckenschotter ancien, recouvert par les moraines externes, s'étend vers le S, jusque dans le domaine des moraines internes.

Plus à l'W, au S de Pfullendorf, on peut distinguer les deux niveaux du Deckenschotter, et les raccorder tous deux avec de véritables moraines, dont les unes, celles de Mindel, se trouvent au Heiligenberg, les autres, celles de Günz, se trouvent au Höchsten, dans la région des moraines internes.

Le long du Rhin, en aval de Schafhouse, les quatre niveaux d'alluvions se superposent comme suit : les Basses-Terrasses à 30 m. au-dessus du fleuve, les Hautes-Terrasses à 20 m. au-dessus des précédentes, puis les deux niveaux du Deckenschotter, dont le plus ancien est à 120 m. au-dessus du Rhin. Le Deckenschotter ancien semble du reste avoir subi des dislocations tectoniques, qui ont provoqué une dénivellation de sa surface de 70 m. entre l'Achenberg près de Zursach et Koblenz. Depuis Zursach, son niveau s'élève vers le S, avec une pente moyenne de $12\frac{0}{100}$ jusqu'au versant N du Randen, où il s'enchevêtre avec une moraine terminale.

Le Deckenschotter récent couronne les crêtes depuis la région de Schafhouse et Eglisau jusqu'au lac de Constance, ces lambeaux correspondant à une nappe inclinée vers le NW et non vers l'W, comme on devrait s'y attendre; pour expliquer cette inclinaison anormale, il semble nécessaire d'admettre une dislocation tectonique de ces alluvions. Il paraît évident aussi ici que l'alluvionnement du Deckenschotter a été précédé par l'établissement d'une pénéplaine de dénudation et qu'il a été suivi par des mouvements tectoniques, dont le plus important a provoqué un exhaussement du plateau mollassique subalpin, suivant un axe parallèle à la direction des Alpes.

Les moraines externes du glacier du Rhin s'avancent au N jusqu'à la Rauhe-Alb et atteignent leur plus grande altitude au Hochen dans le prolongement du lac d'Ueberlingen. De là, elles s'abaissent vers l'E, atteignent le Danube à Sigma-ringen, le suivent jusqu'à Marchthal, puis s'infléchissent au SE, de façon à rejoindre près de Legau les moraines externes du glacier de l'Iller. Ces moraines, passablement décomposées et altérées dans leur forme, appartiennent pour la plus

grande partie à la glaciation de Riss, pour une petite part à celle de Mindel.

Les moraines internes atteignent leur point culminant au Höchsten (770 m.); de là, elles s'abaissent vers l'ENE, jusqu'à la vallée du Riss, qu'elles traversent près d'Essendorf (610 m.), puis elles s'infléchissent d'abord au SE, ensuite au S, pour aboutir à Oberstaufen, vers la source de la Weissach (1000 m.) Depuis le Höchsten, ces moraines atteignent d'autre part le pied du Jura souabe près d'Engen, passent près de Schafhouse, suivent de là la rive gauche du Rhin jusqu'à la Töss, puis la rive droite de cette rivière jusque près de Winterthur et aboutissent finalement à Wil sur la Thur. Ainsi les moraines terminales internes du glacier du Rhin ne se soudent pas latéralement à celles des glaciers voisins, mais s'infléchissent fortement en arrière.

Dans l'intérieur de ces moraines de Würm se développe un second système de moraines frontales, formant autour de la dépression du lac de Constance un cirque lobé, qui se suit depuis Andelfingen sur la Thur, par Stein et Diessenhofen sur le Rhin, l'extrémité du lac d'Ueberlingen, Taisersdorf et Wilhemsdorf, jusqu'aux collines de la Waldburg. L'intérieur de ce cirque offre un bel exemple de paysage drumlinique, qu'il faut attribuer au remaniement lors de la dernière glaciation d'une moraine frontale préexistante.

Les limites de la glaciation de Würm sont fort bien marquées par les moraines internes; quant aux glaciations de Riss et de Mindel, qui ont une importance presque égale et auxquelles appartiennent les moraines externes, c'est la première qui a pris la plus grande extension à l'W du Riss, tandis que la seconde l'a dépassée au contraire à l'E de ce cours d'eau. Enfin la glaciation de Günz n'a guère dépassé les limites du bassin de Constance.

Le lac de Constance est visiblement creusé par érosion glaciaire dans le Deckenschotter. Les cours d'eau avaient préparé le travail en créant plusieurs vallées; puis le glacier a élargi ces tranchées, les a transformées en bassins, et les a finalement réunies en partie en une vaste dépression digitée.

Comme **formations interglaciaires**, on connaît dans le bassin de Constance: 1° une couche de charbon lité, intercalée entre deux moraines, près de Rorschach, qui contient les débris d'une flore de sapins, de pins et de chênes, indiquant un climat peu chaud; 2° un tuff calcaire, situé dans une vallée creusée dans le Deckenschotter, près de Flurlingen, et recou-

vert de moraines, dont la flore dénote un climat voisin du climat actuel. Ces deux dépôts paraissent appartenir à la période interglaciaire Riss-Würm.

Les diverses **stations préhistoriques des environs de Schafhouse** sont toutes plus récentes que la dernière glaciation. La plus ancienne faune, dont on y ait trouvé des restes, comprend un mélange d'animaux subarctiques, alpins et habitants des steppes, et indique un climat froid et continental. Ensuite s'est développée une faune forestière, qui a pris son plein épanouissement dans l'époque néolithique.

Les **moraines latérales de la dernière glaciation** se poursuivent sur les deux flancs de l'ancien glacier du Rhin : d'un côté jusqu'au Toggenburg, de l'autre jusque près d'Oberstangen; elles disparaissent ensuite, ne dépassant pas le niveau de 1000 m., qui paraît correspondre ici à la limite des neiges persistantes. La surface du glacier semble avoir été alors à environ 1200 m. au Gäbbris, à 1700 m. dans la région de Sarganz, et à plus de 2000 m. vers Coire.

La **vallée du Rhin**, entre Sarganz et Bregenz, a été sans aucun doute recreusée et élargie en entonnoir par le glacier, comme l'attestent sa grande largeur, ses versants abrupts avec des quantités relativement petites d'éboulis au pied, et le fait que les vallées secondaires y débouchent toutes notablement au-dessus de son seuil. Elle se rétrécit, comme de juste, en aval de la bifurcation de Sarganz, tandis qu'elle s'élargit au débouché des vallées de l'Ill et de la Landquart. Les traces du surcreusement glaciaire sont encore bien visibles dans la vallée du Rhin antérieur en amont de Flims. Quant aux vallées du Rhin postérieur et de l'Albula, elles sont divisées en tronçons élargis et surcreusés indépendants (bassin de Schams, Domleschg), séparés par des paliers que traversent des gorges étroites (Rofna, via Mala).

M. Penck attribue ainsi un rôle considérable à l'**érosion glaciaire dans le modelage des vallées** des divers bras du Rhin; il discute à ce propos l'hypothèse émise par M. Heim d'une érosion purement fluviale, interrompue par des phases d'alluvionnement, qui aurait donné naissance à trois systèmes de terrasses superposés : l'un entre 1300 et 1500 m., le second entre 1800 et 2000 m., le troisième entre 2000 et 2400 m. Le fond préglaciaire de l'ancienne vallée est très probablement représenté en amont de Coire par une terrasse qui dé-

bute près d'Ilanz au niveau de 1400 m. (terrasse inférieure de Heim) et s'élève vers l'W de façon à atteindre dans le Tavetsch le niveau de 1800 m. (terrasse moyenne de Heim). En prolongeant ce niveau avec une inclinaison de plus en plus faible vers l'aval, on voit qu'il se raccorde à l'altitude de 900 m. environ avec la pénélaine subalpine, et que par conséquent toute hypothèse admettant un tassement post-glaciaire des Alpes devient impossible.

Les moraines sont peu abondantes dans la vallée même du Rhin; par contre, on trouve dans les vallées inférieures de l'Ill, de la Tamina, de la Landquart une série de moraines, que M. Penck attribue toutes au stade de Bühl, et qui correspondent d'une part à une limite des neiges persistantes située au-dessus de 1400 m., d'autre part à un glacier principal ne dépassant pas au N la région de Bregenz.

Le gigantesque **éboulement de Flims**, qui couvre le fond de la vallée en amont de Coire, ne paraît pas être interglaciaire comme l'a admis M. Heim; en effet, les moraines qui le recouvrent par places, sont toutes situées au-dessous de 1100 m., tandis que le glacier s'est élevé bien au-dessus de ce niveau pendant la glaciation de Würm et même pendant le stade de Bühl; il faut admettre que l'éboulement s'est produit entre le stade de Bühl et celui de Gschnitz et que les moraines superposées appartiennent à ce dernier. Quant au stade de Daun, il est représenté dans la même région par une moraine frontale existant au-dessus de la niche d'arrachement à l'Alm Segnes, par les moraines frontales du Tavetsch, et probablement aussi par celles de la sortie du val Acletta avec les graviers fluvio-glaciaires de Dissentis.

Le **Säntis** a alimenté des glaciers indépendants pendant les stades de Bühl et de Gschnitz, comme l'attestent en particulier une moraine frontale existant sur le versant N près de Weissbad (800 m.) et impliquant une limite des neiges entre 1400 et 1500 m., et une moraine frontale située à la Meglisalp (1500 m.) qui correspond à une limite des neiges située à 1800 m.

M. Brückner a rédigé le chapitre consacré aux glaciers de la Linth, de la Reuss, de l'Aar et du Rhône; il commence cette étude par l'examen de la région classique des **environs de Brugg**.

Les Basses-Terrasses prennent ici une grande extension et ont une surface étagée en plusieurs niveaux compris entre

355 et 372 m. La surface des Hautes-Terrasses se trouve entre 396 et 410 m.; elle est tapissée par une couche ondulée de moraines à stratification oblique et par une épaisseur importante de Lehm; les alluvions y montrent une cimentation assez marquée. Le Deckenschotter récent forme les sommets du Brugger Berg (510 m.) et du Gebenstorfer Horn (517 m.); il est épais de 50 à 70 m., recouvert de Lehm et fortement cimenté. Le Deckenschotter ancien, épais de 30 m. environ, recouvre la Mollasse à l'altitude de 550-560 m.; il forme le sommet du Freienwiler Berg, et montre soit une forte cimentation, soit une décomposition avancée.

De Brugg, les Basses-Terrasses se suivent vers l'W, tout le long de la vallée de l'Aar jusqu'à Wangen, où elles passent aux moraines du glacier du Rhône, tandis qu'elles se raccordent vers le S, aux débouchés des vallées de la Bünz, de l'Aa, de la Wyna, de la Suhr et de la Wigger, avec les moraines du glacier de la Reuss. Vers le SE, c'est à Killwangen et Würenlos, qu'elles se confondent avec les moraines du glacier de la Limmat.

La surface des Hautes-Terrasses a été intensément érodée avant la glaciation de Würm, son niveau est donc très variable, et peut même s'abaisser au-dessous des Basses Terrasses. En amont d'Aarau, comme dans les vallées latérales, ces alluvions n'existent qu'à l'état de lambeaux.

Les deux niveaux du Deckenschotter sont encore plus réduits en amont de Brugg. Dans le Wynenthal, le Deckenschotter récent est représenté par une couche d'alluvions épaisse d'environ 20 m., et superposée à la Mollasse suivant un plan assez fortement incliné (620 m. à l'W d'Ober Kulm, 550 m. au S de Suhr), tandis qu'à 80 ou 100 m. au-dessus apparaît à l'E de Suhr le Deckenschotter ancien, qui contient des galets striés, et a dû par conséquent se déposer à proximité d'un glacier. Dans le bassin de la Limmat, le Deckenschotter inférieur existe au Tannenbergr, au Kreuzberg, près de Baden, entre 485 et 525 m., au Sulzberg et près de Buchs, à l'E de la Lägern. Le Deckenschotter supérieur couronne la chaîne qui sépare les vallées de la Reuss et de la Limmat; il est épais de 30 à 40 m. et sa base s'abaisse depuis l'altitude de 630 m. au Heitersberg à celle de 565 m. à l'extrémité SE du Siggerberg.

En aval de Brugg, la Basse-Terrasse se suit jusqu'à Koblenz, où elle se confond avec celle du Rhin. La Haute-Terrasse, qui est bien développée encore près de Koblenz, est réduite à quelques lambeaux plus à l'W, une grande partie

des dépôts de cette région que Du Pasquier lui a attribués étant en réalité de la moraine; les plus importants de ces lambeaux se trouvent au débouché du Frickthal au niveau de 345 m., dans la région d'Ober Wallbach et Mölin, et dans le bas de la vallée de l'Ergolz. Dans la région de Rheinfelden, on voit par places la surface érodée des Hautes-Terrasses recouverte par les alluvions des Basses-Terrasses.

Le Deckenschotter inférieur est représenté dans la vallée du Rhin par le banc d'alluvions agglutinées qui, au N de Mölin sur la rive droite, recouvre le Trias au niveau de 335 m., et qui a été attribué à tort par M. Gutzwiller à la Haute Terrasse, puis par une terrasse d'alluvions située entre Gibenach et Baselaugst au niveau de 360 m., et enfin par une autre terrasse existant au Blötzen à 350 m. d'altitude vers la sortie de la vallée de l'Ergolz. Le Deckenschotter supérieur n'a été constaté qu'au S de Rheinfelden, où une couche d'alluvions se superpose entre 385 et 390 m. sur une surface irrégulière de Jurassique et de Trias; ce dépôt a été considéré à tort par Du Pasquier comme Haute Terrasse.

Dans les **environs de Bâle**, M. Brückner établit une classification des alluvions très différente de celle admise par M. Gutzwiller; il considère comme Basse Terrasse la terrasse de 276 m., comme Haute Terrasse celle de 310-315 m. (Sainte-Marguerite et Gundeldingen), comme Deckenschotter inférieur les alluvions du Bruderholz (340-350 m.), que M. Gutzwiller rangeait encore dans la Haute Terrasse, et comme Deckenschotter supérieur les alluvions très décomposées de la Weiermatt, à l'E de Mönchenstein (380 m.), considérées encore par M. Gutzwiller comme un niveau supérieur de la Haute Terrasse. Les trois complexes d'alluvions supérieurs de Bâle se retrouvent soit dans le Wiesenthal au NE, soit en Alsace à l'W, quoiqu'une épaisse couverture de Lehm rende souvent difficile de les distinguer. D'autre part, il semble qu'au N de Bâle des dislocations survenues entre le dépôt de la Haute Terrasse et du Deckenschotter, aient occasionné des irrégularités frappantes dans l'écart vertical qui sépare ces deux niveaux.

A l'W de Bâle, les **alluvions du Sundgau** couvrent de grands espaces; elles se distinguent du Deckenschotter par leur niveau plus élevé, leur décomposition plus avancée et leur teneur très forte en quartzites, et doivent être considérées comme un dépôt bien plus ancien.

Les quatre systèmes d'alluvions, qui se suivent ainsi entre

Brugg et Bâle, tendent nettement à diminuer de l'amont vers l'aval les écarts verticaux qui les séparent; à Brugg, il y a environ 50 m. entre la surface des deux niveaux du Deckenschotter et 10 m. entre la surface du Deckenschotter récent et la base du Deckenschotter ancien; de même la surface de la Haute Terrasse est au-dessous de la base du Deckenschotter inférieur. Ainsi les systèmes d'alluvions sont d'autant plus inclinés qu'ils sont plus anciens; quant à leur épaisseur, elle atteint son maximum là où chaque dépôt passe aux moraines correspondantes, soit dans la région de Brugg pour les deux niveaux du Deckenschotter et pour la Basse-Terrasse, dans celle de Rheinfelden pour la Haute-Terrasse. L'inclinaison du Deckenschotter paraît du reste anormale vers l'extrémité orientale du Jura et doit probablement s'expliquer par un exhaussement postérieur. Ces quatre dépôts alluvionnés correspondent aux quatre glaciations constatées par M. Penck dans les Alpes orientales, et il ne semble pas qu'il y ait d'argument absolu pour admettre une cinquième glaciation intercalée entre celles de Würm et de Riss, comme le fait M. Mühlberg.

Le degré de décomposition de ces dépôts successifs dépendant de leur ancienneté, il faut remarquer que le contraste à ce point de vue est surtout marqué entre le Deckenschotter inférieur et la Haute-Terrasse, ce qui doit indiquer une durée particulièrement longue pour l'intervalle entre les deux alluvionnements correspondants. Le Deckenschotter est en outre différencié par sa teneur abondante en galets de quartzites et de roches mollassiques. Ces alluvions anciennes de Suisse ne peuvent pas être homologuées avec les graviers pliocènes à *Elephas meridionalis* de Lyon, comme l'avait fait Du Pasquier; elles sont pleïstocènes, comme le montre une faune de Mollusques caractéristique de cette période découverte dans une couche marneuse d'un complexe d'alluvions, que M. Gutzwiller avait attribué à tort à la Haute-Terrasse, tandis qu'il représente en réalité le Deckenschotter supérieur.

Le **Loess** prend un développement considérable dans la vallée du Rhin et dans les environs de Bâle; il faut y distinguer une couche récente qui se superpose aux surfaces ravinées de la Haute-Terrasse et une couche ancienne qui est recouverte par celle-ci et appartient par conséquent à la phase interglaciaire Mindel-Riss.

La superposition des lambeaux subsistant actuellement du Deckenschotter supérieur sur la Mollasse ou le Jurassique, au

S et à l'E de Koblenz, indique la préexistence d'un plan faiblement ondulé, incliné d'une façon convergente du S et du SE vers Koblenz, et s'étendant d'un côté jusqu'à l'Irchel, de l'autre jusqu'à la Wandfluh près de Kulm. En se basant sur ce fragment connu de pénéplaine, on peut reconstituer le plan de superposition du Deckenschotter jusqu'au pied des Alpes et déterminer son inclinaison, qui de 4 ‰ à 6 ‰ aux abords du Jura, atteint 12 ‰ ou 14 ‰ dans le voisinage des Alpes. C'est à cette pénéplaine qu'appartiennent l'arête de l'Uetliberg et le plateau du Zugerberg, les sommets du Born et de l'Engelberg près d'Olten (720 m.), les plateaux de Thollon et de la Côte au S et au N du lac de Genève, etc..... Ce plateau morcelé présente une inclinaison générale des Alpes vers l'extérieur; dans le bassin inférieur de l'Aar cette pente s'incurve vers le NE, dans la région du lac de Genève elle est déviée à l'W. Il faut du reste, pour expliquer cette inclinaison anormalement forte, faire intervenir un exhaussement relatif des Alpes après le dépôt du Deckenschotter.

Une seconde pénéplaine, plus ancienne que celle du plateau mollassique et aujourd'hui en partie disloquée, a existé sur l'emplacement du Jura. Dans cette région, il est facile de distinguer d'une part les chaînes jurassiennes, dont chacune correspond à un anticlinal, d'autre part le Jura tabulaire. Une partie importante de ce dernier, qui comprend les Franches-Montagnes, la région NW du Jura neuchâtelois et vaudois et de vastes étendues dans le Jura français, est caractérisée par le fait que les couches sont plissées, mais que les plis sont abrasés et que les lignes de relief sont déterminées seulement par l'affleurement de formations résistantes. Dans le reste du Jura tabulaire, soit dans une grande partie du Jura bâlois et argovien, à l'E de la Birse, les couches sont horizontales, mais traversées par de nombreuses failles, dont aucune n'est marquée par une dénivellation quelconque. Ainsi le Jura tabulaire représente une ancienne pénéplaine formée probablement au début de la période pliocène, et dont l'inclinaison vers le NW est évidente. Or cette surface inclinée se prolonge avec une pente de plus en plus forte vers le SE dans l'intérieur des chaînes jurassiennes, sous forme de troncatures obliques de leurs versants externes. A la Tête de Rang et au Mont-Damin, cette surface d'abrasion plonge de 5° à 6° vers le NW, au Chasseral son inclinaison atteint 15° à 18°. Cette topographie générale doit s'expliquer d'après M. Brückner comme suit; Le Jura a subi un premier plissement au début du Pliocène, puis ces plis ont été abrasés et

une pénéplaine a été établie, enfin une nouvelle phase de plissement a provoqué d'une part la dislocation de cette pénéplaine dans sa partie interne, d'autre part un exhaussement de toute la région et par conséquent la reprise de l'érosion. Comme les alluvions du Sundgau, au N. du Jura, contiennent abondamment des galets provenant des Alpes valaisannes et bernoises, il faut admettre qu'au moment où s'effectuaient ces alluvionnements les cours d'eau descendant des Alpes s'écoulaient normalement vers le NW, et que le Jura ne s'élevait par conséquent pas au-dessus du niveau du plateau suisse.

Pendant les grandes glaciations, le Jura ayant pris son relief définitif, a dévié le glacier du Rhône d'un côté vers l'W, de l'autre vers le NE. Le niveau du glacier le long de cette chaîne, pendant la **glaciation de Riss**, peut être fixé à peu près comme suit : au Chasseron, en face du débouché de la vallée du Rhône dans la plaine mollassique, 1450 m.; au Mont-Tendre, 1415 m.; au Credo, 1140 m.; au Chasseral, 1300 m.; au-dessus d'Oensingen, 1010 m.; au Flühberg sur Olten, 860 m.; à la Geissfluh, 850 m.; à la Lägern, 830 m. Les points, où au même moment le glacier du Rhône a franchi la première chaîne, sont : le col de Saint-Cergues, l'échancrure large de vingt et un kilomètres qui sépare le Mont-Tendre du Chasseron, la dépression comprise entre le Chasseron et le Creux du Van, la vallée de l'Areuse et celle de la Schüss au N. du Chasseral. Plus loin, vers le NE, après la barrière relativement élevée du Weissenstein, la crête du Jura s'abaisse de telle sorte que quelques sommets (Bölchen, Wiesenberg, Wasserfluh) devaient seuls émerger du glacier, et qu'à partir de la Staffelegg la chaîne devait être entièrement recouverte, à la seule exception de la Lägern. A ces langues du glacier du Rhône, qui traversaient ainsi le Jura, venaient s'ajouter des glaciers locaux, et la limite de cet ensemble, vers le NW, passe approximativement par les vallées du Surand et de l'Ain, par Bourg, Lons-le-Saulnier, Ornans, Rheinfelden et le versant méridional de la Forêt-Noire, pour atteindre la vallée de la Wutach.

Ainsi le glaciaire alpin est presque universellement répandu dans le Jura argovien et bâlois jusqu'à la vallée de l'Érgolz et celle du Frenkenbach, au Passwang et au Weissenstein. Il prend également une grande importance dans les Franches Montagnes jusqu'à Belleley, dans la région de Maiche à l'W du Doubs, du Russey, de Morteau, sur le plateau entre Pontarlier et Salins, etc.... Il contient, cela va sans dire, outre

les éléments provenant des Alpes une quantité considérable de matériaux enlevés au Jura lui-même. Entre le Mont Tendre et Bellegarde l'unique langue de glacier qu'a traversé la chaîne à Saint-Cergues a été trop minime pour influencer d'une façon appréciable sur la composition des moraines situées plus au N et le glacière de cette partie du Jura est exclusivement jurassien. Ce n'est qu'après avoir franchi la cluse du Rhône que le grand glacier alpin a pu s'épancher dans quelques vallées longitudinales du Jura et y jeter ses moraines caractéristiques.

D'après la répartition de cet ensemble morainique, qui appartient en entier à la glaciation du Riss, on peut fixer la limite correspondante des neiges persistantes à 1100 m. D'autre part, en étudiant la distribution de l'erratique dans l'intérieur des moraines externes, on peut se convaincre que les grands troncs glaciaires, tout en se soudant latéralement les uns aux autres, ont conservé leur individualité en cheminant parallèlement sur le plateau suisse et que, en second lieu, leurs dimensions relatives ont considérablement varié pendant les diverses phases de la grande glaciation.

Les **moraines de Würm** ou moraines internes sont en retrait beaucoup plus marqué relativement à celles de Riss en Suisse que devant le front des Alpes orientales, ce qui résulte évidemment du barrage formé par le Jura. Du côté du NE les moraines terminales des glaciers de la Linth et de la Reuss forment une large pointe vers le N entre les vallées de la Toess et de la Wigger; sur tout ce front elles dessinent un lobe accusé en avant dans chaque vallée, tandis qu'elles sont en retrait sur les dos d'âne mollassique. Elles se trouvent aux altitudes suivantes: 430 m. près de Bülach sur la Glatt, 400 m. près de Killwangen sur la Limmat et près de Mellingen sur la Reuss, 450 m. à Othmarsingen sur la Bünz, 510 m. à Zetzwil sur la Wyna, 500 m. près de Staffelbach sur la Suhr.

Devant le front de ces moraines internes apparaissent sur différents points d'autres moraines, dont le relief a été partiellement détruit et qui sont recouvertes par les alluvions de la dernière glaciation, ainsi près de Neuenhof dans la vallée de la Limmat, près de Birmensdorf dans celle de la Reuss, près de Seon dans celle de l'Aa. Ces moraines, considérées par M. Mühlberg comme faisant partie de l'avant dernière glaciation, doivent être considérées comme représentant une première crue de la dernière glaciation, qui a

été il est vrai séparée de la crue correspondant aux moraines internes principales par une phase de retrait assez longue; en effet leur démantèlement avancé indique leur âge relativement ancien, tandis que le fait que les alluvions qui en découlent se confondent bientôt vers l'aval avec celles des Basses Terrasses établit leurs relations avec la dernière glaciation.

Les moraines du **glacier de la Linth** sont très développées vers l'amont dans la région d'Uznach et de Reichenberg et ses blocs erratiques se retrouvent jusqu'à 1300 m. au Regelstein, à 1247 m. au Stöckerli à l'W du Wägghal; ses moraines atteignent encore le niveau de 1000 m. sur le versant N de la Hohe Rhone.

Les moraines du **glacier de la Reuss** s'élèvent jusqu'à 1150 m. au Rigi; ses blocs erratiques se retrouvent jusqu'à 1400 m. à la Hochfluh, jusqu'à environ 1200 m. au Rübberg.

En dedans des moraines internes on rencontre deux systèmes de moraines frontales de retrait, le premier à environ 5 ou 6 km. en arrière des moraines internes, le second à 11 km. en arrière du premier.

Les dépôts d'alluvions existant dans l'intérieur des moraines internes se répartissent de la façon suivante:

1^o Les **alluvions de la Glatt**, qui paraissent avoir formé primitivement une nappe continue et inclinée au NW entre Ottikon et Seebach, sont recouvertes par places par des moraines, avec lesquelles elles s'enchevêtrent localement; elles appartiennent évidemment à la glaciation de Würm.

2^o Les **alluvions du plateau de Menzingen** entre Lorze et Sihl se divisent, contrairement à l'opinion de M. Aepli, en deux niveaux absolument distincts; le premier bien développé au-dessus de la Lorze, se superpose à de la moraine à une altitude, qui passe de 560 m. à l'E de Baar à 612 m. en aval d'Egeri, où il s'enchevêtre avec de la moraine de la dernière glaciation; le long de la Sihl son niveau de base s'élève de 570 m. à Laubau et Mettel à 612 m. à la Waldhalde; ce dépôt peut être considéré comme s'étant formé pendant la phase de retrait de la glaciation de Würm (oscillation de Laufen). Le second complexe d'alluvions constitue entre Baar et Sihlbrugg une série de sommets, la Baarburg, le Josefs-gütsch, l'Oberkellenholz; il se superpose tantôt directement, tantôt avec une mince intercalation de moraine, à la Molasse; sa base est entre 642 et 655 m., sa surface entre 680

et 690 m.; il est nettement agglutiné, plus ancien sans doute que le précédent et a dû se déposer pendant la phase de retrait de la glaciation de Riss.

3° Les **alluvions de l'Albis et de l'Uetliberg** réduites à l'état de quelques lambeaux couronnant la crête, ont dû former une nappe continue superposée à la Mollasse suivant un plan incliné vers le N (870 m. à l'Albishorn, 845 m. à l'Uetliberg); elles sont fortement cimentées et leur décomposition est avancée; elles contiennent des intercalations franchement morainiques qui sont surtout abondantes vers la base. Ces dépôts correspondent vraisemblablement à la phase de retrait qui a suivi la glaciation de Mindel ou celle de Günz. Il existe ainsi entre Linth et Reuss trois systèmes d'alluvions superposés, correspondant aux phases de retrait de trois glaciations successives; soit l'état de conservation différent de ces trois dépôts, soit leur inclinaison générale vers le NW sans aucune contrepente rendent impossible l'hypothèse de MM. Heim et Aeppli, qui les attribue tous trois au Deckenschotter, et qui explique les irrégularités du niveau de base par des dislocations postérieures à leur formation.

Le bassin du **lac de Zurich** est incontestablement un tronçon surcreusé par le glacier; plusieurs des vallées latérales, le Wäggithal, les vallées du Rübibach et du Rütibach, débouchent dans la vallée de la Linth par des gorges à pente rapide et de formation récente; d'autre part les deux versants qui dominant le lac sont nettement coupés par un palier faiblement incliné vers l'axe de la vallée. Ce palier se suit sur la rive droite depuis la région de Rieden entre 720 et 630 m., par le versant S du Pfauenstiel entre 620 et 640 m., puis au-dessus de Meilen et Küssnacht entre 520 et 560 m., jusqu'à Hottingen entre 450 et 480 m.; il se raccorde nettement vers l'aval avec la Haute Terrasse et correspond au bord d'une ancienne vallée très large, datant de la période interglaciaire Mindel-Riss. Nulle part il ne présente de contrepente, ce qui exclut toute idée de dislocations postérieures à son établissement, telles que les a admises M. Aeppli. L'inclinaison inverse de certaines terrasses des bords du lac, qui a servi de point de départ à M. Aeppli pour admettre ces dislocations, est due à une toute autre cause; en réalité ces terrasses se sont formées grâce à la présence dans la Mollasse de couches alternativement dures et tendres, et leur forme est déterminée par celle des bancs durs; quand ceux-ci, qui sont presque horizontaux, plongent vers l'amont, la

terrasse qui correspond à leur surface plonge dans la même direction et présente par conséquent une inclinaison inverse, sans qu'aucune dislocation postglaciaire soit intervenue. Ainsi l'anticlinal formé par la surface de ces terrasses dans la région de Käpfnach coïncide exactement avec un anticlinal mollassique; de plus le plongement de la surface des terrasses est partout exactement le même que celui de la Mollasse, et les talus qui séparent les unes des autres les terrasses superposées, sont formés partout où l'observation a été possible par des bancs durs. Si M. Aepli n'a pas trouvé le même plongement pour la Mollasse et pour les terrasses, c'est qu'il l'a mesuré une fois perpendiculairement aux plis mollassiques, une autre fois parallèlement à l'axe de la vallée. Enfin les axes anticlinaux admis par M. Aepli pour les terrasses du bord du lac ne peuvent pas coïncider avec les ridements qu'il faudrait admettre, si l'on voulait comme l'a fait cet auteur, considérer les alluvions de Baar-Laubau, celles de la Baarbrug et celles de l'Albis-Uetliberg comme constituant une même nappe de Deckenschotter, postérieurement disloquée. Et les synclinaux admis par M. Aepli pour les terrasses ne correspondent pas non plus avec les régions basses du bassin du lac. Ainsi tout porte à croire que les terrasses classiques des bords du lac de Zurich sont des terrasses d'érosion, influencées dans leur forme non pas par des dislocations subséquentes, mais par la nature et la disposition des couches mollassiques, et que le bassin du lac est dû à un surcreusement glaciaire opéré pendant les deux dernières glaciations sans aucune intervention d'ordre tectonique.

La dépression de la Glatt, séparée de la vallée de la Linth par une crête dépassant de 110 m. seulement le niveau du lac, doit être envisagée comme une digitation du bassin de Zurich, dont le fond a été partiellement comblé par les alluvions de la dernière glaciation, et dans laquelle ont été créés d'une part le lac de Pfäffikon par un simple barrage morainique, d'autre part celui de Greifensee par un nouvel affouillement glaciaire dans la nappe d'alluvion et le dépôt vers l'aval d'une moraine frontale.

Le stade glaciaire de Bühl est indiqué en amont de Zurich par la moraine qui forme entre Pfäffikon et Rapperschwyl la presqu'île de Hurden; c'est à lui aussi qu'appartiennent plus au S les dépôts fluvioglaciaires du versant S de l'Unter Buchberg et ceux des environs d'Utnach. Près de cette dernière localité on a découvert sous ces formations des schistes charbonneux, qui correspondent sans doute à l'oscillation

négative d'Achen et qui indiquent un climat moins chaud que le climat actuel avec une limite des neiges persistantes située entre 1300 et 1800 m.

Comme celui de Zurich, le **lac de Lucerne** est le résultat d'un affouillement glaciaire. Sur les deux rives du lac d'Uri on retrouve entre 300 et 350 m. au-dessus de l'eau les restes d'un ancien fond de vallée, représentés par une terrasse faiblement inclinée vers le lac, dont la surface est côtelée par suite de l'inégale dureté des formations qu'elle coupe. Cette même terrasse existe, à l'état de lambeaux il est vrai, entre Brunnen et Vitznau à 250-300 m. au-dessus de l'eau, et elle paraît se raccorder vers l'W avec le plateau mollassique qui domine à l'W le lac de Küssnacht (650 m.). Partout la pente de cet ancien thalweg est normale de l'amont vers l'aval. Un surcreusement glaciaire tout semblable effectué par des digitations du glacier de la Reuss a été la cause essentielle de la formation des lacs de Loverz et de Zug et des bassins lacustres des vallées de l'Aa et de la Suhr; c'est à la même cause qu'il faut attribuer la faible pente de ces vallées.

Pendant le **stade de Bühl**, tandis que le bras du glacier de l'Aar qui traversait le Brunig étendait son front jusque contre le versant occidental du Bürgenstock, le glacier de la Reuss déposait ses moraines frontales dans la région de Kriens et de Lucerne, vers l'extrémité N du lac de Küssnacht et dans le bassin du lac de Zoug. En dedans de ces moraines de Bühl, il existe quatre systèmes de moraines de retrait, échelonnées à des intervalles de 4 à 6 kilomètres.

Entre les glaciers de la Reuss et de la Linth se développait pendant la période de Würm un **glacier de la Sihl**, qui s'étendait sur une longueur de 16 kilomètres jusqu'à Einsiedeln, et couvrait une superficie de 120 à 130 kilomètres carrés; d'après ces dimensions, on peut fixer la limite des neiges persistantes entre 1300 et 1350 m. Au même moment le **glacier de l'Emme** poussait son front jusqu'au delà d'Eggiwyl au N, et jusque près de Marbach dans la vallée de l'Ilfis à l'E.; il couvrait un territoire de 100 à 110 kilomètres carrés et correspondait à une limite des neiges persistantes située à 1350 m. Contrairement à une opinion émise récemment par M. Antennen, ce glacier devait être alors tout à fait indépendant de celui de l'Aar.

M. A. PENCK (82) a traité dans une conférence spéciale de la question de l'**origine des lacs subalpins**. Il reconnaît que

des mouvements tectoniques ont eu lieu pendant la période pleïstocène, mais il montre que la position de la plupart des lacs subalpins n'est déterminée en aucune façon par ces ride-ments, tandis qu'il existe au contraire une relation évidente entre la répartition de ces lacs et l'extension des glaciers qua-ternaires.

Il faut admettre qu'avant le grand développement des gla-ciers alpins une vaste pénélaine s'étendait devant le front des Alpes, et que les vallées alpines avaient un profil longi-tudinal normal sans contrepente et une section très élargie. Cette topographie a été modifiée ensuite par les glaciers dans le sens que le fond des vallées alpines a été recreusé en une tranchée moins largement ouverte, et que des contrepentes, par conséquent des bassins lacustres ont été créés par l'im-portance inégale qu'a prise le creusement glaciaire suivant la pression variable de la glace. Cet affouillement, beaucoup plus énergique dans les grandes vallées que dans les vallées secondaires, a été la cause que les secondes débouchent dans les premières notablement au-dessus de leur thalweg.

Aux abords du front des grands glaciers, sur la pénélaine préalpine, l'érosion a dû diminuer d'importance vers l'aval, en même temps que l'épaisseur de la couche de glace; la pente a donc été forcément réduite, et a pu, en de nombreux points, devenir nulle ou même inverse; des cuvettes d'érosion se sont formées, tandis que vers l'aval les moraines frontales se déposaient, constituant un barrage plus ou moins impor-tant. Ainsi se sont formés en Suisse de très nombreux bas-sins lacustres et ce type topographique est particulièrement classique pour notre pays.

M. J. FRÜH (75) a étudié en détail un gisement de **Loess des environs d'Andelfingen** (Zurich), qui se trouve sur le flanc SW du Mühleberg, superposé à la moraine de fond de la dernière glaciation. Ce sable est jaunâtre, très fin, avec pré-dominance de grains ne dépassant pas 0.005 de diamètre. Les éléments sont en général anguleux et comprennent sur-tout du quartz et du mica, en proportion importante du feld-spath et de la calcite, en petite quantité des microcristaux de hornblende, d'augite et de rutile, ainsi que des fragments de spicules siliceux. Le Loess n'est ni agglutiné, ni stratifié; il montre une structure poreuse avec les fines tubulures carac-téristiques. Il ne peut donc pas être considéré comme un dépôt fluviatile ou lacustre, d'autant moins qu'il tranche net-tement par sa structure et sa couleur avec les formations mo-

rainiques sous-jacentes ; son origine est incontestablement éolienne, comme celle du Loess en général, et il renferme les fossiles caractéristiques de ce terrain : *Pupa muscorum* L., *Succinea oblonga* Drap., *Helix hispida* L.

Un autre gisement analogue a été mis au jour, un peu à l'W du sommet du Mühleberg, et il paraît probable, d'après diverses observations faites par l'auteur, que le Loess est assez répandu dans toute cette région. Ces dépôts ont du se former immédiatement après la dernière glaciation, avant que la végétation ait repris possession de ces territoires.

M. F.-G. BONNEY (74) a attiré l'attention sur le danger d'assimiler trop facilement aux moraines des formations qui leur ressemblent, tout en ayant une origine absolument distincte. En effet, la descente de torrents de boue, assez fréquente dans les pays montagneux, accumule au bas des pentes des amas de débris, qui sont dans certains cas difficiles à distinguer des moraines.

Diverses formations, considérées comme déposées par des glaciers, doivent rentrer beaucoup plutôt dans la catégorie des coulées de boue ; tel est le cas en particulier d'une série de grands cônes de débris qui, en aval d'Andeer, s'appuient contre le flanc gauche de la vallée. De même le dépôt terreux à blocs, dans lequel sont taillées les fameuses roches perchées d'Useignes, dans le Val d'Hérens, paraît être plutôt une avalanche de boue qu'une moraine ; une origine analogue semble probable pour les graviers dans lesquels sont modelés les piliers de Stalden, dans la vallée de la Viège, et il faut admettre que bon nombre de soi-disant moraines sont dues à des phénomènes semblables.

Dans une étude sur les **formations quaternaires des environs de Montreux**, M. ST. MEUNIER (77) a développé certaines idées qui contrastent absolument avec quelques notions généralement admises dans notre pays. Parmi les dépôts pleistocènes de cette région il distingue :

1° Les tuffs calcaires sont abondants, ce qui s'explique du reste facilement par la part prédominante que prend le carbonate de chaux dans la constitution du Jurassique et du Crétacique dans les chaînes voisines. Leur dépôt est dû le plus souvent à l'intervention de végétaux inférieurs et spécialement d'algues. Ils se sont formés dès le début des temps quaternaires jusqu'à nos jours.

2° Le lit des torrents est souvent encombré par des amas,

non ou imparfaitement triés, de blocs, de graviers, de sable et de boue, qui proviennent en partie des transports opérés par le cours d'eau, en partie de chutes de pierres et de glissements de terrain sur les flancs du ravin. A la sortie des vallées torrentielles, de vastes deltas boueux se sont formés à une époque déjà ancienne et, si la forme en éventail a été détruite subséquemment par l'érosion, ces dépôts, caractérisés par la prédominance des matériaux fins et par l'absence de triage marqué, peuvent être facilement confondus avec d'anciennes moraines.

3° Le bas des pentes est généralement couvert par un placage très inégalement incliné et formé de blocs, de graviers, de sable et de boue, dans lequel les éléments sont souvent en partie polis et striés, et qui s'appuient fréquemment sur des surfaces rocheuses émoussées et comme polies. Ces dépôts, qui résultent d'éboulements ou de glissements successifs, montrent dans nombre de cas une sorte de stratification oblique; ils simulent par plusieurs caractères les formations morainiques et ont en fait donné lieu à de fréquentes confusions.

M. St. Meunier montre ensuite l'action considérable qu'exercent dans tous les sols terreux l'érosion pluviale, dont l'un des effets les plus caractéristiques est connu sous le nom de « pyramide des fées, » et le ruissellement qui, en s'attaquant à toutes les aspérités, tend à adoucir constamment les formes du relief. D'autre part, les eaux superficielles provoquent dans les terrains boueux des glissements constants, par conséquent des frottements des éléments les uns contre les autres, et ainsi une usure, un polissage, un striage des blocs et graviers.

Tandis que dans l'action des cours d'eau, on ne tient généralement compte que de l'effet produit par le filet d'eau superficiel, il faut en réalité faire intervenir toute l'eau qui circule soit dans les amas encombrant le lit, soit dans le sol ambiant; cette eau est, en effet, capable d'entraîner une quantité importante de matériaux et contribue ainsi d'une façon effective à l'érosion torrentielle, particulièrement à l'érosion régressive. Or c'est cette dernière qui, en prolongeant constamment vers l'amont ses tranchées, tend à diviser tout pays montagneux en segments délimités par un réseau orthogonal de coupures profondes, et provoque d'innombrables captages. Des pentes, primitivement continues dans une même direction, peuvent ainsi avoir été coupées par une profonde

tranchée; aussi, pour comprendre l'origine de certains dépôts à blocs, séparés de leur point d'origine par une de ces vallées relativement récentes, est-il nécessaire de rétablir l'ancienne topographie avec la pente non interrompue. De cette façon, on arrive à envisager comme placages d'éboulement ou comme avalanches de boue des formations que la plupart des auteurs considèrent à tort, en se basant sur la topographie actuelle, comme des formations erratiques. L'auteur cite ici comme exemple un bloc de poudingue du Chaussy, qui existe sur le versant occidental du col de Jaman, et pour lequel M. Schardt a admis une origine erratique et un transport effectué par le glacier du Rhône, tandis qu'il a été probablement amené sur son emplacement actuel par un torrent descendant de la chaîne du Chaussy dans la direction de Jaman avant le creusement de la vallée de l'Hongrin.

Les eaux, qui circulent dans les placages caillouteux, leur enlèvent sans cesse soit par dissolution, soit par lavage, une quantité importante de matériaux, et la diminution de masse qui en résulte provoque un tassement continu, un mouvement de descente presque ininterrompu. Par ce fait, les éléments du placage subissent des frottements incessants; ils s'usent, arrondissent leurs angles, diminuent de volume, se polissent et se couvrent de stries, prenant une analogie remarquable avec des éléments morainiques. Ainsi il y a passage graduel d'un dépôt constitué essentiellement par des produits anguleux de la désagrégation atmosphérique à une formation dont les éléments sont arrondis, polis ou striés; et, par le même mouvement de descente, les surfaces rocheuses sous-jacentes sont usées, polies et striées.

De ce qui précède l'auteur conclut:

Il est facile d'expliquer l'origine lointaine des blocs dits erratiques des Préalpes vaudoises en faisant intervenir des épanchements boueux, qui sont capables d'entraîner fort loin des matériaux même volumineux.

La présence de galets polis et striés dans un dépôt n'implique pas forcément une origine glaciaire, elle s'explique souvent par le mouvement de descente qui affecte tous les placages. Il semble même évident que, si les stries des galets contenus dans les formations considérées comme moraines de la période glaciaire dataient d'une époque aussi lointaine, elles auraient depuis longtemps disparu par corrosion.

Aussi M. Meunier affirme-t-il qu'il ne connaît dans la région des Préalpes qu'il a parcourue aucun vestige direct de l'existence de glaciers.

Le phénomène glaciaire dépend sous chaque latitude exclusivement de l'altitude; les vicissitudes de l'évolution d'un glacier sont des conséquences de son action dénudatrice, elles ne dépendent pas de conditions générales variant avec le temps. Ainsi, si les glaciers alpins ont pris une extension particulièrement grande après le soulèvement des Alpes, cela tient au fait que celles-ci ont atteint alors leur altitude maximum. Ensuite, les glaciers agissant comme facteur de dénudation excessivement puissant, ont abaissé le niveau des montagnes qui les portaient, ils ont ainsi diminué leurs champs d'alimentation et ont travaillé à leur propre réduction, qui se poursuit encore de nos jours. Quant aux retours offensifs qui ont interrompu le recul de tous les glaciers, on n'a aucune raison plausible de les considérer comme s'étant produits simultanément lors de grandes crues générales, et de les attribuer à une seule et même cause. Chaque progression d'un glacier doit être envisagée comme un phénomène individuel et indépendant, dû à une cause locale, et cette cause doit être cherchée dans l'érosion glaciaire régressive. Un glacier comme un cours d'eau peut, en éliminant la ligne de faite qui le sépare d'un glacier voisin, s'emparer de ce dernier et augmenter d'autant son volume; il se prépare de cette façon une crue qui peut être considérable; puis lorsque l'effet de ce captage a produit son effet complet, la dénudation et l'abaissement général du niveau qui en résulte reprennent leur rôle normalement et la décrue recommence.

S'il faut admettre une extension particulièrement grande des glaciers alpins, les dépôts morainiques qui correspondent à cette vaste glaciation sont trop anciens et trop facilement attaquables par les phénomènes de corrosion et d'érosion pour avoir pu être conservés jusqu'à nos jours. Les seuls vestiges certains qui en restent se réduisent à quelques blocs erratiques épars.

M. ST. MEUNIER (78) revient plus brièvement sur la question des **galets striés** dans une seconde note consacrée aussi spécialement aux environs de Montreux, et soutient que la présence de ces galets dans un dépôt n'implique en aucune façon pour ce dernier une origine glaciaire, comme on l'admet presque généralement depuis Agassiz.

Il prend comme exemple la falaise qui s'élève au-dessus de la baie de Clarens sur la rive gauche au lieu dit « en Saumont. » Ce gisement comprend une argile grise dans laquelle sont empâtés d'innombrables cailloux de toutes

formes et de toutes dimensions, dont la plupart sont calcaires, tandis que d'autres appartiennent à des grès ou à diverses roches cristallines; les galets calcaires sont arrondis et polis. Ce dépôt, en tous cas très épais, recouvre les deux rives du torrent, il se poursuit le long des cours d'eau affluents, et des formations analogues se retrouvent le long du Chauderon; or partout on peut observer une disposition obliquement stratifiée des éléments, qui ne s'accorde pas avec une origine morainique, tandis qu'elle correspond à la stratification des éboulis ou des coulées de boue.

L'auteur a observé d'autre part sur la route de Glion aux Avants le passage absolument graduel des formations à galets polis et striés aux éboulis typiques à éléments anguleux. Ailleurs, dans les environs de Brent il a constaté que dans un même placage boueux à pierrailles les éléments restent anguleux là où cette formation repose sur une surface peu inclinée, tandis qu'ils deviennent de plus en plus arrondis, polis et striés là où la pente augmente.

Ainsi les placages boueux en question, considérés presque toujours comme des moraines, seraient simplement des éboulis, attaqués par les eaux d'infiltration, subissant de ce fait un mouvement de tassement continu, et dont les éléments calcaires ont été usés, arrondis, polis et striés pendant ce mouvement de descente par les innombrables frottements, auxquels ils ont été exposés. La possibilité d'un polissage et d'un striage des éléments tendres pendant un tassement prolongé, tel que l'admet M. Meunier, est du reste incontestable, et a été démontrée par lui-même à la suite d'expériences faites avec des boules polies de plâtre noyées dans un mélange de sable quartzueux et de sel marin soumis à une dissolution lente par l'eau.

Les conclusions de ce travail sont sensiblement les mêmes que celles de l'étude analysée ci-dessus; l'auteur y nie le caractère glaciaire des formations considérées comme telles dans les Préalpes vaudoises, et il explique la présence dans cette région des blocs dits erratiques par un transport effectué par les cours d'eau à un moment, où la topographie générale des Alpes et des Préalpes n'avait pas encore été déchiquetée par l'érosion torrentielle, où par conséquent des pentes, aujourd'hui coupées par une ou plusieurs vallées, étaient encore continues.

M. B. AEBERHARDT (73) a cherché à établir une classification des formations quaternaires des environs de Bienne.

Entre Bienne et Brügg affleurent une succession de strates d'argile, de sable et de graviers fins, dans lesquelles abondent les fragments de Portlandien jurassien, tandis que les calcaires infracrétaciques y sont très rares et que les éléments alpins y manquent complètement. Ce complexe, qui est recouvert par de la moraine de la dernière glaciation, a été vraisemblablement déposé par la Suze dans un lac de Bienne interglaciaire, dont le niveau devait dépasser 450 m.

A l'E le lac de Bienne est dominé par une terrasse d'alluvions, d'un km. de longueur sur 500 m. de largeur qui porte les villages de Sutz et de Gerolfingen. Ces dépôts, régulièrement stratifiés et intercalés entre 2 moraines profondes à éléments rhodaniens, sont formés en grande partie par des galets suprajurassiques et infracrétaciques jurassiens et ne contiennent que fort peu de roches valaisannes; ils ont dû être amenés par la Thièle et la Menthoue, qui coulaient alors parallèlement jusqu'en aval du Jolimont pour se réunir au N de l'île Saint-Pierre. Dans la période qui précède l'avant-dernière glaciation ces deux cours d'eau avaient abaissé leur lit jusqu'au niveau de 440 m. Pendant la grande extension du glacier du Rhône leurs vallées ont été tapissées par de la moraine profonde, sur laquelle sont venues se superposer après le retrait du glacier les alluvions de niveau de Sutz. Ensuite une nouvelle phase d'affouillement a entamé cette nappe de graviers récente, n'en laissant subsister que des lambeaux, puis la dernière glaciation a couvert le pays de ces moraines.

Une terrasse correspondant comme niveau et comme âge à celle de Sutz s'étend au pied de la colline mollassique de Kerzers-Bargen. Les alluvions ont subi ici une érosion considérable avant le dépôt de la moraine néoglaciale, qui les recouvre par places suivant un plan incliné de 45°; elles renferment abondamment des calcaires alpins, des grès du Flysch, des porphyres et des quartzites de la Nagelfluh, mais aucun de leurs éléments n'indique une origine rhodanienne. Aussi semble-t-il probable que nous ayons ici un dépôt effectué par la Broye avant la formation du lac de Morat et avant la dernière glaciation.

Des alluvions correspondantes se superposent dans la région de Treiten, Finsterhennen, Siselen, Walperschwyl, Bühl et Lyss, au niveau de 460 m., tantôt directement sur la Mollasse, tantôt sur la moraine de fond de l'avant-dernière glaciation, et ici encore les éléments typiques des moraines rhodaniennes manquent absolument.

Au N et à l'E de Bienne M. Aeberhardt a retrouvé des lambeaux de deux nappes d'alluvions supérieures. L'une est représentée au Büttenberg et au-dessus d'Arch entre 530 et 550 m. par des dépôts stratifiés, constitués par des galets de Nagelfluh, de grès du Flysch, de calcaires alpins, de granites de Habkern et du Grimsel et ne contenant pas de roches valaisannes; elle a été créée probablement par l'Aar, la Sarine et la Broye et n'a en tous cas aucune relation possible avec le bras rhénan du glacier du Rhône. La seconde nappe d'alluvions existe sur le flanc S du Frienisberg entre Bienne et Berne sous la forme d'un poudingue fortement agglutiné avec de nombreux galets de calcaire blanc, mais sans aucun élément d'origine valaisanne. Ce dépôt, qui occupe le niveau de 680 m., doit être attribué à l'Aar à un moment où celle-ci n'avait creusé encore qu'un chenal de 100 m. environ dans le plateau mollassique.

D'après les observations qui précèdent M. Aeberhardt a reconstitué comme suit les phases successives de la formation des vallées:

A la fin des temps tertiaires, le Seeland avait la forme d'un plateau faiblement incliné du S au N, et limité par un Jura encore peu élevé. C'est alors que des rivières descendant des Alpes se sont creusées dans ce plateau des vallées jusqu'au niveau de 700 m., puis ont, par leurs divagations, établi à ce même niveau une pénéplaine, que ne dominèrent plus que quelques îlots, dont le Frienisberg est le seul important.

Cette phase d'érosion a été suivie par un alluvionnement, qui paraît correspondre à celui du Deckenschotter, sans que rien n'indique s'il a été purement fluvial, ou s'il s'est produit devant le front de grands glaciers.

Ensuite l'érosion a repris et le niveau des rivières s'est abaissé finalement jusqu'à 530 m. environ. C'est sur les thalwegs élargis ainsi formés que se déposèrent de nouvelles alluvions, dont celles du Büttenberg et d'Arch sont des restes. La composition de ces dépôts, qui ne comporte aucun élément d'origine valaisanne et que fort peu de galets d'origine jurassienne, montre d'une part qu'il ne peut pas s'agir ici d'une formation dépendant en aucune façon du glacier du Rhône, d'autre part que le Jura était loin alors d'avoir son altitude actuelle; de la fréquence dans ces alluvions des roches provenant des Alpes bernoises, on peut conclure que l'Aar a été le principal agent de cet alluvionnement, et que le cours de cette rivière n'était pas encore coupé par les lacs de Thoune et de Brienz. Les dépôts de Büttenberg et d'Arch

sont non seulement plus anciens que l'avant-dernière glaciation, mais ont subi avant cette dernière une longue phase d'érosion; ils correspondent donc, non aux Hautes Terrasses, mais au Deckenschotter inférieur.

La phase d'érosion, qui a suivi le dépôt des alluvions du Büttenberg a abaissé le seuil des vallées jusqu'à 460 m.; puis l'avant-dernière glaciation s'est produite, couvrant la région de moraines de fond, et arrondissant les formes du relief.

Une fois le glacier retiré de nouveau dans les Alpes, la Broye déposa les alluvions de Kerzers, Finsterhennen, Bühl, etc..., la Thièle celles de Sutz, qui peuvent être parallélisées avec les Hautes Terrasses. L'abondance des galets jurassiens dans les graviers de Sutz doit être la conséquence d'un soulèvement important du Jura.

Après une dernière phase d'érosion, qui abaissa le niveau des rivières plus bas que leur niveau actuel, le glacier du Rhône envahit une fois encore la région, sur laquelle il laissa en se retirant le puissant complexe des moraines récentes; puis se déposèrent les alluvions de retrait (Basses Terrasses), qui comblèrent les fonds de vallées.

L'hydrologie de toute cette partie du plateau mollassique a été à plusieurs reprises modifiée; ainsi l'Aar paraît avoir creusé d'abord la vallée de l'Urteren, puis celle de Schüpfen; la Sarine semble avoir coulé d'abord par Ottiswyl et la vallée du Limpbach, puis par Diesbach et Oberwyl. D'autre part on peut considérer comme probable qu'avant la dernière glaciation la Menthoue et la Thièle coulaient parallèlement jusqu'en aval de l'île Saint-Pierre, et que de là la Thièle suivait le pied du Jura jusqu'à Longeau, pour rejoindre l'Aar à l'extrémité orientale du Büttenberg. De même la petite Glane et la Broye occupaient deux vallées distinctes, séparées par les hauteurs de Treiten, Siselen et Bühl, pour se rejoindre en aval de ce dernier point.

Etant donné la présence à Sutz, à Kerzers, à Finsterhennen, etc..., d'alluvions nettement fluviales édifiées par la Thièle, la Menthoue, la Broye, on est obligé de considérer les lacs de Neuchâtel, Biemme et Morat, comme plus récents que la dernière glaciation. Il existait incontestablement déjà auparavant des lacs dans la même région, mais ces lacs avaient un niveau et une extension toute différente des lacs actuels. Ces derniers doivent vraisemblablement leur origine d'une part à l'érosion glaciaire qui a surcreusé par places les anciens fonds de vallée, d'autre part à des ridements tectoniques en relation avec le soulèvement du Jura. Il est possible

que l'Aar et la Sarine aient contribué, en jetant leurs alluvions en travers des vallées de la Broye et de la Thièle, à exhausser le niveau des lacs situés en amont, mais cette action n'a pu jouer qu'un rôle secondaire dans la création des bassins lacustres.

Enfin l'absence complète d'éléments rhodaniens dans les alluvions de la région du Seeland montre clairement le non-fondé de toute hypothèse faisant couler le Rhône vers le NE, soit par la vallée de la Venoge et la dépression du lac de Neuchâtel, comme l'admettait Rütimeyer pour la période pleistocène, soit par la vallée morte d'Attalens et la vallée de la Broye, comme l'a proposé récemment pour la période pliocène M. Lugeon.

M. H. SCHARDT (88) a constaté au S de la route de Champion à Anet l'existence de véritables **dunes** bien reconnaissables soit par leur forme, soit par la nature du sable qui les constitue, qui forment les collines du Dähliandhubel et du Islerenhölzli. Ces dépôts, accumulés par des vents venant du NE, sont en relation avec l'extension considérable des terrains morainiques dans cette direction; ils sont nettement plus anciens que la tourbe.

A la gare d'Anet, des travaux récents ont mis à jour un ancien delta, caractérisé par l'abondance des éléments jurassiens, et recouvert d'abord par un limon lacustre, puis, du côté de l'W, par une moraine avec quelques cailloux jurassiens. M. Schardt attribue ce dépôt curieux, situé à 30 m. au-dessus du niveau du lac de Biemme, à la phase de retrait de la dernière glaciation, et se demande s'il n'y a pas là un phénomène en relation avec la récurrence des glaciers jurassiens lors du retrait du glacier du Rhône.

M. H. SCHARDT (87) a signalé l'existence dans la combe hauterivienne des Fahys, près de Neuchâtel, et sur le côté N du ravin de Monruz, d'un dépôt de **marne tuffeuse** blanchâtre, avec *Zonites nitidosa* Fer., *Patula rotundata* Müll., *Clausilia rugosa* Drap., *Limnea truncatula* Müll., *Planorbis rotundatus* Poir. Ce dépôt, épais de plus de 3 m. et supporté probablement par de la moraine, semble être dû au ruissellement d'eau calcaire; il est coupé par le ravin préglaciaire de Monruz et a depuis longtemps cessé de s'accroître.

M. H. SCHARDT (85) décrit une **couche de tourbe**, qui sur l'emplacement du Locle, existe à 4 ou 5 m. de profondeur, sous un complexe de limon et de gravier. Cette formation,

constituée par des débris de Carex, de roseaux, d'aulnes et de bouleaux, a dû se former dans un marais sujet aux inondations ; elle repose sur une couche très épaisse de limon datant probablement de la période glaciaire ; sous le temple du Locle, elle est interrompue par une sorte de dôme de calcaire oeningien, duquel sortent de nombreuses venues d'eau.

M. H. SCHARDT (86) a observé dans les exploitations de marnes aquitaniennes de Couvet (Val de Travers) un curieux exemple de **laminage glaciaire**. Les marnes, qui plongent d'une façon générale au SE, vers l'intérieur de la montagne, s'incurvent près de leur contact avec la moraine, de façon à plonger inversément au NW, parallèlement au talus. En outre, la surface de la masse est comme dentelée en une série de feuillets distincts, qui pénètrent en coin dans la moraine superposée. Ce phénomène doit évidemment s'expliquer par une déformation plastique des têtes de couches, un étirement produit par la poussée de la glace descendant sur le flanc de la montagne.

Un cas analogue de laminage glaciaire, s'exerçant cette fois sur la Mollasse marine et l'Oeningien, a été mis à jour par les travaux d'établissement de la plateforme de la nouvelle gare de la Chaux-de-Fonds.

Dans l'étude géologique de la région des **Gorges de l'Areuse**, faite par MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS, les auteurs consacrent un chapitre spécial aux formations glaciaires (53). Celles-ci se rattachent d'une part au glacier du Rhône, d'autre part au glacier jurassien du Val de Travers. La moraine du glacier du Rhône tapisse en divers points le fond des gorges, prenant tantôt la forme d'argiles feuilletées (entre Noiraigue et le Saut-de-Brot, près de Champ du-Moulin), tantôt celle d'argiles à galets, tantôt celle de graviers plus ou moins nettement stratifiés.

Pendant la phase de retrait du glacier du Rhône les glaciers jurassiens ont pris possession d'une partie de l'espace laissé libre ; celui du Val-de-Travers en particulier a poussé son front jusque sur le plateau de Perreux et la région de Bôle-Colombier, où il a laissé un système bien reconnaissable de moraines frontales. Ensuite ce glacier s'est retiré à son tour et son émissaire torrentiel a déposé entre Chanélaz et Cortaillod le vaste delta, qui correspond à un niveau du lac supérieur de 40 m. au niveau actuel.

Il semble qu'il ait existé en outre un glacier dans la vallée des Ponts et trois petits glaciers suspendus sur les flancs de

la vallée de l'Areuse, le premier au-dessus de Prépunel, le second sur les flancs du Solmont, le troisième dans le cirque du Creux du Van. C'est très probablement comme moraines de ce dernier qu'il convient d'envisager l'énorme amas détritique d'origine exclusivement jurassienne qui existe entre la Ferme Robert et l'Areuse et que Du Pasquier avait assimilé à un cône d'éboulement.

La plaine d'alluvions du Champ-du-Moulin doit correspondre à un lac né après le retrait du glacier du Val-de-Travers à la suite d'un éboulement ayant formé barrage. Quant au lac de Noiraigue il a été la conséquence de l'accumulation vers l'aval par le glacier du Creux du Van d'une quantité considérable de matériaux morainiques et il a disparu par l'érosion de ce barrage.

Faunes pleistocènes. — M. E. RENEVIER (84) a signalé la découverte faite à Grandcour (Vaud) dans la tourbe d'un squelette assez complet d'élan (*Cervus alces*), une espèce qui ne vit plus actuellement que près du pôle.

La Revue pour 1902 signalait déjà une étude préliminaire de M. Th. STUDER sur la faune du **Kesslerloch**, station paléolithique des environs de Schaffhouse. Depuis lors le savant professeur de Berne a mené à bien l'examen détaillé des ossements mis au jour par les récentes fouilles entreprises dans cette station par M. J. NUESCH (91). Il y a reconnu les restes suivants :

Felis manul est représenté par un fragment de mandibule avec une carnassière particulièrement forte, et par 2 extrémités distales d'humerus, qui montrent une épiphyse puissamment construite et un foramen épicondylien allongé et étroit.

Canis lupus, dont on a retrouvé plusieurs fragments de mâchoires et divers os des membres appartenant probablement à 5 individus de grande taille, présente des variations importantes, sans qu'il y ait lieu du reste d'établir des distinctions spécifiques.

Vulpes alopec. 15 fragments de mâchoires, appartenant à cette espèce, montrent des dimensions relativement grandes et de puissantes carnassières.

Leucocyon lagopus a, comparé à l'espèce précédente, un museau plus court, une dentition plus serrée et une M_2 inférieure toute différente.

Mustela martes est représentée par un radius et une demi mandibule.

Lutra vulgaris. Une demi-mandibule indique un individu relativement fort.

Ursus arctos. Dents isolées, 1 fragment d'humerus et 6 phalanges.

Crocidura araneus. 1 bassin, 1 humerus, 1 tibia.

Lepus timidus est représenté par des restes particulièrement abondants, qui indiquent une race forte; la branche horizontale de la mandibule en particulier est massive et haute, comme chez le lièvre blanc du Groenland.

Arctomys marmotta. 1 incisive et 1 tibia.

Spermophilus guttatus, 1 mandibule de détermination douteuse.

Spermophilus rufescens. 1 fragment d'humerus, 1 fragment de cubitus, 1 fémur et 4 tibias.

Cricetus vulgaris. 1 mandibule.

Microtus terrestris. 1 fémur, 1 tibia.

Dicrostonyx torquatus. 4 mandibules et 2 fragments de mandibules.

Myoxus glis. 3 fragments de mandibules.

Castor fiber. 1 humerus.

Elephas primigenius est représenté par plusieurs molaires, des défenses et un assez grand nombre d'os, dont beaucoup appartiennent à des individus jeunes; ces os sont presque tous brisés.

Rhinoceros tichorhimus. 1 prémolaire, 1 fémur, 1 vertèbre, 1 fragment de bassin ayant probablement fait partie d'un seul individu.

Equus caballus n'est connu au Kesslerloch que par un fragment de crâne, 1 demi-maxillaire avec la série dentaire complète, 2 vertèbres, 1 scapulaire, 1 métatarse et 1 astragale. Ces restes correspondent à une petite variété analogue au cheval du Schweizersbild et à celui du Pleïstocène de France et d'Italie. Cette race préhistorique était caractérisée par la longueur de sa série dentaire, les grandes dimensions de ses incisives, la forme massive de ses maxillaires et la grosseur de ses membres.

Equus hemionus est ici beaucoup mieux représenté qu'au Schweizersbild par une série dentaire supérieure gauche complète, un fragment de maxillaire, 1 fragment de mandibule avec les 6 incisives, des dents isolées et 1 os du pied. Les molaires sont courtes (50 à 60 mm.) avec une couche d'émail épaisse, peu plissée et fortement saillante; les incisives sont étroites et épaisses.

Sus scrofa, une diaphyse d'humerus d'un jeune.

Rangifer tarandus. Les restes de cette espèce semblent se répartir entre au moins 300 individus; quoiqu'ils soient presque tous brisés on peut constater qu'ils appartenaient à une forme un peu plus grande que le renne domestique actuel.

Rupicapra tragus. 2 molaires et quelques débris d'os des membres ayant fait partie d'un grand individu.

Capra ibex. Le bouquetin est représenté par quelques dents isolées, 1 fragment de mandibule, 1 scapulaire et 1 astragale. Les dents sont extraordinairement longues et les molaires atteignent 52 mm. de hauteur.

Bison priscus.

Bos primigenius.

Parmi les oiseaux M. Studer a déterminé les espèces suivantes: *Cervus corax*, *Cervus coronae*, *Turdus pilaris*, *Lagopus alpinus*, *Lag. albus*, *Anas boschas*. Un seul reptile, *Tropidonotus natrix* a été découvert.

Il convient pour avoir une idée complète de cette faune d'y ajouter quelques espèces déterminées précédemment par Rüttimeyer et non retrouvées par M. Studer, soit:

Felis leo L.	Cervus elaphus L.
Felis catus L.	Turdus iliacus L.
Lyncus lynx L.	Pandion haliaetus L.
Gulo luscus L.	Cygnus musicus L.
Lepus europeus L.	Anser cinereus L.
Microtus nivalis Mart.	Rana sp.

La faune du Kesslerloch diffère de celle de la station voisine du Schweizersbild par le nombre relativement grand d'habitants des forêts et par le rôle beaucoup plus important qu'y jouent le mammoth et le rhinocéros; le mammoth servait incontestablement de nourriture aux troglodytes de cette caverne. Certaines des espèces trouvées au Kesslerloch comme le lion, le loup, le renard, le castor, le sanglier, le cerf, etc... faisaient déjà partie de la faune de plaine préglaciaire; d'autres, comme la marmotte, le chevreuil, le chamois, appartiennent à la faune alpine; d'autres, comme le cricet, le spermophile, le cheval, l'hémione sont des habitants des steppes; d'autres, comme le renard blanc, le glouton, le lièvre blanc, le lemming à collier, le mammoth, etc... représentent la faune des toundras; d'autres, comme le lynx, l'ours, la marte, le sanglier sont des habitants des bois; enfin d'autres, comme le canard, l'oie, le cygne, le castor sont des animaux aquatiques. Nous trouvons ainsi réunis les restes de 6 faunes

distinctes et cet assemblage a été évidemment créé par l'homme chasseur, qui, grâce aux conditions géographiques spéciales du moment, en particulier grâce à la proximité relative des grands glaciers subalpins, trouvait non loin de sa demeure, vers le S la faune alpine et la faune des toundras, dans les vallons du Jura la faune des forêts et la faune aquatique et plus au N la faune des steppes et des plaines.

Stations et populations préhistoriques. — C'est en 1874 que M. F. de Mandach découvrit dans la grotte du **Dachsenbüel** entre Herblingen et le Schweizersbild au N de Schaffhouse une sépulture contenant deux squelettes humains et divers objets travaillés de l'époque néolithique. M. J. NUESCH (79) vient de refaire une étude détaillée de ces trouvailles, qui étaient restées complètement oubliées dans les tiroirs du Musée de Schaffhouse.

Les objets travaillés se répartissent comme suit :

a) Les silex sont tous exclusivement taillés et comprennent les types habituels : couteaux, scies, ciseaux, etc....

b) Les objets confectionnés en bois de cerf indiquent un travail soigné ; ce sont 1 ciseau, 1 pointe de lance cassée, 1 poinçon et une sorte de bâton poli et arrondi à son extrémité.

c) Comme objets d'ornement on a trouvé une sorte de perle en silex rouge percée à ses deux extrémités, une défense de sanglier percée à la racine, un collier formé de 25 coquilles de *Teredo mediterranea*.

d) Quelques débris de poteries, trouvés en dehors de la sépulture, et qui peuvent non seulement n'être pas contemporains de celle-ci, mais appartenir à des époques diverses, sont confectionnés avec une argile grise grossière ; ils ne portent aucune ornementation et ne montrent qu'extérieurement des traces de cuisson. De deux fragments plus soignés provenant de la même grotte l'un possède des ornements rudimentaires, l'autre est encore pourvu de son anse.

L'absence complète de pierres polies et de poteries dans la sépulture de Dachsenbüel montre que celle-ci ne peut appartenir qu'à une phase ancienne des temps néolithiques, tandis que la confection très soignée des objets en bois de renne exclut toute idée d'un âge paléolithique.

Les débris d'ossements trouvés autour de ce tombeau appartiennent probablement à des époques relativement récentes. M. MAX SCHLOSSER, qui les a examinés, y a reconnu

des restes de renard, de chien, de blaireau, de fouine et de divers animaux domestiques.

Quant aux restes humains, ils appartenant à 8 squelettes, dont 4 correspondaient à des adultes de la grande race, 2 à des adultes de pygmées et 2 à des enfants. Dans le tombeau, entouré de grosses pierres, se trouvaient les squelettes presque intacts d'un homme de la grande race et d'une femme pygmée; les autres ossements humains étaient en dehors de cette sépulture, mais sous la grotte.

Les ossements de pygmées, trouvés au Dachsenbüel, ne présentent en aucune façon des caractères de dégénérescence, tandis qu'ils diffèrent par certains traits bien typiques de ceux des hommes de la grande race. Nous avons donc affaire ici à une race spéciale, dont on découvre des représentants toujours plus nombreux dans les stations préhistoriques d'Europe, et qui est du reste encore représentée de nos jours. Cette race pygmée a constitué probablement la population primitive de notre continent et a vécu ensuite longtemps à côté de la grande race.

L'examen détaillé de ces restes humains de Dachsenbüel a été entrepris par M. J. KOLLMANN (76), qui malheureusement n'a pu retrouver qu'une partie des ossements déterrés par Mandach. Les débris des deux squelettes de pygmées ont été mêlés, les crânes manquent et les os des membres ne sont que partiellement conservés. Les éléments qui subsistent suffisent pourtant pour démontrer d'abord la taille très petite des individus auxquels ils appartenant, ensuite l'absence complète de tout caractère de dégénérescence et la présence de traits particuliers indiquant une race différenciée, semblable aux pygmées actuels.

Passant ensuite à des considérations d'ordre purement anthropologique et reprenant les données assez nombreuses qu'on possède actuellement sur les races naines, M. Kollmann établit la descendance de l'homme comme suit : Le type primitif était un pygmée d'un aspect uniforme et habitant une région d'abord limitée; puis cette race ancienne s'est multipliée, s'est répandue sur des territoires toujours plus étendus, et s'est scindée en trois sous-espèces caractéristiques chacune d'une région. Ensuite chacune de ces sous-espèces a donné naissance à deux mutations : l'une petite et voisine du type primitif, l'autre grande et perfectionnée physiquement et intellectuellement.

Les ossements du Dachsenbüel, appartenant à des individus

de la grande race, ne sont que très incomplets ; ils permettent de calculer la taille de l'homme adulte à 1650-1660 mm. et ne diffèrent par aucun caractère essentiel des parties correspondantes des races actuelles. Cette analogie remarquable, qui existe entre les squelettes néolithiques et ceux de l'homme actuel, montre que, si l'espèce humaine est très variable dans un grand nombre de traits, les variations qu'elle a subies depuis plusieurs milliers d'années n'ont jamais pris un caractère de persistance suffisant, pour amener une modification durable typique pour une race nouvelle ; l'espèce humaine doit être considérée comme immuable depuis fort longtemps.

M. J. NUESCH (81) a d'autre part entrepris de nouvelles fouilles dans la **grotte du Kesslerloch**, partiellement exploitée déjà en 1874 par M. Merck. Cette caverne s'ouvre dans le Jurassique supérieur, à 1 km. à l'W de Thayngen (Schaffhouse), dans un ancien tronçon de la vallée du Rhin, qui n'est plus occupé actuellement que par un petit cours d'eau, la Fulach. La formation de cette vallée dans sa forme actuelle, et, à plus forte raison la station du Kesslerloch, qui s'y trouve, sont en tout cas postglaciaires.

M. Merck avait déjà constaté la présence, sous une brèche à ciment tuffeux et pauvre en objets travaillés, d'une couche contenant en abondance des silex du type paléolithique. En fouillant les parties restées intactes de cette couche, soit dans la grotte soit dans ses abords, M. Nuesch a récolté un matériel abondant. Les débris de mammifères et d'oiseaux y sont très nombreux, mais presque toujours fragmentés ; leur étude détaillée, faite par M. Studer et analysée plus haut, a montré qu'il s'agit ici d'un mélange créé par l'homme de restes d'animaux appartenant à plusieurs faunes distinctes.

Les débris d'un squelette humain, découverts déjà en 1874, dénotent une taille remarquablement petite (120 cm.), et ne peuvent avoir appartenu qu'à un pygmée ; le fémur devait atteindre à peine 32 cm. de longueur ; la mandibule, très petite, est caractérisée par l'absence complète de prognathisme ; la mâchoire correspond à un individu adulte, mais encore jeune. D'après les effets qui accompagnaient ces ossements, on peut admettre qu'ils datent du début de la période néolithique.

La plupart des objets travaillés, découverts au Kesslerloch, sont confectionnés avec des os ou des bois de renne ou des os de lièvre blanc ; quelques-uns sont en ivoire ou en os de mammoth ; les plus intéressants sont ceux qui portent une

ornementation. Parmi ces derniers, il faut citer d'abord une série de figures sculptées dans des bois de renne, dont l'une représente grossièrement un homme, une seconde donne l'image assez exacte d'un poisson, une troisième représente une tête de cervidé, une quatrième reproduit le cou et la tête d'un animal méconnaissable; enfin quatre autres représentent des plantes. Ces œuvres d'art paléolithiques, trouvées récemment, viennent s'ajouter à celles, qui sont devenues classiques depuis les fouilles de 1874, et qui figurent: la première un renne paissant, la seconde un cheval, la troisième une tête de bœuf moschou.

En outre, on a découvert au Kesslerloch plusieurs objets en bois de renne, portant une ornementation géométrique très remarquable. Le motif principal de cette décoration consiste en général en de petits rhombes alignés en séries droites et laissés en saillie sur un fond creusé; des rainures longitudinales complètent le dessin. D'autres fois, les rhombes sont au contraire creusés, ou bien ils manquent complètement, et sont remplacés par un système régulier de rainures croisées. Ce type de décoration rappelle tout à fait celui qu'on connaît des stations paléolithiques du S. de la France et de la Moravie, ce qui donne une idée des relations existant déjà alors entre les peuplades de ces trois régions. Il y a lieu en outre de remarquer qu'on trouve dans la même couche au Kesslerloch les types d'œuvres d'art préhistoriques, considérés par MM. Piette et Hoernes comme successifs, la sculpture en relief comme dans la représentation de l'homme et du poisson, la représentation au trait comme dans la figure du renne paissant, du cheval, etc..., et la décoration géométrique. Ces diverses œuvres d'art ont du reste fait l'objet d'une étude spéciale de la part de M. O. SCHOETENSACK (90).

Parmi les objets travaillés en os du Kesslerloch, les aiguilles et les alènes sont particulièrement abondantes, et confectionnées avec une perfection remarquable. Les pointes de javelot et de lance, également nombreuses, montrent des types de fabrication variés, ayant une section tantôt circulaire, tantôt crescentiforme, tantôt triangulaire, tantôt quadrangulaire; plusieurs d'entre elles portent une décoration rudimentaire ou bien des signes, qui paraissent avoir été des marques de propriété.

Les objets en pierre sont tous des silex taillés du type paléolithique; on en a récolté plus de dix mille, ayant les

formes habituelles de couteaux, de scies, de ciseaux, de poinçons, etc....

La couche à silex taillés du Kesslerloch est incontestablement postérieure au retrait définitif des glaciers, mais elle repose directement sur l'argile glaciaire, au lieu d'en être séparée comme au Schweizersbild par une zone de brèche calcaire; ce fait indique que le Kesslerloch a été occupé longtemps avant le Schweizersbild et bientôt après le retrait du glacier, comme le prouve d'autre part la fréquence au Kesslerloch des restes de mammoth. Du reste la décoration géométrique, qui se retrouve sur une série d'objets du Kesslerloch, appartient à une époque plus ancienne que les simples dessins au trait seuls connus au Schweizersbild. Il y a eu un recul de l'art entre l'époque d'occupation de ces deux stations, et ce recul peut probablement s'expliquer par une modification défavorable du climat. Le Kesslerloch aurait été habité pendant la phase de retrait des glaciers d'Achen, tandis que l'occupation du Schweizersbild aurait commencé pendant le retour offensif des glaces correspondant au stade de Bühl.

Ces observations fort intéressantes de M. Nuesch sur la station paléolithique du Kesslerloch ont été résumées par lui-même devant la Société d'anthropologie d'Allemagne (80).

Tandis que nos connaissances sur les peuplades paléolithiques et néolithiques du N de la Suisse se complétaient ainsi, M. A. SCHENCK (89) entreprenait de son côté une étude des plus instructives sur les **squelettes néolithiques de Chamblandes** près Lausanne.

Ce travail a porté sur 5 crânes isolés, 15 squelettes adultes complets, 5 squelettes d'enfants et quelques os divers, mis au jour successivement en 1881, 1894 et 1901. Il m'est impossible de suivre l'auteur dans la description détaillée qu'il a faite de chacun de ces éléments et je dois me contenter de résumer ici ses conclusions générales.

Bien que tous les crânes trouvés à Chamblandes soient allongés, on y reconnaît l'existence de trois types principaux :

1^o Une première forme est caractérisée par une voûte crânienne élevée et bien développée, par des orbites basses et écartées, par une face chamaeprosope et orthognathe avec un nez platyrhinien ou mésorhinien. Vu de profil le front est droit et se relie par une courbe assez brusque avec le sommet de la tête, qui s'élève faiblement jusqu'au tiers postérieur des pariétaux; depuis là le crâne s'abaisse jusqu'au

chignon qui est très prononcé. Vue d'en haut la tête montre une saillie bien marquée des bosses pariétales. Sept crânes appartiennent à ce type qui se rattache étroitement à celui de Baumes, Chaudes et Cro-Magnon (néolithique).

2° Dans la seconde forme la face est légèrement prognathe et leptoprosope avec un nez leptorhinien, des orbites moins écartées et des os malaires moins saillants que dans la forme précédente. Vu de profil le crâne dessine une courbe régulière depuis le front jusqu'à la région occipitale, qui ne montre pas de chignon; vu d'en haut il présente une forme elliptique sans saillie prononcée des bosses pariétales; vu de derrière il se distingue du type précédent par sa forme sphéroïde et non pentagonale. Deux crânes rentrent dans cette catégorie, qui correspond à la race dolichocéphale néolithique d'origine septentrionale, que M. Hervé appelle type de Genay.

3° La troisième forme est mésaticéphale, leptoprosope et fortement prognathe avec un nez platyrhinien, des orbites microsèmes et des os malaires plutôt petits. Elle rappelle sauf la mésaticéphalie le type paléolithique de Grimaldi, mais constitue en somme un type à part, celui de Chamblandes comme l'appelle M. Schenck. Deux crânes appartiennent à cette catégorie.

Si l'on classe les crânes de Chamblandes d'après leur indice céphalique ou indice de largeur, on en trouve 9 dont l'indice est inférieur à 75 (dolichocéphales), 5 dont l'indice est compris entre 75 et 77 (sous-dolichocéphales) et 4 dont l'indice est compris entre 77 et 80 (mésaticéphales). L'indice moyen de hauteur-longueur est égal à 72.43, celui de hauteur-largeur à 95.31; leur caractère général est donc un fort développement vertical. L'indice frontal ou stéphanique de Broca est en moyenne de 83.36, correspondant à un front plus large et plus bas qu'il ne l'est en moyenne sur les crânes allongés des Vaudois et des Valaisans actuels. L'indice orbitaire moyen est de 79.43 marquant bien le caractère microsème; l'indice nasal moyen, égal à 49.43, correspond au type mésorhinien; l'indice de prognathisme est de 96.87, les crânes masculins étant notablement plus prognathes que les crânes féminins. La capacité crânienne est en moyenne de 1525 cm³. pour les hommes, de 1436 cm³. pour les femmes, à peine inférieure à celle des races actuelles d'Europe. Les sutures crâniennes sont en général simples et commencent toujours par s'oblitérer dans la région antérieure du crâne, ce qui est un trait caractéristique des races inférieures. La

mandibule est généralement forte avec une symphyse puissante et un menton triangulaire et pointu.

Les omoplates, qui appartiennent en majeure partie à des femmes, montrent un indice scapulaire moyen de 70.27 à gauche et 74.62 à droite et un indice sous-épineux de 105 à gauche et 106.18 à droite; ces proportions rappellent les caractères des races nègres et des Andamans.

Les clavicules de Chamblandes sont en moyenne plus courtes que celles des Européens actuels, plutôt cylindriques, avec une courbure très accusée. Les humerus sont fortement arqués dans leur partie supérieure, le V deltoïdien y est très développé et les lèvres de la coulisse bicipitale y sont très saillantes; le fond de la cavité oléocranienne n'est perforé que chez 3 humerus; il est transparent chez 4 humerus. Les cubitus sont élargis dans leur partie supérieure et montrent une double courbure très nette.

Dans les fémurs les deux condyles inférieurs sont presque égaux et l'angle d'inclinaison du col sur la diaphyse est en moyenne de $127^{\circ}9'$. L'indice de grosseur des fémurs est de 20.6, la platymérie y est bien accusée surtout chez les individus adultes et robustes; la saillie pilastrique est bien plus marquée sur les fémurs de Chamblandes que sur ceux de nos races actuelles; le troisième trochanter est visible sur 3 fémurs masculins et 2 fémurs féminins et la fosse hypotrochantérienne apparaît sur 4 échantillons masculins et 3 féminins.

Les tibias sont en général caractérisés par le fort déjettement en arrière de leur partie supérieure, par les grandes dimensions de leur tubérosité antérieure et par la présence d'une fosse profonde en arrière et au-dessous de la surface articulaire. La platycnémie est assez accusée avec un indice moyen de 62.71 pour les hommes, de 64.95 pour les femmes.

Les péronés possèdent des crêtes d'insertion très développées et sont en outre cannelés sur leurs faces; ils correspondent à une très forte musculature.

La taille moyenne des squelettes de Chamblandes est petite, 1^m582 pour les hommes, 1^m486 pour les femmes; elle rentre dans les limites fixées pour les pygmées par M. Kollmann. L'indice radio-huméral moyen est de 77.41 pour les hommes, de 76.54 pour les femmes; l'indice tibio-fémoral est de 82.46 pour les hommes, de 82.92 pour les femmes.

Comparée aux Européens actuels la race néolithique de Chamblandes montre une capacité crânienne presque égale et un développement du front important; elle possède par

contre des caractères d'infériorité, qui sont: 1° le prognathisme facial, 2° les dimensions relatives des molaires qui augmentent de la première à la troisième, 3° la forme incurvée des humerus et des cubitus, 4° la platymérie des fémurs et la présence d'un troisième trochanter et d'une fosse hypotrochantérienne, 5° la platycnémie des tibias, la rétroversion de la tête et la présence de facettes astragaliennes.

La plupart des squelettes se rapprochent intimément de ceux de la race de Cro-Magnon, qui paraît dériver de la race paléolithique de Laugerie-Chancelade. Il semble donc que les populations qui vivaient en Suisse à l'époque magdaléenne appartenaient à la même race, qui était alors très répandue en France, et que c'est cette race plus ou moins métissée, qui s'est perpétuée dans notre pays jusqu'au début du Néolithique.
