

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 8 (1903-1905)
Heft: 3

Artikel: IVe partie, Stratigraphie et paléontologie
Autor: [s.n.]
Kapitel: Quaternaire
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-156278>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 03.07.2025

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

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 pénéplaine 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 pénéplaine 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 Trems, 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 due 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-ringgen, 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 Töess, 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 pleistocènes, 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 Regenstein, à 1247 m. au Stöckerli à l'W du Wäggithal; 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 Rüfberg.

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 Rüfibach 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 Pfannenstiel 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'Uetznach. Près de cette dernière localité on a découvert sous ces formations des schistes charbonneux, qui correspondent sans doute à l'oscillation

négligée d'Aachen 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 pénéplaine 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 pénéplaine 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 quartzeux 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'Ile 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 Thoun 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, Bienne 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 Rüttimeyer 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 Dähli sandhubel 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 Bienne, 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 inversement 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 Pleistocène 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:

<i>Felis leo</i> L.	<i>Cervus elaphus</i> L.
<i>Felis catus</i> L.	<i>Turdus iliacus</i> L.
<i>Lynx lynx</i> L.	<i>Pandion haliaetus</i> L.
<i>Gulo luscus</i> L.	<i>Cygnus musicus</i> L.
<i>Lepus europeus</i> L.	<i>Anser cinereus</i> L.
<i>Microtus nivalis</i> Mart.	<i>Rana</i> 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 **Dachsenbühl** 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 Dachsenbühl 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 appartenaient 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 appartenaient, 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 intimement 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.
