

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 9 (1906-1907)
Heft: 5

Artikel: IVe partie, Stratigraphie et paléontologie
Autor: [s.n.]
Kapitel: Quaternaire
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-156607>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 17.05.2025

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

tainement pléistocènes. Ce sont des dépôts formés dans des eaux douces à proximité immédiate des glaciers, comme l'attestent les nombreux cailloux polis et striés qui y sont contenus. Soit à Calprino, soit à Noranco, on y a récolté des diatomées, et à Calprino on y trouve les restes d'une flore continentale qui correspond à celle de la brèche interglaciaire de Hottingen (Innthal). Les Foraminifères qui ont été constatés dans les argiles de Noranco par M. Steinmann, doivent y être en gisement secondaire et provenir du remaniement d'argiles pliocènes qui n'affleurent plus dans les environs.

Il est donc certain que les argiles du Pliocène ont une extension notablement plus grande dans la région du lac de Lugano qu'on ne l'a généralement admis et il est probable qu'une partie importante du matériel des argiles quaternaires provient du remaniement du Pliocène.

QUATERNAIRE

L'érosion glaciaire et la topographie actuelle. — M. J. FRÜH (131) a insisté sur l'importance du rôle de l'érosion glaciaire dans la création du modelé actuel des régions subalpines. Sans nier le travail considérable effectué par les eaux courantes, qui ont créé les vallées sous leur première forme et ont recreusé ensuite sur leur passage, soit pendant les périodes interglaciaires, soit après la dernière glaciation, il faut reconnaître l'action spéciale exercée par les glaciers dans une quantité de signes, qui ne s'expliquent pas autrement. Ainsi beaucoup de blocs erratiques dispersés aujourd'hui ont dû être arrachés aux roches encaissantes par les glaciers, auxquels il faut reconnaître la faculté d'attaquer même des fonds rocheux. Ensuite la section élargie et aux versants abrupts n'existe que dans les vallées occupées momentanément par des glaciers, et certaines formes topographiques, les trogs, les vallées suspendues, les paliers échelonnés ne s'expliquent que par une érosion glaciaire. Enfin l'on est pour ainsi dire forcé d'admettre, pour comprendre les cas assez nombreux de divisions de vallées vers l'aval, comme celui des environs de Sargans pour la vallée du Rhin, celui des environs de Brunnen pour la vallée de la Reuss et d'autres, qu'un ancien seuil a été supprimé là par un débordement de glacier creusant sous sa masse.

M. J. FRÜH (130) a étudié en détail à ce point de vue le bassin de la Toess et a fait ressortir le contraste frappant qui

existe entre le tronçon de vallée largement arrondi et presque rectiligne qui s'étend de Wald à Stäg et qui a été incontestablement modelé par un glacier et la haute vallée de la Toess, du Toesstok à Stäg, dont l'érosion a été purement fluviale. De Stäg à Turbenthal la vallée conserve un cours sinueux; son creusement a été effectué en partie par des eaux purement fluviales, en partie par des eaux de fusion du glacier aboutissant à Fischenthal. A Turbenthal les eaux de fusion d'un glacier occupant la région de Wil et de Bichelsee devaient se joindre à la Toess; puis, lorsque ce glacier s'est retiré, l'érosion a été réduite presque à rien dans la vallée de Bichelsee, qui a pris ainsi de nos jours le caractère de vallée suspendue.

Un point de vue nettement différent de celui de M. Früh, quoique attribuant aussi un rôle essentiel à l'érosion glaciaire dans l'édification de la topographie, a été soutenu récemment par M. A. LUDWIG (132). Cet auteur admet non seulement que les glaciers ont pu éroder, mais encore qu'ils ont été pour ainsi dire l'agent exclusif du creusement des grandes vallées, qui, d'après lui, n'existaient pas à l'époque préglaciaire, ainsi que tout le modelage des massifs de haute montagne. Avec cette notion de fonds de vallée universellement beaucoup plus élevés que les thalwegs actuels, d'une attitude générale beaucoup plus grande des Alpes et d'une morphologie toute différente, les niveaux fixés par MM. Penck et Brückner pour les limites des neiges persistantes ne concordent plus et M. Ludwig est amené en réalité à placer ces limites notablement plus haut. Ainsi la grande extension des glaciers ne serait pas due à une cause climatique, mais aurait été déterminée simplement par l'importance du système alpin récemment soulevé; elle aurait diminué ensuite, à mesure que l'érosion abaissait le niveau et diminuait l'étendue des champs de névés alimenteurs. Ce seraient ainsi les glaciers eux-mêmes qui, par leur travail de creusement, auraient amené leur propre régression.

L'une des principales difficultés de cette conception réside dans l'existence admise d'une façon générale de périodes interglaciaires à climat chaud; mais M. Ludwig ne se laisse pas arrêter par une objection de cet ordre et fait remarquer que l'un des premiers arguments invoqués en faveur des périodes interglaciaires réside dans la découverte, au milieu de certaines formations quaternaires, de restes de faunes et de flores qui n'auraient pu s'acclimater dans les climats froids

que l'on supposait devoir régner au moment des grandes glaciations. Si donc la température moyenne des temps glaciaires était notablement plus élevée qu'on ne l'avait admis, des variations climatiques peu importantes pouvaient suffire à permettre l'acclimatation des faunes et des flores dites interglaciaires et rien n'empêcherait d'admettre une glaciation unique avec des oscillations interstadias.

M. JEAN BRUNHES, de son côté, a consacré 2 courtes notes (126 et 127) à cette même question de l'érosion glaciaire. Tout en reconnaissant l'importance des glaciers comme agents du modelé topographique, il rappelle les nombreux cas où une action érosive glaciaire très restreinte a été directement observée et montre la difficulté qu'on éprouve, si l'on attribue aux glaciers la faculté de surcreuser eux-mêmes profondément leur lit, à expliquer la présence au milieu ou en travers des grandes vallées de buttes saillantes ou de barres rocheuses ménagées par l'érosion. Puis il insiste sur la remarquable analogie qui se manifeste entre la morphologie d'une vallée glaciaire et celle d'un chenal de formation récente creusé par un ruisseau. Le chenal montre avec des dimensions plusieurs milliers de fois plus petites la section en U et la succession de trogs échelonnés caractéristiques des vallées glaciaires.

Pour arriver à une explication rationnelle du surcreusement M. Brunhes fait intervenir non pas tant le glacier lui-même que ses eaux sous-glaciaires. Il remarque que pour tout glacier d'une certaine largeur ces eaux donnent naissance à 2 torrents au moins, plus ou moins espacés qui, creusant indépendamment leur lit, doivent créer 2 sillons vaguement parallèles, séparés par une croupe médiane. Ces formes existent en fait devant le front de nombreux glaciers actuels, où elles sont évidemment nées pendant une glaciation plus étendue; elles se retrouvent dans les grandes vallées glaciaires. Le surcreusement est donc effectué essentiellement par les eaux sous-glaciaires qui, attaquant suivant deux ou plusieurs lignes, peuvent former en fin de compte une vallée à large profil. Le glacier lui-même arrondit et polit les formes créées par ses torrents, rabote les saillies et déblaie, attaque en particulier la ou les échines laissées par l'érosion torrentielle et peut arriver à les supprimer complètement.

Il convient de citer à la suite des travaux de MM. Früh et Brunhes une nouvelle publication que M. H. SCHARDT (137)

consacre à l'origine des lacs subjurassiens de Neuchâtel, Morat et Bienne. D'après les formes de la topographie M. Schardt admet qu'au début des temps quaternaires l'Aar a coulé directement de Berne vers Wangen, puis par Münchenbuchsee sur Lyss et Soleure, que la Broye suivait, avec un profil normal, sa vallée actuelle et se dirigeait, par le Seeland, sur Soleure, que la Mentue et l'Orbe-Thièle coulaient, également avec un profil normal, sur l'emplacement actuel du lac de Neuchâtel, séparées par la colline longitudinale sous-lacustre, et se confondaient à l'E de Neuchâtel pour s'écouler ensuite par la région d'Anet vers la Broye, que les 2 dépressions sous-lacustres actuelles du lac de Bienne étaient suivies par 2 cours d'eau peu importants s'amorçant l'un à l'E l'autre à l'W du Jolimont qui, se confondant au N de l'île Saint-Pierre, se déversaient ensuite entre le Jensberg et le Büttenberg, pour rejoindre la Broye près de Büren, qu'enfin la Suze, coupant le Büttenberg, s'écoulait directement au S E.

Ces conditions ont été modifiées dans la suite, non pas par un surcreusement intense du pied du Jura en amont de Wangen par le glacier du Rhône, comme l'admettent MM. Penck et Brückner, mais, comme M. Schardt l'a déjà indiqué en 1898, par un affaissement, déterminé par la surcharge que représentaient les recouvrements préalpins. Dans la région affaissée s'est établi d'abord un grand lac aux formes déchiquetées, qui s'étendait du Mormont à Soleure et couvrait les vallées de la Thièle, de la Mentue, du lac de Bienne et de la Broye. Puis ce lac a été modifié par l'action combinée du glacier et des cours d'eau, sa formation datant probablement de la période comprise entre la deuxième et la troisième glaciation. Le glacier a abaissé la barre molassique de Wavre entre les lacs de Neuchâtel et de Bienne, il a creusé le sillon qui sépare le Büttenberg du Jura, il a abaissé et arrondi les formes des parties saillantes du relief; il a d'autre part accumulé des quantités énormes de matériaux morainiques en particulier dans la région d'Orbe et dans le Seeland.

De son côté l'Aar, débouchant maintenant dans le Seeland, l'a asséché et a refoulé les eaux du lac situé vers l'amont du côté de l'W sur la dépression Marin-Landeron, tendant constamment par ses alluvionnements considérables à élever leur niveau.

Pour réfuter la théorie du surcreusement glaciaire M. Schardt invoque particulièrement le fait que c'est le glacier lui-même

et ses eaux de fusion qui ont essentiellement contribué à combler l'ancien bassin lacustre en aval du Mormont, ensuite et surtout le fait que les dépressions des lacs de Neuchâtel et de Bienne possédaient des débouchés dirigés de l'E à l'W vers la vallée de la Broye, c'est-à-dire transversalement à la direction de marche du glacier. Ces anciens passages n'ont pu évidemment être créés que par des cours d'eau.

Formations quaternaires. — Nous devons à M. FR. NUSSBAUM une importante publication consacrée aux formations glaciaires du **bassin de la Sarine** en amont de Bulle (136).

Après une description géographique et géologique de ce territoire, l'auteur cherche à définir l'allure du glacier du Rhône le long de la bordure des Préalpes et arrive à la conclusion qu'on retrouve dans cette zone la trace des 2 dernières glaciations de Riss et de Würm; la glaciation de Riss n'est plus marquée que par des blocs erratiques isolés semés sur les 2 versants de la chaîne Berra-Gurnigel; le glacier du Rhône pénétrait alors soit dans la vallée du Javroz, soit dans celle de la Singine, et sa surface devait être encore au-dessus de 1300 m. dans la région du Gurnigel. Pendant la glaciation de Würm le glacier du Rhône a déposé ses moraines jusqu'à 1475 m. au col de Jaman, 1355 m. sur les flancs du Niremunt, 1260 m. au Montsalvens, 1010 m. au-dessus de Plasselb, 890 m. aux environs de Schwarzenburg et 780 m. au Grauholz.

Après le maximum de la glaciation de Würm un retrait important s'est effectué, qui a ramené le front du glacier du Rhône dans la région de Neuchâtel ou de Moudon-Yverdon, celui du glacier de l'Aar dans la région de Berne, et qui a permis aux glaciers secondaires de pousser vers l'aval leurs fronts dorénavant dégagés. Pendant cette phase des alluvions abondantes ont été déposées dans le Seeland, dans la région de Schüpfen, de Thörishaus-Neuenegg de Rapperswil-Hindelbank. Puis une nouvelle poussée en avant des glaciers s'est effectuée, de nouvelles moraines ont recouvert les alluvions précédemment déposées et le glacier du Rhône s'est avancé en plusieurs digitations jusqu'à Soleure, Hindelbank-Schönbühl, Zollikofen, Neuenegg, Marly, La Roche près de Bulle, Vuadens, Oron. Cette ligne, fortement lobée est marquée par un système de talus morainiques bien net, qui recouvre visiblement, sur un grand nombre de points, des dépôts d'alluvions récentes. Pendant ce premier retour offensif après la glaciation de Würm, le glacier du Rhône devait forcément barrer encore celui de la Sarine.

Quant au glacier de la Sarine M. Nussbaum a pu reconnaître un système de moraines qui atteignent le niveau de 1700 m. au-dessus de Gstaad, de 1450 m. au SW de Château d'Ex, de 1300 m. au-dessus de Grandvillard; il s'agit ici de moraines de fond de la glaciation de Würm. Un bras du glacier allait rejoindre à cette époque par les Saanenmöser le glacier de la Simme.

Après la glaciation de Würm le glacier de la Sarine a pu librement pousser en avant et recouvrir toute la région de Bulle et Broc. Ce territoire a du reste une forme très caractéristique en bassin frontal (Zungenbecken) avec une hydrologie centripète et un émissaire se déversant par une gorge étroite et jeune. Ce bassin est divisé en 2 moitiés par la colline allongée de Morlon (826 m.); il est limité au N par un système bilobé de moraines frontales, qui forment vers l'E un cirque de 3 talus concentriques aux environs de Villarvolard, qui vers l'W comprennent jusqu'à 6 moraines successives échelonnées du N au S de Riaz et Echarlens à Bulle. Ces dépôts glaciaires sont nettement superposés sur certains points à des alluvions récentes et à de la moraine du glacier du Rhône; ils contiennent par places, en particulier à l'W de Bulle et sur le versant occidental de la colline de Morlon, une assez forte proportion d'éléments rhodaniens, dont la présence s'explique du reste facilement, puisque le glacier de la Sarine a dû, en progressant vers le N, déblayer les dépôts formés précédemment par le glacier du Rhône et les mélanger ainsi à ses propres moraines frontales.

Devant le cirque morainique de Bulle se développe un système d'alluvions fluvioglaciaires que l'on suit jusque dans la région d'Hauteville, de Champotey et de Vuippens, et qui recouvre la moraine rhodanienne.

Au S de Bulle les dépôts morainiques ne prennent qu'un très faible développement; la roche en place (Molasse, Flysch, Jurassique) affleure sur de grandes étendues et sa surface montre un moutonnement à grande échelle.

Il semble que pendant la phase de retrait de la glaciation de Würm le glacier du Rhône a abandonné d'abord le territoire à l'E de la colline de Morlon qui a été occupée, ainsi que le bas de la vallée de la Jogne, par le glacier de la Sarine. Puis, c'est le bassin même de Bulle qui a passé du régime rhodanien au régime sarinien.

Si de Bulle on remonte la vallée de la Sarine, on ne rencontre plus de moraines bien caractérisées du glacier princi-

pal jusque près de Château d'Œx. Là, par contre, se trouvent les restes de plusieurs moraines frontales parallèles; puis de nouveau, dans la région de Saanen et de Gstaad, des dépôts analogues se voient dans le fond de la vallée. D'après leur position ces moraines successives doivent appartenir au stade de Bühl et marquent des stationnements successifs, de plus en plus reculés, du front du glacier; des dépôts existant sur le col des Saanenmöser et entre celui-ci et Gstaad semblent indiquer que le glacier poussait une langue dans cette direction pendant l'apogée du stade de Bühl. En relation avec ces moraines se sont développées des alluvions fluvio-glaciaires, dont les restes forment actuellement des terrasses bien nettes aux Moulins (900 m.), à Rossinière (875 m.), à Montbovon (800 m.), à Neirivue (760 m.), à Grandvillard (741 m.), à Enney (730 m.), à Epagny (715 m.).

En amont de Gstaad de nouvelles moraines existent près de Gsteig et l'on peut admettre avec raison que ces dépôts correspondent au stade de Gschnitz. Quant au stade de Daun, l'extension des roches moutonnées sur les 2 versants de l'arête des Prés Beurre et la répartition des moraines montrent que le glacier de Zanfleuron s'étendait alors jusque sur les hauteurs du col du Sanetch, formant 2 langues, dont l'une, le glacier de la Sarine, se dirigeait au N, dont l'autre, le glacier de Zanfleuron proprement dit, s'étendait au S. L'extension de la glace à cette époque correspondait à une limite des neiges inférieure de 300-400 m. à la limite actuelle.

Pendant le stade de Bühl le glacier de la Sarine était encore alimenté latéralement par un glacier de l'Olden descendant de l'Oldenalp sur la route du Pillon et par un glacier de Lauenen qui le rejoignait près de Gstaad; mais, à la fin de ce stade ces 2 affluents sont devenus indépendants, le glacier de l'Oldenhorn s'est retiré dans le Karr de l'Oldenalp; le glacier de Lauenen avait son front pendant le stade de Gschnitz en amont du village de Lauenen, où il a laissé de belles moraines, tandis que pendant le stade de Daun il n'en restait plus que 2 petits glaciers indépendants, l'un occupant le Karr de Geltenschuss, l'autre celui de Kühe Dangel.

Le glacier des Ormonts, qui naissait dans le Creux du Champ, avait pendant le stade de Bühl son front vers Vuarigny au S de Leysin et était alimenté latéralement par un glacier du Dard; pendant le stade de Gschnitz il ne s'étendait plus que vers le bas des Ormonts-dessus et pendant le

stade de Daun il était cantonné dans le cirque de Creux du Champ.

M. Nussbaum étudie ensuite les conditions dans lesquelles se sont trouvées pendant la fin des temps pléistocènes les vallées de la Jogne, de l'Hongrin, de la Singine. Pour la vallée de la Jogne il montre qu'elle a été remplie dans sa partie inférieure par le glacier du Rhône pendant la glaciation de Riss; pendant la glaciation de Würm elle a été encore barrée par le glacier de la Sarine, vers lequel s'écoulait le glacier de la Jogne. Lorsque le retrait du premier s'est dessiné, le second est devenu indépendant; il a déposé des moraines frontales dans la région de Crésuz au SW de Charmey et devant ces moraines se sont accumulées des alluvions fluvioglaciaires, dont les terrasses de Broc et de Botterens sont des restes. Après une nouvelle phase de retrait est venu le stade de Bühl, pendant lequel le front du glacier de la Jogne restait en amont de Bellegarde, tandis que le glacier du Rio du Mont poussait jusque vers Im Fang, où il déposait ses moraines frontales. Lors du stade de Gschnitz la glaciation se réduisait dans cette région à quelques petits glaciers de Karrs.

Dans la vallée de l'Hongrin les dépôts morainiques prennent un grand développement. Pendant la glaciation de Würm le glacier de l'Hongrin, tributaire de celui de la Sarine, élevait sa surface jusqu'à 1450 m. au col de Jaman. Après la première phase de retrait il devait être encore soudé au glacier de la Sarine; pendant le stade de Bühl il était au contraire indépendant et avait son front vers la traversée de la zone anticlinale du Vanil Noir-Tinière, déposant des moraines frontales vers la Jointe et la Lécherette. Pendant le stade de Gschnitz le glacier n'atteignait déjà plus les Mosses et devait s'arrêter sur l'emplacement des chalets d'en l'Hongrin, où est développé un joli cirque de moraines. Au-dessus de ce point se développe un Karr typique, dont le fond est occupé par le lac Lioson et qui peut être considéré comme le point de départ du glacier.

En ce qui concerne le bassin de la Singine, M. Nussbaum admet que le glacier qui en découlait venait butter pendant la glaciation de Würm contre le flanc du glacier du Rhône vers Planfayon. A la fin de la première phase de retrait les 2 glaciers de la Singine froide et de la Singine chaude devaient avoir leurs fronts indépendants en amont de la cluse de Kloster vers Friesmatt, où ils ont déposé des moraines

frontales typiques. Devant ces moraines se sont formés des dépôts d'alluvions, qui s'étendent vers l'aval jusqu'à Planfayon et qui recouvrent là des alluvions purement fluviales. Après un nouveau retrait et pendant le stade de Bühl 3 glaciers indépendants longs de 6 à 7 kilomètres existaient dans le bassin de la Singine froide, l'un descendant par la combe du Gantrischseeli jusqu'aux Wahlenhüten, le second suivant la vallée de la Hengst Sense, le troisième suivant celle de Muscheren. Le glacier de la Singine chaude avait alors son front un peu en aval du Lac Noir. Les vallées des 2 Singines sont nettement élargies en formes de trog; à leur origine des Karrs sont très nettement développés et d'autres Karrs semblables existent à une certaine hauteur sur leurs flancs.

Passant ensuite à l'étude des petits glaciers pléistocènes des Préalpes, M. Nussbaum examine d'abord à ce point de vue le massif de la Berra. Il signale des moraines locales dans le bassin de la Gérine vers la Bruggera, qui correspondent à un glacier de 6 km. de longueur, et insiste sur la forme en trog de la vallée supérieure de la Gérine. Il semble ici qu'un glacier local a existé après la glaciation de Würm et s'est avancé jusqu'à Glattenstein en amont de Plasselb, tandis que la Gérine était barrée plus bas, vers Marly, par le glacier du Rhône et alluvionnait ainsi jusqu'à un niveau élevé. Après une nouvelle phase de retrait le glacier de la Gérine et celui du Höllbach sont devenus distincts et des moraines se sont déposées entre 1050 et 1070 m. correspondant à une limite des neiges à 1400 m. Enfin les Karrs creusés dans les régions supérieures correspondent à une limite des neiges à 1500-1550 m.

Le versant N de la chaîne Pfeife-Gurnigel est couvert jusqu'à 900 m. environ par de la moraine du glacier de l'Aar; au-dessus de cette altitude on trouve fréquemment des dépôts morainiques locaux formés par de petits glaciers alimentés par des névés, dont la limite inférieure devait être entre 1300 et 1400.

Les glaciers locaux ont naturellement pris, dans les Préalpes médianes, un développement important après la dernière grande glaciation. Dans le massif des Rochers de Naye et Jaman on distingue :

a) Un glacier de Jaman dont le front a poussé jusque près d'Allières, correspondant alors à une limite des neiges à 1500 m.

b) Un glacier de Naye descendant directement du sommet des Rochers de Naye vers le NE, dont la moraine frontale subsiste à 50 m. au-dessus de l'Hongrin vers Preisaz-au-Maidzo.

c) Un glacier des Chaudes dont la moraine frontale se trouve vers Lavanchy, dans la vallée de l'Hongrin.

Les moraines les plus externes de ces glaciers locaux correspondent au stade de Bühl; d'autres, en particulier celle déposée par le glacier de Jaman, qui sert de seuil au lac de Jaman, appartiennent à des phases plus récentes.

Dans la chaîne de la Dent de Lys l'auteur a retrouvé les moraines de 14 glaciers locaux, qui recouvrent les moraines plus anciennes sariniennes et rhodaniennes; dans les vallées de la Veveyse de Fégire et de la Veveyse de Châtel les glaciers sont descendus jusqu'à 1320 et 1300 m. pendant le stade de Bühl. Sur le versant SE de la chaîne se développent une succession de Karrs, dont les moraines correspondent en partie à une limite des neiges à 1500 m. (stade de Bühl), en partie à une limite des neiges à 1700 m.

Le massif du Moléson a alimenté également plusieurs glaciers locaux après la glaciation de Würm, l'un se formait dans le cirque de Trémettaz, le second dans le cirque de Bonne Fontaine, un troisième descendait jusque vers la Joux, un quatrième suivait la vallée de l'Albeuve. Tout un système de moraines locales correspondant à une limite des neiges à 1500 m., et par conséquent au stade de Bühl a pu être ici nettement constaté.

Dans le petit massif de Corjon M. Nussbaum a repairé un système de moraines locales se répartissant entre 3 glaciers et correspondant au stade de Bühl. Le principal glacier suivait le vallon de Cran, un autre descendait le vallon des Châtelards, enfin un petit glacier était suspendu sur le versant SE de la Pointe de Planachaux.

Dans la chaîne du Vanil Noir les moraines locales prennent d'abord un développement important dans les 2 bras de la vallée de la Thaoune, où M. Nussbaum a reconnu un premier système morainique à 1050-1150 m. qui correspond à une limite des neiges à 1600 m., donc au stade de Bühl, et un second système à 1600-1750 m. qui correspond à une limite des neiges à 1800-1900 m., donc au stade de Gschnitz. Le vallon des Morteys a été le point de départ d'un important glacier qui, se bifurquant au col de la Verdaz, envoyait une digitation au S par la vallée de Vert Champ

jusque près de Flendruz et une digitation au N par la vallée du Rio du Mont jusque près de la vallée de la Jogne. Cette extension, qui correspond au stade de Bühl, est fort bien marquée entre les Siernes Piquats et Flendruz par un système de moraines latérales et terminales. Pendant le stade de Gschnitz le glacier des Morveys s'étalait encore sur le col de la Verdaz et y déposait les talus morainiques qui ont déterminé les formes si caractéristiques de ce territoire. De la Pointe de Bimis au mont Cray le versant SE de la chaîne du Vanil Noir est comme crénelé par une succession de Karrs qui abritaient de petits glaciers; le plus important parmi ceux-ci suivait le vallon de Paray, et devait descendre à la fin du stade de Bühl jusque près des Siernes Piquats. En outre un Karr typique avec moraines à 1630 m. existe au S du mont Culan et sur le versant N du mont Cray; dans la région des sources du Torrent de Lessoc un glacier se trouvait qui a déposé successivement des moraines à 1370 m. (stade de Bühl) et à 1750 m. (stade de Gschnitz).

La vallée du Montelon avait aussi son glacier, qui est devenu indépendant de ceux de la Sarine et de la Jogne dès le stade de Bühl; ce glacier a déposé alors une belle moraine frontale vers le Pralet (1018 m.). Pendant le stade de Gschnitz la glaciation de ce bassin se réduisait à 4 petits glaciers de Karrs descendant de la Dent de Follieran et du Vanil Noir. Enfin on trouve la trace de petits glaciers locaux, soit sur le versant oriental de la chaîne de la Dent de Broc, vers Coulaz et les Grouins, soit entre la Dent de Brenleire et le Haut Crêt.

Le massif de Brunnen ou de la Schopfenspitze, compris entre les vallées de la Jogne et du Javroz et le col de Nüschel alimentait, comme principal glacier, celui du Javroz qui, prenant naissance dans le cirque des Morveaux et nourri sur son flanc droit par des affluents descendant du Patraflon, s'étendait pendant le stade de Bühl jusque en aval de la Valsainte, comme le montre un beau système de moraines latérales et frontales. La dépression de la Brecca alimentait alors une des sources du glacier de la Singine chaude; en outre de petits glaciers descendaient de la Dent de Vounetz vers le S et l'W et de la Körnlifluh par le col de Nüschel jusque près de Bellegarde. Ce massif est du reste riche en Karrs au seuil tantôt rocheux, tantôt morainique, dont quelques-uns ont encore abrité des glaciers pendant le stade de Gschnitz.

Dans la chaîne Kaiseregg-Stockhorn M. Nussbaum a reconnu l'existence, pendant le stade de Bühl, de 30 petits glaciers locaux sans compter les différentes sources des glaciers de la Singine. Quant au stade de Gschnitz il est marqué par d'innombrables Karrs correspondant à une limite des neiges à 1800-1900 m.

Passant ensuite à la zone des Tours d'Aï-Gastlosen M. Nussbaum montre qu'aux Tours d'Aï 7 niches sont creusées, dont 3 sur le versant NW, 4 sur le versant SE. Chacun de ces cirques alimentait, après la glaciation de Würm, un petit glacier indépendant, et pour plusieurs de ceux-ci la limite des neiges persistantes devait se trouver pendant une phase prolongée aux environs de 1600 m. (stade de Bühl). Le massif du mont d'Or alimentait aussi des glaciers; l'un d'entre eux descendait pendant le stade de Bühl du cirque de Durchaux vers le N jusque vers les Antaines sur l'Hongrin; un autre occupait la combe à l'E de la Charbonnière et s'étendait jusque vers la courbe de 1400 m.; un troisième glacier suivait la vallée de Rio de Leysay et atteignait une longueur de 4 km.; en outre 2 petits glaciers se dirigeaient de la crête du mont d'Or vers l'E, partant de 2 niches bien marquées. Pendant le stade de Gschnitz 4 glaciers subsistaient encore, logés dans des niches et alimentés par des névés s'étendant jusqu'à 1800-1900 m.

La chaîne des Gastlosen-Dent de Ruth alimentait pendant le stade de Bühl d'abord 2 glaciers descendant de son versant NW vers la vallée de la Jogne. L'un suivait le vallon du Sattelbach jusqu'au niveau de 1200 m., au S de Bellegarde; le second naissait dans le cirque du Petit Mont et déposait ses moraines frontales vers Im Fang. Plus au S 2 glaciers importants s'écoulaient par les vallées des Fenils et de la Manche et se soudaient vers l'aval avec le glacier de la Sarine. Vers l'W le versant N de la Hochmatt portait 3 glaciers suspendus, dont on retrouve les moraines jusqu'à la cote de 1050 m. Quant au stade de Gschnitz il est de nouveau marqué dans cette région par de nombreuses niches creusées dans les 2 versants de la chaîne des Gastlosen; l'auteur compte 12 de ces Karrs qui correspondent à une limite des neiges à 1800-1900 m.

Dans la chaîne du Hundsrück de petits glaciers se sont développés pendant le stade de Bühl dans les vallées du Ruhrgraben, du Schlundibach et du Simmenbach; on trouve en outre sur le versant NW des Karrs partiellement pourvus

encore de moraines qui correspondent à une glaciation postérieure.

Le massif du Rubly et de la Gummfluh alimentait 3 glaciers principaux: celui de la Gérine, celui du Ganderlibach et celui du Kalberhohnibach qui, pendant le stade de Bühl, étaient encore soudés au glacier de la Sarine. D'autres glaciers plus petits descendant du Rocher du Midi, du Rubly, etc., ont déposé des moraines qui correspondent à une limite des neiges à 1600 m. Plus haut, on constate un autre système de moraines appartenant au stade de Gschnitz et intimement lié à un système de Karrs. Quant au massif de la Hornfluh il portait 3 glaciers sur son versant N, l'un aboutissant à Oeschseite, les 2 autres descendant de la Saanerlochfluh vers Feuerbühl et Hasenloch; ces glaciers étaient déjà indépendants pendant le stade de Bühl; ils ont laissé des moraines de retrait partiellement très nettes.

La zone de Flysch Ormonts-Niesen, avec ses hauts sommets et ses vallées profondément creusées, a tout naturellement été le siège d'une glaciation locale importante. C'était d'abord le glacier de l'Étivaz qui, s'alimentant dans les 2 fonds de vallées de la Tourneresse et de l'Eau froide, descendait pendant le stade de Bühl jusqu'à mi-chemin de l'Étivaz aux Moulins; en amont de ces moraines frontales situées vers 1050 m., on trouve dans les 2 vallées des moraines de retrait à 1124 m., 1184 m., 1438 m., 1931 m. et 2076 m. Un autre glacier, descendant du Chaussy suivant le vallon de Raverëttaz, a déposé une moraine de Bühl vers la Comballaz, puis a laissé une succession de moraine de retrait jusqu'au niveau de 1920-1930 m. Sur le versant S du Chaussy et de la Tornettaz on trouve au niveau de 1500-1700 m. des amas morainiques déposés évidemment par de petits glaciers suspendus pendant le stade de Gschnitz. Plus à l'E le cirque d'Isenau a été occupé par un petit glacier de vallée dont on retrouve les moraines frontales près d'Ayerne (1550 m.). La vallée d'Arnon a possédé aussi son glacier, dont le front devait être vers Wintermatt (1250 m.) pendant le stade Bühl et qui a laissé des moraines plus récentes vers Studel à 1620 m.; enfin un glacier descendait du Wytenberghorn vers le NE dans le Meyelsgrund et déposait, pendant le stade de Bühl, une puissante moraine terminale près de Falbach. A l'E des vallées de Gsteig et de Lauenen le glacier du Turbach est devenu indépendant seulement après le maximum du stade de Bühl; on en trouve des moraines

frontales vers Statt à l'W de l'Amselgrat, puis plus haut dans la vallée.

En résumé la plupart des glaciers des Préalpes se sont détachés des glaciers principaux pendant la phase de retrait qui a suivi la glaciation de Würm; ils ont fait une nouvelle poussée en avant pendant le stade de Bühl, dont les moraines sont presque partout bien conservées. Beaucoup des vallées secondaires débouchent en paliers surélevés sur les vallées principales et montrent une forme en trog; les Karrs prennent une extension presque générale.

M. Nussbaum termine son étude par quelques considérations générales; il expose les caractères que doivent prendre les dépôts morainiques ou fluvioglaciaires, suivant les conditions dans lesquelles ils se sont formés, et examine la méthode de détermination du niveau de la limite des neiges persistantes, en montrant que toutes les données concordent avec une limite des neiges à 1500-1600 m. à l'extérieur des Préalpes, à 1600-1700 m. à l'intérieur.

Pendant la glaciation de Riss tout le bassin de la Sarine rentrait dans le régime du glacier du Rhône, qui envahissait les vallées de la Jogne et du Javroz et une partie du bassin de la Singine. Pendant la glaciation de Würm le glacier du Rhône ne dépassait pas au S la ligne Plasselb, Planfayon, Schwarzenburg, Berne. Après une phase de retrait le glacier a fait une nouvelle poussée en avant et un de ses bras a occupé encore la cuvette de Bulle, gênant l'expansion des glaciers préalpins; puis, après un nouveau recul, le glacier du Rhône ayant définitivement abandonné le bord des Préalpes, le glacier de la Sarine s'est avancé jusque vers Bulle. Ensuite est venu le stade de Bühl, pendant lequel le glacier du Rhône ne dépassait pas le bassin du Léman, le glacier de la Sarine s'étendait jusqu'à Château d'Œx et la plupart des glaciers locaux avaient des allures indépendantes. Ce stade s'est terminé par des retraits successifs qui le séparent du stade de Gschnitz. Ce dernier, correspondant à une limite des neiges à 1800-1900 m. à l'extérieur des Préalpes, à 1900-2000 m. à l'intérieur, ne possédait plus que peu de glaciers de vallée; d'innombrables petits glaciers occupaient par contre alors des Karrs dans le haut des pentes. Le stade de Daun ne se manifeste que dans les Hautes Alpes, au Sannetsch, à la Dungalalp, au Creux du Champ.

L'auteur montre ensuite que toutes les formes tographiques constatées ailleurs dans les régions glacées se retrouvent

dans les Préalpes, où l'on trouve de nombreux exemples de trogs avec leur section en U et de tronçons de vallées élargis alternant avec des parties resserrées, généralement rocheuses ; il faut remarquer que les tronçons élargis coïncident avec des territoires occupés pendant une période prolongée par des fronts de glaciers et couverts de matériaux morainiques. Les seuils rocheux sont également nombreux dans les Préalpes et montrent le plus souvent un moutonnement à plus ou moins grande échelle, qui peut aller jusqu'à la formation de grands mamelons arrondis. Là où les vallées sont taillées en trog leurs versants sont fréquemment coupés par des terrasses élevées qui, surtout dans les régions de Flysch, portent de beaux pâturages et sont souvent très continues ; on doit considérer comme probable que ces terrasses correspondent à d'anciens fonds de vallées. Vers l'amont les vallées finissent fréquemment en un fond de cirque, au-dessus duquel s'étagent en un palier surélevé le ou les prolongements supérieurs ; ce phénomène est lié intimement à celui des Karrs qui, comme nous l'avons vu, prend un si grand développement dans les Préalpes. Les cours d'eau latéraux débouchent presque toujours dans les grandes vallées par des rapides et il est clair que ceux-ci sont dus aux débouchés étagés des vallées latérales qui, eux-mêmes, résultent d'un surcreusement de ces dernières. Enfin les vallées principales des Préalpes sont reliées entre elles par des cols bas et larges, modelés évidemment par les glaciers, les Mosses, le col du Pillon, les Saanenmôser, le Gros Mont.

Quant aux dépôts morainiques ils n'interviennent, sauf dans la région de Bulle, que dans le détail de la topographie et n'atteignent que rarement un gros volume. Les terrasses d'alluvions sont mieux développées, en particulier à Broc et à Riaz dans la région de Bulle, puis entre Grandvillard et Montbovon, vers Rossinières et Rougemont, etc. Mais celui des dépôts quaternaires qui prend le plus grand développement c'est celui des cônes de débris qui proviennent en partie de la désagrégation des roches en place, en partie de matériaux morainiques remis en mouvement et qui sont dus, les uns aux torrents, les autres à la simple chute des pierres sur les fortes pentes. Quant aux éboulements on en connaît à la Chapelle des Marches vers Broc, à la Tzintre sur la Jogne, à Blattenheid au pied N du Stockhorn, à Vert Champ, à la Tine près de Montbovon, etc.

La topographie générale des Préalpes s'explique du reste

fort bien, si l'on admet 3 phases d'érosion successives ; la première est exclusivement torrentielle, elle a débuté dès les premiers soulèvements alpins et s'est continuée jusqu'aux temps glaciaires ; c'est elle qui a déterminé le creusement principal des vallées. Ensuite est venue la phase glaciaire, pendant laquelle les régions préalpines ont peu à peu pris les formes caractéristiques des régions glaciées, telles qu'elles ont été définies par Davis, Richter, Brückner, etc. Enfin, après le retrait des glaciers, l'érosion fluviale et torrentielle a repris, le ruissellement et la désagrégation atmosphérique ont fait leur œuvre et les formes mixtes actuelles sont nées ; il faut pourtant remarquer que pendant cette dernière phase la dénudation a été relativement peu considérable.

M. F. ANTENNEN (124), dont les études sur les dépôts glaciaires du Haut Emmenthal ont été analysées dans une précédente *Revue*, a publié les résultats de recherches analogues, concernant **l'extension des glaciations successives dans la vallée de la Zug.**

Dans ce territoire, compris entre la région des sources de l'Emme et la vallée du lac de Thoune, les blocs erratiques sont répartis jusqu'au niveau de 1350 m. au moins, et il paraît évident que ces témoins élevés de l'extension des glaciers doivent correspondre à l'époque de Riss.

Pendant la glaciation de Würm le niveau du glacier de l'Aar devait être dans cette région à environ 1200 m., ce qui a permis un débordement depuis la région de Sigriswyl dans la vallée du Rehlochbach et sur les environs de Teufenthal. Il est certain d'autre part que les moraines latérales à éléments centro-alpins qui dessinent un arc de cercle autour de Schwarzenegg au niveau de 930 m. environ ne correspondent pas à l'extension maximum de la glaciation de Würm. On retrouve en effet, plus à l'E, de la moraine de fond et des lambeaux de moraines latérales qui appartiennent à une phase antérieure de la même glaciation, et permettent de reporter la limite du glacier à 4 km. plus loin.

Ces faits expliquent suffisamment que le glacier descendant le Zugthäl devait être barré en amont de Ober-Langenegg par le glacier principal. C'est à ce moment qu'il a déposé contre le flanc gauche de sa vallée une moraine latérale ne contenant que des éléments locaux (calcaires noirs, grès nummulitiques, granites de Habkern, etc.), et qui se suit encore facilement de nos jours depuis Horrenbach (1140 m).

par Hinter Horrenbach (1170 m.) jusqu'au Hüttliggraben (1200 m.).

Outre ces moraines de Würm la vallée de la Zulg possède une moraine frontale qui la traverse à l'altitude de 1000 m. dans les environs de Linden et à laquelle se raccordent des graviers fluvioglaciaires vers l'aval. Ceux-ci existent au-dessous de Keistli et dans le Wühriwald, aux niveaux de 880 et 860 m., sur le flanc gauche de la vallée et la très forte prédominance des éléments autochtones montre bien que nous avons affaire à des dépôts locaux, qui d'après leur position correspondent au stade de Bühl. Des moraines locales appartenant à la phase de retrait se retrouvent d'autre part dans le haut de la vallée du Hinter Horrenbach.

Quant aux 2 terrasses de Unter et de Ober Langenegg, la première, au niveau de 860 m., se rattache intimement aux moraines internes de Würm et représente donc la Basse Terrasse; celle d'Ober Langenegg, dont le niveau est à 920 m. est formée de matériaux à la fois plus décomposés et plus fortement cimentés, parmi lesquels M. Antennen n'a trouvé aucune roche cristalline du massif de l'Aar. Cette terrasse a dû se former pendant la période de Riss et rentre ainsi dans le système de la Haute Terrasse.

M. V. TURNAU (141) a refait en détail l'étude des masses détritiques considérables qui couvrent le fond de la **vallée de la Kander** entre Kandersteg et Kandergrund, et qui, après avoir été envisagées comme moraines, ont été reconnues par M. E. Brückner en 1891 comme appartenant à de grands éboulements. Il décrit d'abord une vaste niche d'arrachement délimitée par la paroi N du Fisistok, le Spitzstein et l'éperon qui porte la cabane S. A. C. du Doldenhorn et creusée essentiellement dans le Crétacique des chaînes calcaires internes. Les couches sont inclinées ici comme la pente au NW et l'éboulement a donc pris la forme d'un glissement de couches.

Le fait que la masse détritique qui remplit le Kanderthal vient bien de là est démontré par la nature des roches qui la constituent, car on reconnaît parmi celles-ci tous les éléments lithologiques du versant N du Fisistock, tandis qu'on n'y voit aucune roche du Gasterenthal ou de la chaîne de la Birre. De plus, les éléments sont anguleux et entassés sans ordre; les plus gros sont le plus souvent morcelés et portent des traces de chocs ou de frictions; à la base de la couche, le broyage est particulièrement intense et a donné naissance à une struc-

ture plus dense et plus fine. En amont de Kandersteg des paquets de moraines empâtés dans la masse de l'éboulement, ont évidemment été labourés et entraînés par celui-ci.

La surface couverte s'étend d'Eggenschwand en amont de Kandersteg jusqu'à Reckenthal sur 9 km. de longueur et une largeur de 300 à 1000 m.; l'inclinaison varie de 3 ‰ à 6 ‰. La masse éboulée se divise en plusieurs parties distinctes qui sont :

1° Le grand talus en terrasse qui s'étend le long du versant gauche de la vallée par Bütschels, Auf der Höhe et Aegerten et correspond à la ligne de déferlement de l'éboulement contre le versant opposé.

2° Les collines de Bühl et les pentes du Bühlstutz, entièrement formées de matériaux broyés et qui constituent un véritable seuil en travers de la vallée.

3° Le paysage mamelonné de Schlosweid et de Mittholz jonché de blocs brisés, qui passe en aval de Kandergrund à un territoire semé de petites collines coniques et sans éléments détritiques grossiers à la surface (Tomalandschaft).

4° Les petites collines des environs d'Eggenschwand qui s'élèvent d'environ 25 m. au-dessus de la plaine de Kandersteg et représentent le bord S de l'éboulement mêlé à une proportion notable d'éléments morainiques.

L'époque à laquelle s'est effectué cet éboulement est sans doute non seulement postglaciaire mais encore postérieure au stade de Gschnitz, car nulle part sa surface ne porte une trace de moraine et ses formes ont en général conservé une fraîcheur qui n'aurait pu survivre à une glaciation. Un lac de barrage a dû exister d'abord entre Kandersteg et Aegerten; puis il a été comblé par les alluvions de la Kander et de l'Oeschinenbach en même temps que son seuil s'abaissait rapidement.

Un second éboulement, beaucoup moins considérable, s'est détaché des parois qui dominant le lac d'Oeschinen et est venu former barrage en aval du lac. Il s'agit de nouveau ici d'un glissement de couches qui a dû s'effectuer aussi après le stade de Gschnitz. La masse éboulée a été projetée en grande partie sur le versant opposé de la vallée d'Oeschinen; depuis sa mise en place elle a été l'objet d'une érosion intense du fait de l'Oeschinenbach et ses éléments ainsi remaniés ont contribué pour beaucoup à l'accroissement de l'énorme cône de déjection de ce torrent.

Je me contente de citer un court résumé publié par M. CH. FALKNER (128) des observations faites par lui-même et M. Ludwig sur les dépôts quaternaires des environs de Saint-Gall (voir *Revue* pour 1905).

M. J. FRÜH (129) a publié une étude géophysique et topographique du **Canton de Thurgovie**, dans laquelle nous trouvons d'abord une série d'indications sur la formation de la vallée inférieure de la Thur entre Bischoffzell et Andelfingen. Ce tronçon est creusé dans l'ancien bassin frontal (Zungenbecken) d'une digitation du glacier du Rhin, limité vers l'aval par la belle ceinture morainique de Nussbaumen, Neunform, Ossingen, Welzikon, Mörsbrug. Au fond de la vallée la Molasse n'apparaît qu'au S d'Ossingen et vers Bürglen, formant comme 2 seuils en aval de bassins surcreusés et remplis par les alluvions.

Au N de Frauenfeld, sur la rive droite de la Thur, M. Fröh a constaté la présence d'un ensemble d'alluvions, cimentées à la surface, et bien visibles près d'Ittingen, à Negerten et au Hochstein, au niveau de 465-485 m., qu'il considère comme fluvioglaciaires et dont il place le dépôt pendant la phase de progression de la glaciation de Riss.

Les moraines de fond, qui couvrent d'immenses étendues, sont constituées par un mélange variable de roches des Grisons et d'éléments autochtones, soit des sables, soit des galets de la Molasse d'eau douce supérieure. Les moraines frontales sont particulièrement bien développées entre Schlattlingen et Nussbaumen, où elles se groupent en 2 cirques distincts, comprenant chacun plusieurs talus concentriques. Dans la région d'Urschhausen et Wylen on peut voir s'amorcer dans le cirque morainique interne un paysage drumlinique bien caractérisé, qui se continue jusque vers Pfyn, et la liaison entre moraines et drumlins est ici évidente.

Aux environs même de Frauenfeld on reconnaît facilement les restes d'un ancien delta de la Murg dans un lac, dont le niveau devait être à 404 m., et qui devait s'étendre depuis Eschikofen à l'E jusqu'à la Tiefenau sous Ossingen à l'W.

A propos du lac de Constance et de son écoulement vers l'W, M. Fröh montre que plusieurs lambeaux d'anciens deltas subsistant dans les environs de Radolfzell correspondent à un niveau du lac s'élevant à 422 m., soit à 24 m. au-dessus du niveau actuel et que l'émissaire devait s'écouler alors par Arlen et Ramsen. L'Untersee barré comme le lac d'Ueberlingen par une ceinture de moraines, a eu un écoulement direct

par Stein seulement lorsque son barrage a été entamé par l'érosion régressive des cours d'eau en aval au-dessous du niveau de 422 m.; puis le niveau du lac s'est abaissé à 414 m., puis à 409 m., à 403 m., à 400 m. et à 398 m. En aval du lac on distingue nettement les moraines frontales d'Etwilen-Hemishofen (430-435 m.) qui formaient barrage, celles d'Eichbühl-Rosiliberg près de Diesenhofen (438 m.), et celles de Langwiesen (Altsbühl 444 m.).

M. J. MEISTER (133) a publié un court aperçu des formations pléistocènes existant entre l'Untersee et **Schafhouse**, dans lequel il cite le Deckenschotter de Hohenklingen sur Stein, les moraines terminales de Würm des environs de Staffel, les formations quaternaires des environs du Kesslerloch, les 4 terrasses d'alluvions de Herblingen, le Deckenschotter du Geissberg. Il donne en outre quelques indications sur le cours interglaciaire du Rhin entre Schafhouse et Neuhausen.

M. J. MEISTER a eu l'occasion d'étudier cette dernière question à propos de recherches d'eau qu'il a entreprises récemment (134). Il a pu constater que l'ancien lit du Rhin coupe le lit actuel en amont de Schafhouse, passe par Neuhausen et se suit de là jusqu'à Kaiserstuhl. Son fond doit être notablement plus bas que celui du lit actuel en amont de la chute, et, d'après les nombreux galets de granite du Julier qu'elles contiennent, les alluvions qui le comblent doivent se rattacher à l'avant-dernière glaciation.

Les eaux qui saturent ces dépôts à Schafhouse ont une température beaucoup moins variable que celles du Rhin et une composition nettement différente, ce qui indique qu'elles ont une origine indépendante. Vers l'aval, depuis Neuhausen, ce contraste est beaucoup moins marqué et l'on peut admettre un mélange des eaux de la nappe d'infiltration avec celles du fleuve.

M. H. SCHARDT (138) a décrit en détail la couche de tourbe qui remplit le fond du **vallon du Locle** et les formations quaternaires sous-jacentes.

Le vallon du Locle a été transformé en un bassin lacustre, parce que le ou les entonnoirs préglaciaires qui le drainaient ont été colmatés par la moraine. Le lac ainsi formé a été rapidement comblé par les apports de ses affluents et transformé en un marais tourbeux, qui a persisté jusqu'à l'époque actuelle. Aussi trouve-t-on, de bas en haut, de la moraine de

fond, des dépôts de graviers, des sables et du limon en couches alternantes, puis la tourbe dont l'épaisseur est considérable au milieu du vallon. Des travaux d'art ont déterminé un drainage partiel mais très incomplet du marais.

Fossiles pléistocènes. — M. S. BIELER (125) a signalé la découverte faite à la montagne de Saint-Cergues d'une vertèbre de **Mammouth**.

Homme préhistorique. — M. J. NUESCH (135) a fait, à l'occasion d'une visite de la Société géologique du Haut-Rhin à Schafhouse, un exposé succinct des connaissances actuelles sur les 2 stations préhistoriques du **Kesslerloch** et du **Schweizersbild**, un sujet dont les *Revue*s précédentes ont parlé à plusieurs reprises d'après les travaux du même auteur.

M. A. SCHENK (139), continuant ses études anthropologiques, a donné la description d'un squelette humain presque complet, découvert à Anthy près de Thonon, sur les bords du lac de Genève. Il s'agit d'un individu adulte, masculin, dont la taille atteignait 1 m. 590, et qui se rattache par tous ses caractères à la race brachycéphale néolithique ou race de Grenelle, dont le crâne est arrondi avec un frontal élargi, des pommettes rugueuses et saillantes, une face large et basse, un nez platyrrhynien et une mâchoire supérieure prognathe.

En outre, M. A. SCHENK (140) a étudié à nouveau quelques ossements humains faisant partie des collections du Musée de Lausanne :

1° Un squelette provient de la station lacustre de Grandson, dont l'âge correspond à la première moitié de l'époque néolithique ; il appartient à une femme de vingt ans environ, ayant une taille de 1 m. 559 et caractérisée par une gracilité remarquable des os du membre supérieur. Le crâne manque.

2° Un crâne féminin, un humérus et un radius ont été découverts à Concise dans une station datant certainement du début des temps néolithiques ; le crâne rappelle le type des Brachycéphales néolithiques (type de Grenelle) et est en outre caractérisé par l'étroitesse de la partie frontale antérieure, l'élargissement de la région des bosses pariétales et l'aplatissement de la région pariéto-occipitale. L'humérus et le radius appartiennent à une femme de 1 m. 456, douée d'une forte musculature des membres supérieurs.

3° Un crâne féminin incomplet, qui provient d'une station

de l'âge du bronze, située à Concise, semble appartenir à un type de croisement de la race des dolichocéphales néolithiques d'origine septentrionale et de la race brachycéphale.

4° Deux crânes incomplets, trouvés dans une station de l'âge du bronze, située à Corcelettes (lac de Neuchâtel), paraissent identiques aux calottes crâniennes de Sutz et de Chavannes, qui devraient, d'après certains auteurs, avoir servi de coupes à boire.

5° Un crâne masculin, découvert dans une station remarquable de l'âge du bronze, sur l'emplacement de l'ancien petit lac de Luissel près de Bex, est remarquable par son hyperbrachycéphalie et offre les caractères très purs de la race celtique ou rhétique.

6° Une calotte crânienne, provenant du Steinberg de Nidau (lac de Bienne) et d'époque douteuse, offre des caractères de croisement des dolichocéphales du Nord et des brachycéphales.

7° Un crâne de jeune fille, trouvé dans une sépulture de l'âge du bronze, au Plan d'Essert sur Aigle, appartient à la race celtique qui abonde dans nos stations lacustres.

8° Plusieurs crânes complets ou fragmentaires proviennent du cône de déjections de la Tinière sur Villeneuve et semblent appartenir, les uns à la fin de l'époque néolithique, les autres à l'âge du bronze; ces derniers sont brachycéphales et se rattachent à la race celtique.

9° M. Schenk décrit ensuite plusieurs crânes provenant de Sion et datant, soit de la fin de l'âge du bronze, soit du commencement de l'âge du fer, et à ce sujet il propose de supprimer le *Type de Sion*, créé par His et Rüttimeyer, et de faire rentrer sans autres les crânes qui s'y rattachent dans la race dolichocéphale d'origine septentrionale. D'autres crânes provenant aussi du Valais et datant de la même époque se rapportent au contraire à la race brachycéphale.

Après avoir décrit encore quelques sépultures de l'âge du fer situées à Villy près Bex, à Vernand sur Blonay, à la Mottaz sur Montet et à Vevey, M. Schenk montre que les nouvelles découvertes confirment de plus en plus la présence exclusive dans les palafittes du commencement de l'époque néolithique de la race brachycéphale semblable à celle de Grenelle. A partir du milieu des temps néolithiques apparaissent des types mésaticéphales et dolichocéphales et ces derniers finissent par prédominer à l'époque de transition de la

pierre au bronze. Les brachycéphales qui subsistent alors diffèrent du type plus ancien par leur indice céphalique plus élevé et leur brachycéphalie plus accentuée.

Vers la fin de l'âge du bronze l'élément brachycéphale devient de nouveau prédominant et il a maintenu cette priorité jusqu'à nos jours.