

MÉLANGES GÉOLOGIQUES

sur le Jura Neuchâtelois et les régions limitrophes

PAR LE D^r H. SCHARDT, PROFESSEUR



Sixième fascicule

(AVEC QUATRE CLICHÉS)

CONTENANT :

- XXVI. Note sur la valeur de l'érosion souterraine par l'action des sources.
- XXVII. Note sur la constitution du remplissage quaternaire du vallon du Locle.
- XXVIII. Note complémentaire sur l'origine du lac de Neuchâtel et des lacs subjurassiens.
- XXIX. Nouvelles observations sur le Crétacique moyen et le Tertiaire du Baliset près de Rochefort (avec la collaboration de M. Aug. Dubois).



XXVI

Sur la valeur de l'érosion souterraine par l'action des sources.

Communiqué dans la séance du 2 décembre 1904.

En considérant que toutes les eaux qui émergent du sol, sous forme de sources plus ou moins volumineuses, sont chargées d'une certaine quantité de matière minérale, empruntée aux voies souterraines

que l'eau a parcourues, on est généralement loin de se faire une idée de l'importance de ces emprunts qui constituent l'érosion souterraine.

En effet, l'eau de pluie qui s'infiltré sous le sol est parfaitement pure — l'eau des sources contient des quantités variables de matières minérales; il y a donc forcément érosion par dissolution.

Suivant la nature des terrains traversés, la matière ainsi enlevée par l'eau à l'écorce terrestre est fort différente, autant en qualité qu'en quantité, puisque les divers terrains sont très différemment solubles.

Il ne peut s'agir ici que d'un fort petit nombre de matières, car nous devons faire abstraction des sources sortant du terrain gneissique et granitique qui n'ont que fort peu d'action corrosive, de même que des sources sortant de terrains très solubles, telles que les gites de matières salines. Il ne nous reste à prendre en considération que le calcaire que l'eau dissout sous forme de bicarbonate ($\text{Ca H}_2 \text{C}_2 \text{O}_6$) et le gypse ou sulfate de chaux ($\text{Ca SO}_4 + 2 \text{H}_2 \text{O}$). Les sources gypseuses sont d'ailleurs fort rares dans le Jura central; c'est dans le Jura septentrional et occidental, où affleurent les gisements gypsifères du Trias, et dans diverses régions des Alpes calcaires qu'on en trouve de nombreux exemples. Les sources jurassiennes sont à peu d'exceptions près des sources calcaires.

Rapidité de dissolution du gypse.

C'est la constatation, dans diverses régions des Alpes, de sources gypseuses à grand débit qui m'a fait envisager l'importance des érosions souterraines qui doivent se produire sur le parcours de ces eaux,

avant leur arrivée à la surface. C'est ainsi qu'un cordon de sources gypseuses qui émergent sur le bord des Préalpes entre Montreux et l'Alliaz, au pied du massif du Cubli, avec une teneur de plus de 19,5 de gypse par litre et un débit de 3000 l. m. en moyenne enlèvent à la montagne une masse de gypse égalant à 1565,2 tonnes, soit un volume de 680 m³, en admettant que le sulfate de chaux dissous est du gypse, ou de 540 m³, en admettant de l'anhydrite, ce qui est plus probable.

Les constatations faites au tunnel du Simplon et à ses abords ont révélé des érosions souterraines plus grandioses encore. Des sources se déversant visiblement et invisiblement dans le torrent de la Cairasca, près de Gebbo sur Varzo, amènent annuellement à la surface plus de 4000 m³ de gypse anhydre. Les eaux froides entrant dans le tunnel du Simplon enlèvent en une année plus de 10 000 m³ de gypse sur leur parcours à travers la montagne.

Cette dissolution du gypse se fait avec une grande rapidité, ainsi que j'ai eu l'occasion de le constater sur la source du Schwarzegg sur Kerns, dans le canton d'Unterwald. Cette source jaillit à la cote de 1110 m. au pied d'un massif calcaire appelé Arvirat, dont la superficie absorbante d'environ 3,5 km², correspond, d'après la quantité de pluie reçue annuellement, assez exactement au débit moyen de la source, soit 90 à 100 l. s. Cette source est peu gypseuse et n'a qu'un degré hydrotimétrique de 19^o. Elle ne contient que 0g,290 de matière minérale par litre.

Après 300 mètres de cheminement superficiel, à travers un creux d'effondrement du terrain gypseux, son eau s'engouffre à la cote 1058 m. dans un entonnoir, après avoir augmenté sa dureté de 5^o (24^o).

A 800 mètres de distance horizontale au N. de ce point jaillit du rocher gypseux à 908 m. d'altitude une source toujours trouble, le Mehlbach (ruisseau farineux) qui débite cependant environ 30 % d'eau de plus que la source perdue. La teneur en gypse de son eau correspond à un degré hydrotimétrique de 125⁰; le litre de son eau contient 29,08 de matière minérale, donc 7 fois autant que la source du Schwarzegg. Un essai de coloration fait avec de la fluorescéine a montré que c'est bien l'eau de la source du Schwarzegg qui réapparaît au Mehlbach et que le trajet s'accomplit en moins de 30 minutes. En admettant que la moitié du gypse que contient cette source est attribuable à d'autres eaux souterraines déjà gypseuses, il en ressort néanmoins qu'il suffit de 30 minutes pour que l'eau du Schwarzegg se sature de gypse dans la proportion de 2 grammes par litre.

Le limon fin que l'eau entraîne est dû à la partie insoluble du rocher gypseux qui est très impur. Il représente environ 09,7 par litre. La rapidité de l'écoulement souterrain l'empêche de se sédimenter. Il n'y a donc pas de cavités dans lesquelles l'eau peut se décanter. Cela résulte de même de la courte durée de la coloration, qui avait disparu au bout de moins de deux heures.

En calculant la quantité de rocher gypseux dissous par l'eau du Mehlbach, on arrive à apprécier la valeur de l'érosion souterraine accomplie par cette source.

Le débit de ce ruisseau est de 129 l. s. La proportion de sulfate de chaux anhydre est de 19,596 par litre; cela donne un poids annuel de 6365 tonnes ou 2741 m³. En ajoutant le limon qui fait

également partie du rocher dissous, on trouve un nouveau poids de 2792 tonnes, soit en chiffre rond 1000 m³. Le Mehlbach enlève donc à la montagne annuellement 3741 m³, ou en chiffre rond 3700 m³ de rocher gypseux. D'importants affaissements de terrain se produisent continuellement autour du cours souterrain de l'eau et en marquent le trajet. Des éboulements préhistoriques recouvrent les coteaux voisins de leurs débris. Ils sont probablement les conséquences de la dissolution séculaire du gypse qui formait le socle des rochers disparus, comme aujourd'hui encore le Stanserhorn à son versant N. qui repose sur une assise de gypse.

Dissolution du carbonate de chaux.

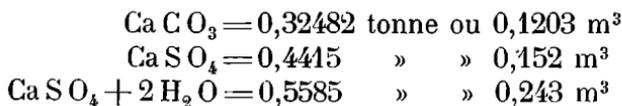
Il est probable que le trajet des eaux souterraines à travers les roches simplement calcaires, donc bien moins solubles que le gypse, amène avec une rapidité non moins grande la saturation des eaux en carbonate de chaux. Mais il faut ici l'intervention d'un second agent, l'acide carbonique, qui est fourni déjà en partie par l'air atmosphérique, mais surtout par la couche végétale du champ absorbant des eaux météoriques.

Les sources jurassiennes et surtout les sources vauclusiennes contiennent 0,2 à 0,25 de carbonate de chaux par litre. Le débit de ces sources est beaucoup plus considérable que celui des sources gypseuses dont nous venons de parler.

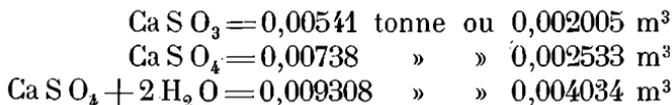
Prenons comme exemple un certain nombre de sources vauclusiennes du Jura et pour faciliter les calculs je donne ci-dessous les *coefficients d'érosion* pour les deux principales matières, le gypse et le

carbonate de chaux, qui peuvent entrer en ligne de compte. Il suffira de multiplier ces coefficients par le degré de dureté (degré français) et le débit moyen de la source, pour obtenir immédiatement la quantité de rocher que celle-ci enlève en une année. Ce coefficient d'érosion correspond à la quantité de rocher dissous en une année par un litre seconde, ou un litre minute d'eau pure, pour un degré de dureté.

1 litre seconde donne pour 1^o de dureté par année :



1 litre minute donne pour 1^o de dureté par année :



La source de l'Areuse ayant un débit moyen de 4000 l. s. et une dureté de 20^o enlèvera conséquemment en une année :

$$\begin{aligned} 4000 \times 20 \times 0,32482 &= 25 \text{ 985 tonnes} \\ \text{ou } 4000 \times 20 \times 0,1203 &= 9628 \text{ m}^3 \text{ de calcaire.} \end{aligned}$$

En un siècle cela représente 962 800 m³.

La source de la Serrière, avec un débit moyen de 2500 l. s. et 20^o de dureté, enlève donc annuellement :

$$\begin{aligned} 2500 \times 20 \times 0,32482 &= 16 \text{ 241 tonnes} \\ \text{ou } 2500 \times 20 \times 0,1203 &= 6015 \text{ m}^3 \text{ de calcaire.} \end{aligned}$$

La Noiraigue, troisième source vaclusienne du canton de Neuchâtel, avec environ 1500 l. s. de débit moyen et également 20^o de dureté, produit une érosion souterraine de

$$\begin{aligned} 1500 \times 20 \times 0,32482 &= 9745 \text{ tonnes} \\ \text{ou } 1500 \times 20 \times 0,1203 &= 3609 \text{ m}^3 \text{ de calcaire.} \end{aligned}$$

Régularisation du débit des sources vauclusiennes.

Cette évacuation de matière calcaire par corrosion souterraine se poursuit depuis des siècles et des centaines de siècles et conséquemment des vides considérables doivent exister sous nos montagnes. Il est vrai que le cube de matière calcaire enlevé chaque année se répartit sur une grande surface horizontale et une hauteur verticale très respectable. Elle est donnée par la surface du champ collecteur, ces vastes plateaux et dômes calcaires et les synclinaux qui les réunissent, sous lesquels se collectent les eaux en cheminant dans d'innombrables fissures. C'est sur les parois de ces fissures que se fait le travail de corrosion.

Du haut en bas, depuis la surface, où se fait la première action corrosive de l'eau de pluie, produisant les lapiés ou lésines, jusqu'au niveau des sources vauclusiennes, les montagnes calcaires sont minées par les eaux. Il est même probable que la plupart des bassins sourciers ont déjà enfoncé leurs canaux au-dessous du niveau des déversoirs, en raison de la circulation thermique de l'eau souterraine. Mais c'est au niveau ou près du niveau du déversoir que doivent se trouver les plus vastes cavités.

Dans beaucoup de cas, on constate qu'au cours des siècles le niveau des sources vauclusiennes s'est abaissé. Cela est certainement le cas pour la Doux ou Areuse, de même que pour la Noiraigue. L'une et l'autre possèdent des orifices accessoires plus élevés que la source principale. Ces orifices entrent en activité au moment des hautes eaux. La Serrière,

par contre, paraît être restée longtemps stationnaire. On ne constate dans le voisinage de cette source aucun orifice abandonné ou de source temporaire de trop plein. A moins qu'il ne puisse être prouvé que la Serrière représente l'émissaire d'une série de sources qui s'écoulaient autrefois dans le lit du Seyon — aujourd'hui souvent à sec dans la région des gorges où son lit est absorbant — il faut admettre que le niveau de la Serrière s'est maintenu assez constant depuis un temps très long. Cette source est d'ailleurs une des moins variables parmi les sources vaucloisiennes, ce qui prouverait, ou bien que ses canaux collecteurs sont étroits et ne laissent écouler l'excès d'eau au moment des crues que très lentement vers l'orifice de la source, ou bien que celle-ci est alimentée, au contraire, par un système de canaux souterrains très larges et étendus, représentant une surface horizontale relativement grande et dont les variations de niveau ne se font sentir que très lentement. L'effet d'un tel réseau de canaux sur le débit d'une source doit faire l'office d'un lac régulateur. La question se pose maintenant s'il n'y aurait pas possibilité d'utiliser ce réseau de canaux en vue de la régularisation plus complète du débit de la source, en surélevant le seuil du déversoir pour emmagasiner la plus grande partie de l'eau des crues et en ne laissant écouler que la quantité d'eau correspondant au débit moyen. De cette façon on pourrait utiliser entièrement l'eau des crues qui se perd aujourd'hui en bonne partie. La prise d'eau resterait au niveau actuel de la source, au pied de la digue de surélévation du niveau de l'eau et aurait une ouverture réglable afin de compenser les variations de la pres-

sion résultant des variations de niveau. Ce problème doit se poser pour chaque source vauclusienne utilisée comme force motrice. Mais on ne saurait arriver à une solution satisfaisante que si la source répond réellement aux conditions du deuxième cas mentionné ci-dessus.

Il s'agirait donc, par des observations suivies, de s'assurer si la nappe d'eau souterraine remplissant le réseau de canaux répond bien à ces conditions. Il semble en effet qu'une source vauclusienne qui s'est maintenue pendant fort longtemps au même niveau, tend à élargir de plus en plus son réseau de canaux dans la zone des variations du niveau de l'eau et au-dessous de celle-ci. Son débit doit conséquemment se régulariser de plus en plus, tant que le déversoir reste à la même hauteur. Le débit relativement très régulier de la Serrière, qui varie de 300 à 10 000 l. s., soit dans la proportion de 1 à 33, permet d'envisager la possibilité de trouver là les conditions favorables à un essai de régularisation du débit, en établissant un barrage devant l'orifice actuel de la source qui jaillit au sortir d'un étroit ravin, creusé dans la pierre jaune de Neuchâtel (Hauterivien supérieur). Les études qui vont être faites en vue de fixer en premier lieu les relations entre la Serrière et le Seyon, permettront, j'espère, de formuler des conclusions catégoriques dans l'un ou l'autre sens. On peut en tout cas être certain que la surélévation du déversoir des sources vauclusiennes sortant comme la Serrière d'un rocher sain, peut amener une régularisation du débit — à la condition que l'orifice à débit constant soit au niveau des basses eaux. Les vastes cavités qui doivent exister dans l'intérieur de la mon-

tagne permettent d'augurer favorablement dans le sens d'une réussite.

Il faut cependant reconnaître que des essais de ce genre n'ont pas été tentés souvent jusqu'ici. La cause en est sans doute en partie dans la difficulté réelle d'une telle entreprise et dans la disproportion du résultat, en comparaison des frais. D'autre part une sorte de crainte superstitieuse empêche bien souvent de toucher aux sources de peur de les perdre. On sait en effet que les tremblements de terre font parfois changer de cours les eaux souterraines, d'où la possibilité que les travaux de mine en particulier puissent provoquer le changement du cours des eaux par suite de l'ébranlement du sol. Cependant au cours de nombreux captages de sources que j'ai eu l'occasion de diriger, je n'ai jamais vu que, malgré l'emploi d'explosifs, on ait eu à constater la moindre déperdition d'eau. L'ébranlement du sol par les mines à main, surtout avec l'emploi de la dynamite, est extrêmement faible. On aurait donc tort de craindre que, soit par les travaux de minage faits avec prudence, soit par la surélévation du niveau du déversoir on provoquât une déperdition d'eau en créant des fuites latérales. Il ne s'agirait en tout cas pas d'élever le niveau du déversoir de plus de 10 m. puisque la source de la Serrière n'est qu'à 10 m. au-dessous du lit du Seyon au Vauseyon. Par un refoulement plus grand on pourrait en effet occasionner une pénétration de l'eau de la Serrière dans le lit du Seyon, voie que probablement les eaux avaient suivie autrefois, avant l'existence de la source de la Serrière.

XXVII

**Note sur la constitution du remplissage d'alluvion
du vallon du Locle.**

Communiqué dans la séance du 3 février 1905.

Dans le courant de l'hiver 1903-1904, je fus chargé par la direction d'étude de la nouvelle gare du Locle d'une expertise concernant la nature géologique du sous-sol de ce vallon, dans la partie comprise entre la ville et le Col des Roches, où l'on projette d'établir la nouvelle gare aux marchandises. La surface de cette partie du vallon est formée, comme on sait, par du terrain tourbeux, sol fort peu favorable pour la construction de bâtiments, vu l'instabilité de ce genre de terrain. Ce même terrain forme d'ailleurs une bonne partie du sol sur lequel est bâtie la ville du Locle; la solidité de l'assise des bâtiments n'a été obtenue qu'au moyen de fondations sur pilotis. Seuls le temple et quelques quartiers adossés au pied du coteau de Bellevue, au-dessous de la gare, sont fondés sur du sol rocheux (calcaire d'eau douce, dit pierre morte). Il s'agissait donc non seulement de connaître l'épaisseur de la couche de tourbe représentant le dernier sédiment qui a fini par combler l'ancien lac du Locle, mais aussi la nature au point vue de sa résistance du terrain formant le substratum de la tourbe.

Les travaux d'excavation pour le nouveau canal souterrain du Bied du Locle ont déjà fait voir l'épaisseur considérable de la couche de tourbe, ainsi que la présence, au-dessous de celle-ci, d'un terrain crayeux

et limoneux plastique. C'est dans ce dernier que sont enfoncés les pilotis sur lesquels sont fondés de nombreux bâtiments. Le peu de solidité de ce terrain ressort du fait que, lors du creusement du canal du Bied, des bâtiments ainsi fondés sur pilotis ont subi des déplacements dans le sens horizontal et vertical; le terrain s'écoulait littéralement dans la direction du vide. Un fait tout aussi significatif s'est produit lors de la construction de la ligne du Locle à Morteau, laquelle est placée près des Billodes sur un remblai assez élevé. La surcharge de ce dernier a eu pour conséquence un déplacement de la route cantonale, pendant que le remblai lui-même s'enfonçait visiblement et qu'à son pied la tourbe se soulevait, en faisant surgir à la surface le terrain crayeux sous-jacent.

Afin de bien se rendre compte de la nature de ces dépôts de remplissage qui se trouvent au-dessous de la tourbe, on a pratiqué des sondages au moyen d'une tarière; le plus profond a atteint 28^m,5, sans parvenir au terrain rocheux. Plusieurs autres, placés plus près du bord du vallon, ont par contre trouvé la cuvette rocheuse qui contient le remplissage d'alluvion. Ces sondages, au nombre de 18, furent alignés en trois séries, dont l'une en dedans de la route, du côté des Billodes, et les deux autres à l'extérieur, vers le large du marais. Commencés en décembre 1903, ils furent terminés au printemps 1904. En les faisant, on a eu soin de recueillir des échantillons de tous les terrains rencontrés. Ces échantillons furent renfermés dans des boîtes en zinc, afin de conserver leur état naturel. Je ne donnerai pas ici la description détaillée de cette collection qui

comprend 106 numéros. Le travail de dépouillement de tous ces échantillons, en y appliquant des essais chimiques, microscopiques et de lévigation, a été entrepris par mon assistant, M. Jules Favre, qui en fera connaître les résultats dans une monographie en préparation sur les environs du Locle.

Situation du vallon du Locle, son sol tourbeux.

J'ai déjà donné un profil géologique du synclinal du Locle dans le N^o XVIII, 4^{me} fascicule des *Mélanges géologiques*¹.

Il ressort de ce profil géologique que le vallon proprement dit du Locle est creusé sur le côté N.W. du synclinal. Son fond plat s'abaisse, avec une très faible pente, dans la direction du Col des Roches, où a existé de tout temps une région inondable; ce n'est autre chose qu'une plaine d'alluvion, due au remplissage progressif d'un lac, dont les derniers vestiges furent précisément la région sujette aux inondations, dans le voisinage du Col des Roches. Cet état des choses n'a cessé que depuis le creusement d'une galerie qui fut terminée en 1805. Si cette opération évite la stagnation de l'eau dans la partie inférieure du vallon, elle n'a cependant nullement supprimé l'état marécageux d'une grande partie de cette plaine d'alluvion. Cela provient de la difficulté de faire écouler les eaux superficielles à travers le terrain tourbeux, vers le nouvel exutoire du Col des Roches. La pente du terrain à travers cette plaine de comblement lacustre est très faible; la couche de tourbe, dont la formation n'a nullement été arrêtée par le creusement de la galerie, a continué

¹ *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.*, t. XXXI, p. 265, 1902-1903.

à relever le niveau du terrain, surtout dans la partie inférieure, en diminuant d'autant la pente et en réduisant encore, au surplus, le calibre du canal du Bied. On cherche aujourd'hui à remédier à cet état des choses, en creusant un nouveau canal assez spacieux et légèrement plus profond. Ce canal, entièrement souterrain dans la traversée de la ville, sera ouvert à l'aval de celle-ci jusqu'au Col des Roches. Cependant, il ne supprimera pas l'état marécageux de cette partie du vallon, en raison de sa profondeur insuffisante, qui est loin de permettre le drainage de toute l'épaisseur de la couche de tourbe. Celle-ci continuera à fonctionner comme éponge d'accumulation d'eau; au lieu d'une tourbière

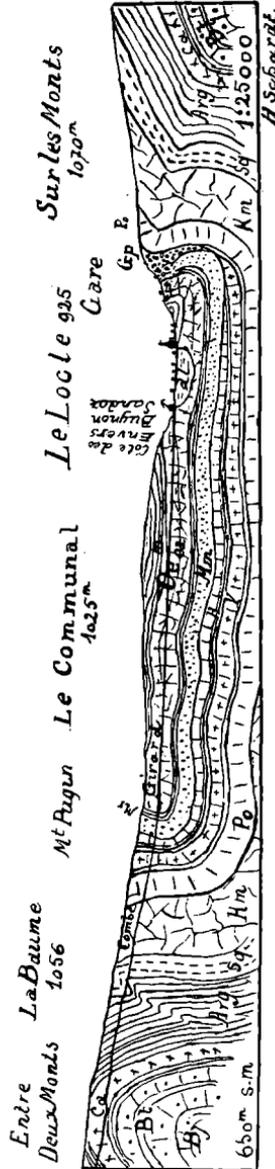


Fig. 1. Profil géologique à travers le vallon du Locle.

LÉGENDE :

Al. Alluvion lacustre remplissant le fond de l'ancien sillon d'érosion; E. Ouningien; Mr. Marne rouge; Mo. Mollesse marine (Hoivétien); H. Hauteriviën; V. Valangien; Pu. Portlandien; Km. Kimeridgien; Sé. Séquanien; Arg. Argovien; Ca. Callovien; Br. Bathonien; B. Bajocien.

inondable, à surface plane ou concave, il se formera une tourbière exondée bombée, par une transformation de la végétation génératrice de la tourbe. Il eût fallu abaisser, jusqu'au dessous du fond de la couche de tourbe, le radier du canal, afin de permettre le drainage complet de celle-là. Mais cette mesure eût nécessité la suppression ou l'abaissement des réservoirs d'accumulation d'eau pour force motrice que la commune du Locle a fait établir près du Col des Roches; il eût également fallu abaisser proportionnellement la tête amont de la galerie, ce que la forte déclivité de celle-ci rendait parfaitement possible.

Un essai de surcharge, fait au moyen d'un massif de maçonnerie sèche, a montré avec évidence combien les constructions et remblais placés sans fondations à pilotis sont sujets à s'enfoncer par suite du tassement de la tourbe. Une surface quadrangulaire de 10 mètres de côté fut chargée de pierres entassées, en donnant au massif la forme d'une pyramide tronquée et en portant la hauteur successivement à un, deux et trois mètres. L'essai commença le 9 juillet 1904. Après avoir chargé le terrain sur 1 m. de hauteur, on constata un enfoncement de 0^m,23. En portant la charge à 2 m., il y eut un enfoncement de 0^m,41, soit 0^m,64 au total. Une nouvelle surcharge de 1 m. n'ayant plus qu'une surface de 5^m × 5^m a produit encore 0^m,18 d'enfoncement, soit au total 0^m,82. C'était le 19 juillet; sept jours plus tard, on constata encore 0^m,07 de plus, donc au total 0^m,89. Les observations furent alors arrêtées; mais il est certain que le tassement du sol tourbeux a continué encore, en sorte qu'on peut bien admettre qu'il doit avoir atteint peu à peu la valeur de 1 m. L'épaisseur de la couche tourbeuse

au lieu de l'expérience étant de près de 7 m., cela fait une compressibilité de $\frac{1}{7}$ pour seulement 3 m. de hauteur de surcharge, ne représentant qu'une pression de $0^{\text{kg}},125$ par centimètre carré. Il est possible, vu la non rigidité du massif de pierre entassée, que l'enfoncement a été un peu plus fort au milieu que sur le pourtour. Le repérage fut d'ailleurs fait au moyen d'un jalon enfoncé dans le terrain. Il ressort surtout de cette expérience que l'enfoncement, soit l'écrasement du sol tourbeux, a été très rapide au début, surtout au moment où la hauteur du massif de pierre fut portée à 2 m.

La principale série de sondages a été alignée sur l'axe de la voie d'accès projetée, à environ 40 m. de distance de la route cantonale, du côté S.-E. de celle-ci. Elle comprend dix sondages distants de 100 à 100 m., donc sur 900 m. de longueur. Ils ont atteint 10 à 20 m. de profondeur pour la plupart, un seul, le N^o 10, a été poussé jusqu'à $28^{\text{m}},5$. L'épaisseur de la tourbe a été trouvée au moins de $6^{\text{m}},5$ et au maximum de 9 m. La série de sondages entre la route cantonale et le chemin de fer, donc plus près du bord du vallon, n'a donné pour les sept percées que $2^{\text{m}},5$ à 5 m. de tourbe avec une augmentation de l'épaisseur avec la distance du bord du vallon. Tous ces sondages, sauf un, ont atteint le fond rocheux entre $4^{\text{m}},5$ et 13 m. Le dernier sondage, fait à 70 m. au S.E. de l'alignement de la série principale, a traversé 8 m. de terrain tourbeux et a atteint $13^{\text{m}},5$ de profondeur.

Il ressort en tout cas de ces sondages que le terrain tourbeux atteint une épaisseur très considérable dans toute la partie du vallon du Locle comprise entre la ville et le Col des Roches.

Terrains sous-jacents à la tourbe.

La nature particulière et la composition de la tourbe du vallon du Locle seront décrites en détail par M. Favre, d'après les nombreux échantillons recueillis. Il en sera de même des échantillons des sédiments existant au-dessous de la tourbe, et dont l'épaisseur est si considérable que le sondage N^o 10 n'a pas atteint le fond rocheux de la cuvette, quoiqu'on ait atteint la profondeur de 28^m,5.

Je me contente donc de constater ici que ces résultats confirment entièrement la supposition que la plaine occupée aujourd'hui par la ville du Locle et qui s'étend sous forme de fond marécageux jusqu'au Col des Roches, a été occupée jadis par un lac assez profond, dont l'exutoire était l'emposieu qui a encore servi à l'écoulement souterrain du Bied, avant le percement de la galerie, en 1805. Un pareil lac devait avoir un niveau très variable, comme tous les nombreux lacs de cette catégorie qui existent, soit dans le Jura, soit dans les Alpes calcaires. La hauteur de leur eau dépend de la capacité absorbante de l'emposieu et des variations de leurs affluents. Ce lac fut comblé peu à peu par les atterrissements des divers affluents du Bied du Locle. Celui-ci a un régime franchement torrentiel; au moment des crues, il charrie énormément d'alluvions, notamment une très forte proportion de substances argileuses provenant des dépôts tertiaires qui remplissent le synclinal formé par les terrains néocomiens et jurassiques. Ce sont ces dépôts, composés d'innombrables feuillets alternativement plus ou moins argileux, argilo-calcaire

ou limoneux et sableux que la sonde a traversés sur plus de 20 m. L'étude de la composition pétrographique et des nombreux restes d'organismes contenus dans ces alluvions lacustres fourniront certainement aussi la preuve de leur provenance.

Mais il y a au-dessous des alluvions feuilletées lacustres encore un autre terrain essentiellement argileux; il contient de nombreux fragments calcaires, généralement assez petits, probablement parce que la sonde à tarière n'a pas pu amener à la surface les débris de plus grande dimension. Ce terrain, rencontré dans la plupart des sondages, ne peut pas être de l'alluvion lacustre; il n'en a ni la composition homogène, ni la stratification particulière; les restes d'organismes y font également défaut. On ne saurait voir dans cette formation autre chose que de la moraine de fond, comme il en existe dans un grand nombre de vallons du Jura, en particulier sous les tourbières des Ponts, de la Brévine, du plateau de Diesse, etc.

En considérant en outre que le lac des Taillières est certainement le résultat de l'obstruction morainique d'un emposieu, le même que celui au fond duquel est installée aujourd'hui la turbine du Moulin du Lac, on ne saurait méconnaître l'analogie qu'il y a entre ces deux exemples. Le ou les ruisseaux alimentant le lac des Taillières coulaient au début, soit avant l'époque glaciaire, sur le fond du sillon, occupé aujourd'hui par le lac, en se rendant vers l'emposieu ouvert sur le parcours d'une fissure béante. L'occupation glaciaire a produit la formation d'un véritable placage de moraine, surtout argileuse, sur le fond de la cuvette, avec passage latéralement à de la moraine de plus en plus graveleuse et sableuse, formant une

véritable digue longitudinale au lac actuel. C'est par dessus cette digue que s'écoule actuellement l'eau du lac, en fournissant en même temps une certaine force motrice.

Le même phénomène doit s'être produit dans le vallon du Locle. Avant l'époque glaciaire le Bied coulait à environ 40 à 50 m. plus bas qu'aujourd'hui, au fond d'un sillon amenant ses eaux vers un emposieu situé à une profondeur correspondante. Le dépôt de moraine de fond et de moraine latérale, aidé peut-être aussi de glissements de terrain sitôt après le retrait des glaciers, ont eu pour effet de barrer l'emposieu profond et de créer le lac post-glaciaire du Locle. Tandis que le lac des Taillières s'est maintenu, grâce au petit volume de ses affluents, et leur faible alluvionnement, celui du Locle s'est rapidement comblé, d'abord par les limons, sables, etc., puis, devenu marécageux, par la végétation tourbeuse alternativement avec le limon d'inondation.

XXVIII

Note complémentaire sur l'origine du lac de Neuchâtel et des lacs subjurassiens.

Communiqué dans la séance du 17 février 1905.

Dans la séance du 26 novembre 1897, j'ai communiqué à la Société neuchâteloise des sciences naturelles les observations que je venais de faire sur l'origine des trois grands lacs du pied du Jura, ainsi que la partie appelée le « petit lac » du lac Léman, laquelle

s'étend de Nyon à Genève¹. J'admettais alors que les trois lacs subjurassiens, ainsi que le petit lac du Léman (lac de Genève), devaient leur existence à un affaissement de la partie du plateau suisse et du Jura, comprise entre le prolongement de la vallée de l'Aar (lac de Thoune) d'une part et celle de la vallée de l'Arve de l'autre, entre lesquelles vallées sont placées les Préalpes romandes. Celles-ci forment, en effet, une proéminence manifeste sur le bord alpin. Elles sont arrivées dans leur situation actuelle pendant le dernier acte de la surélévation de la grande chaîne alpine et leur surcharge a donc dû s'ajouter à celle qui a produit, sur les deux versants de la chaîne, les lacs marginaux, en submergeant, par suite de l'affaissement qui en fut la conséquence, des segments importants des vallées d'érosion qui venaient de se former pendant les temps pliocéniques. Ainsi l'affaissement préalpin s'est ajouté dans la zone indiquée à l'affaissement alpin, en noyant les vallées longeant le pied du Jura et en prolongeant la nappe du Léman jusqu'à Genève, dans une dépression qui est également une vallée d'érosion subjurassienne.

J'admettais, en 1897, que le système hydrographique submergé pour former les lacs du pied du Jura se composait de deux vallées jumelles sur l'emplacement des lacs de Neuchâtel et de Bienne, qui présentent chacun deux sillons séparés par une éminence longitudinale, formant dans le lac de Neuchâtel la colline submergée de la Motte et dans le lac de Bienne l'île de Saint-Pierre et le Heidenweg. J'admettais ainsi que les deux sillons du lac de Bienne

¹ Note préliminaire sur l'origine des lacs du pied du Jura suisse. Archives des Sc. Genève, t. V, p. 68, 1898.

étaient le prolongement de ceux du lac de Neuchâtel. L'emplacement du lac de Morat est également marqué par deux sillons qui se joignent cependant déjà dans le lac même, en face de Morat et se prolongent par la plaine d'alluvion du Seeland. Au moment de la submersion de ce système de vallées il se serait produit un seul grand lac, allant du Mormont jusqu'à Soleure, avec diverses presqu'îles, îles et golfes, correspondant aux formes compliquées du système fluvial submergé; formé au début de l'envahissement des glaciers, ce lac a donc eu à subir l'influence des diverses glaciations autant que des temps interglaciaires. Les uns et les autres contribuèrent au comblement des diverses parties de cette cuvette lacustre, en y déposant, soit des moraines, soit des alluvions fluviales et torrentielles. Les glaciers travaillèrent autant de fois au nivellement des parties saillantes. L'Aar détournée de son cours primitif qui allait de Berne vers le Nord, dans la direction de Wangen, s'est dirigée dès l'époque glaciaire vers le grand lac subjurassien, en suivant d'abord la vallée, aujourd'hui sèche, de Zollikofen à Lyss, pour ne prendre que plus tard son cours actuel de Berne par Aarberg. Cette dérivation du principal cours d'eau de la Suisse centrale a naturellement contribué dans une importante mesure au comblement de la partie moyenne et septentrionale surtout du grand lac. La dérivation de l'Aar, de même que celle de la Singine peut être attribuée, soit à l'affaissement initial qui créa le grand lac subjurassien, soit à l'influence de dépôts morainiques, notamment en ce qui concerne le deuxième détournement de l'Aar, de Berne vers Aarberg. Toutes ces influences n'ont laissé en fin de compte que les trois lacs

très inégalement grands de Neuchâtel, de Bienne et de Morat.

J'ai aujourd'hui une importante et intéressante modification à proposer, en ce qui concerne le système fluvial, dont la submersion donna lieu au grand lac primitif.

En analysant en détail la forme orographique et géologique des parties saillantes qui existent entre les diverses cuvettes et bras de l'ancien grand lac, j'ai constaté en premier lieu que la colline allongée du Vully qui sépare la dépression du lac de Neuchâtel de la vallée de la Broye-lac de Morat n'a nullement comme continuation directe la colline du Mont de Bretiège qui en est séparée par une plaine d'alluvion, large de presque quatre kilomètres. Les deux anciens sillons primitifs du lac de Neuchâtel, les thalwegs de la Thièle et de la Menthue devaient se réunir en face de Neuchâtel, dans la partie la plus large du sillon et qui serait aussi la plus profonde de la cuvette, si l'on suppose enlevé le remplissage d'alluvion. Donc le double sillon du lac de Neuchâtel passe à un sillon simple et ne se prolonge donc pas dans celui du lac de Bienne, comme d'ailleurs le Jolimont n'est pas le prolongement direct de la colline submergée de la Motte du lac de Neuchâtel, quoique placée sur son alignement. Mais cette non-continuité des sillons d'érosion des lacs de Neuchâtel et de Bienne est rendue plus évidente encore par l'étude de la région en partie marécageuse qui sépare ces deux lacs, région que l'on désigne communément du nom de plaine ou marais de la Thièle. Cette région n'est nullement plane et marécageuse dans toutes ses parties. Entre le bord du Jura et le Jolimont se place

la colline mollassique de Marin et de Wavre qui n'est séparée du premier que par un très étroit sillon. De même, près de l'ancien château de Thielle les affleurements de mollasse en place se trouvent si rapprochés de part et d'autre de la Thièle qu'il n'est pas possible d'admettre là un sillon d'érosion bien profond. Ces collines tertiaires¹ forment comme une barre transversale à travers la partie sud de la plaine de la Thièle. La conclusion qu'il faut tirer de cette constatation est que les deux cuvettes lacustres de Neuchâtel et de Bienne sont séparées par une barre rocheuse miocène qui n'est entamée que superficiellement par deux sillons peu profonds sur la ligne Saint-Blaise-Souaillon et le long du cours actuel de la Thièle. Donc les deux sillons fluviaux primitifs du lac de Neuchâtel n'ont jamais pu se prolonger dans ceux du lac de Bienne, bien qu'aujourd'hui le premier de ces lacs déverse ses eaux dans le second. Les vallées primitives de ces deux lacs étaient donc tout à fait indépendantes! En effet, la vallée de la Thièle devait se diriger vers l'Est, à partir de la jonction de la Menthue avec la Thièle en face de Neuchâtel, en suivant le profond thalweg actuellement caché sous la plaine d'alluvion entre Sugiez et Anet (Ins), laquelle sépare le Vully du Jolimont. Elle devait se joindre à l'ancienne profonde vallée de la Broye, en face de Chiètres (Kerzers), pour prendre ensuite avec celle-ci la direction N.E. jusqu'à Soleure, sous le large remplissage d'alluvion et de moraine du Seeland. C'est

¹ Sur la deuxième édition de la carte géologique suisse 1: 100 000, feuille VII, la colline de Wavre-Marin et celle de Chules (Gals) sont indiquées comme étant formées entièrement de moraine, tandis que la première édition marquait fort justement les affleurements de Marin et de Montmirail, mais non ceux de Chules.

par ce grand sillon collecteur que s'écoulaient primitivement les eaux réunies de la Broye et de la Thièle. Les eaux de l'Aar n'y sont arrivées que beaucoup plus tard, après la submersion de ce système fluvial. Quant au double sillon du lac de Bienne, voici ce que nous apprend l'analyse orographique et géologique de cette dépression : deux cours d'eau devaient exister de part et d'autre de l'arête Jolimont-Ile de Saint-Pierre ; leurs vallées sont aujourd'hui entièrement submergées ou comblées de moraine et d'alluvion. L'une prenait naissance entre le Jolimont et Cornaux et courait le long du tracé actuel du canal de la Thièle au-dessous de la masse de terrain d'alluvion et morainique qui la remplit aujourd'hui ; elle passait ensuite entre la crête de l'île de Saint-Pierre et le Jura, pour se joindre, en face de Douanne, avec la seconde vallée qui prend naissance entre la colline de Bretiège et le Jolimont et se prolonge dans la cuvette orientale du lac de Bienne. Les eaux des deux vallées réunies s'écoulaient ensuite, à partir de Nidau vers l'Est, entre le Jensberg et le Brüggwald, sur le fond du sillon aujourd'hui comblé d'alluvions et par où passe maintenant la Thièle dans un canal artificiel, réunie à une partie des eaux de l'Aar. Ce cours d'eau préglaciaire à qui nous ne pouvons pas donner de nom connu, puisque la vallée est aujourd'hui entièrement submergée, ne devait pas avoir une importance bien considérable, ce qui explique la faible largeur du défilé transversal de Nidau-Brügg. Ce cours d'eau devait se jeter à son tour dans la Thièle-Broye au sud de Meyenried. Une autre particularité qui doit être relevée ici, concerne le cours de la Suze. Cette rivière, qui sort de la vallée longitudinale de l'Erguel par la double cluse de Reu-

chenette-Boujean, se jette aujourd'hui dans le lac de Bienne, après avoir fait un contour à angle droit vers le S.W.; ce détournement est artificiel, car auparavant cette rivière se jetait dans la Thièle peu après sa sortie du lac, en contribuant à rendre difficile l'écoulement de celle-ci. A une autre époque un peu plus ancienne son cours allait vers le N.W. par Pieterlen et le Breitholzfeld; mais ni l'une, ni l'autre de ces directions ne représente le cours primitif de la Suze dès sa sortie de la cluse de Boujean (Taubenloch). Avant l'époque glaciaire la Suze coulait à partir de Boujean (Bözingen) par Mett et Orpund au fond de la dépression, aujourd'hui comblée de moraine, qui sépare le Brüggwald du Büttenberg. Elle se joignait au grand collecteur formé par la Thièle-Broye et la rivière du lac de Bienne, dans le voisinage actuel de Meyenfeld.

C'est donc ce système fluvial qui drainait, avant l'époque glaciaire et avant le tassement jurasso-alpin, la zone limitrophe entre le Jura et le plateau miocène, à l'exclusion de l'Aar, qui ne recevait ces eaux qu'au N.E. de Soleure, près de Wangen. En ce moment, la dépression Bienne-Pieterlen n'existait pas encore, la barre rocheuse entre le Jolimont et le Jura était bien plus élevée, séparant franchement la vallée longitudinale du lac de Bienne de celle du lac de Neuchâtel; les arêtes séparant ces divers sillons étaient beaucoup plus élevées.

La submersion de ce système fluvial a dû créer un bassin lacustre des plus pittoresques. L'affaissement préalpin-jurassien qui a conduit à ce nouvel état des choses ne doit pas avoir été inférieur à 400 m.; il a eu son maximum d'amplitude sur la ligne qui divise

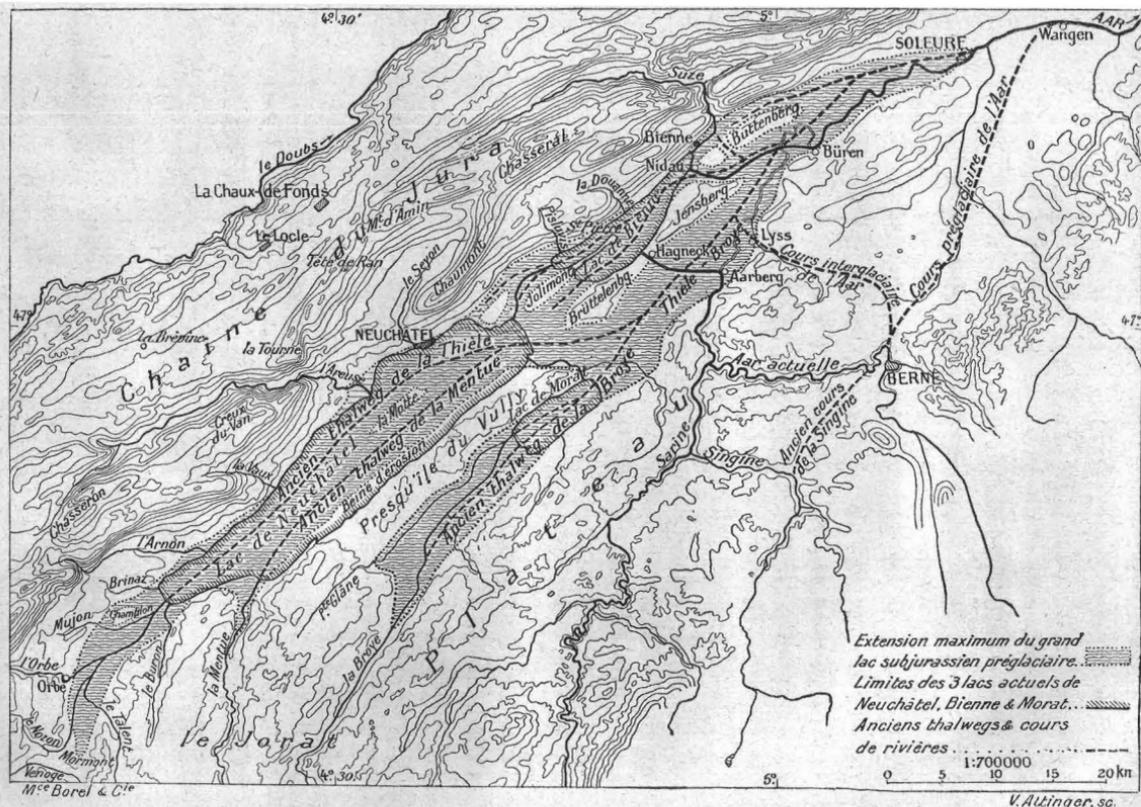


Fig. 2. Carte du grand lac subjurassien préglaciaire et interglaciaire montrant les anciens cours d'eau dont le lit a été submergé par affaissement.

la région des Préalpes en deux sections, le prolongement de la vallée transversale du Rhône, soit une ligne parallèle située un peu plus à l'Est. C'est pour ce motif que la vallée de la Thièle (Orbe) a été submergée au-delà du point d'embouchure de l'Orbe dans le sillon longitudinal au pied du Jura; soit jusqu'au Mormont où s'arrête la plaine d'alluvion qui prolonge au S.W. la dépression du lac de Neuchâtel. Le rôle que joue le pli anticlinal transversal du Mormont, qui forme en même temps le partage d'eau entre le Rhin et le Rhône n'est pas facile à définir; ce pli, aux flancs fortement redressés ou même verticaux, fait sentir son effet jusque dans la région de Goumoëns où sa voûte urgonienne est encore entamée par le ravin du Talent.

C'est ici le lieu de mentionner et de controuver la théorie de MM. Penck et Brückner, qui veut que les cuvettes des lacs marginaux des Alpes, comme aussi de nos lacs subjurassiens soient le résultat de l'érosion glaciaire. Ces savants nient que nous soyons là en présence d'anciennes vallées d'érosion fluviale qu'un affaissement en bloc du corps de la chaîne entière des Alpes, dans le cas qui nous occupe de la région limitrophe entre le plateau et le Jura, ait transformées en cuvettes lacustres, en créant des contrepentes où auparavant la pente était uniforme. Ce n'est pas l'érosion fluviale qui est ici en cause, mais l'érosion glaciaire seule qui aurait, selon ces éminents glacialistes, créé la contrepente, en approfondissant une partie d'une vallée fluviale peut-être préexistante. La formation des lacs marginaux des Alpes supposerait ainsi une action érosive glaciaire allant sur le versant sud de la chaîne jusqu'à 700 m. de profondeur (Lago maggiore)

et sur le versant nord à 400 m., en tenant compte qu'une partie de cette profondeur est actuellement déjà comblée par des alluvions lacustres. La même cause aurait également excavé les cuvettes de nos trois lacs subjurassiens.

Si une telle action érosive de la part de la glace en mouvement paraît absolument incroyable et en opposition avec tout ce que l'observation directe sur le mécanisme de l'érosion par les glaciers actuels nous permet de constater, nous sommes encore bien plus autorisés à considérer cette hypothèse comme inadmissible lorsqu'il s'agit de nos lacs subjurassiens. De l'étude qui précède découlent en effet un certain nombre d'objections, voire même des faits prouvant péremptoirement l'impossibilité de cette hypothèse.

Il est en premier lieu inexplicable que le glacier du Rhône, qui n'avait qu'une pente insignifiante dans son cheminement le long du Jura, ait eu la force de creuser un sillon profond de plus de 200 m., alors que dans les Alpes, des glaciers à très forte déclivité, même en formant de véritables chutes, ne parviennent pas à dépasser la profondeur de 40 à 50 m.; dans ce cas la cuvette n'a que des dimensions longitudinales et transversales très faibles. De plus, pourquoi le glacier du Rhône aurait-il creusé deux bassins distincts, ceux des lacs de Neuchâtel et de Biemme, en laissant subsister entre deux une barre rocheuse? Pour quel motif le glacier aurait-il sauté par dessus cet obstacle? Sur la ligne Martigny-Chasseron le mouvement du glacier était dirigé transversalement contre le Jura; néanmoins le sillon d'érosion du Rhône-Léman existe là avec une direction longitudinale. Ce n'est donc pas le glacier qui peut avoir accompli ce travail d'excavation!

Il est d'autre part incontestable que la plaine de l'Orbe, entre Yverdon et le Mormont, est une partie comblée de la cuvette du lac de Neuchâtel. Comment cela se fait-il alors qu'une très grande partie, pour ne pas dire la plus grande, soit précisément comblée par des dépôts glaciaires, non pas par des alluvions glaciaires seulement, mais surtout par de la moraine de fond. On ne comprend pas comment un glacier peut avoir creusé une excavation, s'il a précisément le plus contribué à son comblement! La même objection ressort de l'étude de la dépression du Seeland, où les dépôts glaciaires ont encore une plus grande part au remplissage de cette ancienne vallée.

Mais la réfutation la plus évidente de la théorie de Penck et Brückner ressort du fait démontré plus haut de l'existence de débouchés latéraux, dirigés de l'ouest à l'est et par lesquels la dépression du lac de Neuchâtel et celle du lac de Bienna communiquent avec l'ancienne vallée collectrice principale, celle du lac de Morat-Soleure, soit le défilé entre le Vully et le Jolimont, soit celui entre le Jensberg et le Brüggwald. C'est avec la même direction que la Suze a tracé son ancien passage à travers le Büttenberg. Ces anciens passages ou défilés transversaux ne peuvent en aucun cas être mis sur le compte de l'érosion glaciaire, car ils sont exactement dirigés transversalement au mouvement que poursuivait le glacier le long du pied du Jura!

La conclusion qui s'impose donc d'une façon évidente, c'est que les sillons dans lesquels se trouvent les trois grands lacs subjurassiens et les remplissages glaciaires, fluvioglaciaires et d'alluvion qui en marquent la continuation, sont l'œuvre de l'érosion

fluviale pré-glaciaire; c'est l'affaissement préalpino-jurassien, suite du grand enfoncement alpin, qui a causé la submersion de tout ce système fluvial, dès le Mormont jusqu'à Soleure. Il existait alors au pied du Jura le plus singulier lac qu'on puisse s'imaginer, avec plusieurs îles et presque îles assez élevées. La même dénivellation eut pour effet de dériver le cours de l'Aar dans le lac nouvellement formé.

Ce qui se passa ensuite pendant les diverses glaciations peut être reconstitué assez facilement dans ses grands traits. Il est possible d'autre part que l'affaissement et la submersion des vallées subjurassiennes aient eu lieu au courant de l'époque glaciaire, soit entre la première et la seconde glaciation, ou entre la deuxième et la troisième, ainsi que l'admet M. Heim. Pendant les périodes d'envahissement, le glacier érodait les parties en saillie, notamment les îles et les presque îles émergeant de l'eau, dont la glace avait en partie pris la place; la forme de ces éminences est aujourd'hui absolument celle de « drums » rocheux (Rundhöcker). Cela est en particulier le cas de la Motte, colline immergée du lac de Neuchâtel, qui fut autrefois sans doute une île, de même que de l'île de Saint-Pierre, du Jolimont, du Büttenberg, etc. C'est l'érosion glaciaire encore qui a abaissé la barre rocheuse entre les lacs de Neuchâtel et de Bienne, ce qui a permis plus tard à la Thièle de franchir cet obstacle. Le sillon qui sépare le Büttenberg et le Brüggwald du Jura est également dû à l'érosion glaciaire. La Suze, qui passait auparavant entre le Brüggwald et le Büttenberg, a ainsi été détournée, d'abord dans la direction de Pieterlen, puis au S.W., dans le lac de Bienne.

Je suis loin de nier l'érosion glaciaire; son effet est manifeste dans la configuration de la région qui nous occupe; mais il y a danger de lui attribuer un rôle trop considérable qui ne lui revient nullement, c'est-à-dire le creusement des cuvettes lacustres.

L'effet de la sédimentation glaciaire a été encore plus prononcé. Si la glace, en remplissant une grande partie du bassin lacustre a probablement empêché dans une certaine mesure son comblement trop rapide pendant l'état stationnaire des glaciations, il n'en a certainement pas été de même pendant les phases d'envahissement et de retrait, où le glacier a pu déposer dans ces dépressions lacustres ses moraines frontales et ses alluvions torrentielles. La présence de très importants dépôts de moraine de fond dans la plaine de l'Orbe et dans celle du Seeland montre clairement que pendant les phases de grande extension la sédimentation sous-glaciaire n'a pas moins progressé dans une forte proportion et contribué dans une large mesure au comblement des diverses parties du grand lac subjurassien.

L'influence de l'Aar, qui a été détournée vers le lac subjurassien par deux voies différentes, ainsi que nous l'avons vu, a eu de son côté une portée prépondérante dès le moment que son delta eut barré le bassin du Seeland du grand lac, en refoulant l'eau des golfes de Neuchâtel et de Morat, qui furent bientôt séparés par l'accroissement du dépôt d'alluvion. C'est alors que l'eau de la Thièle et de la Broye, avec le concours temporaire de l'Aar, se fraya le passage à travers la barre de Wavre que l'érosion glaciaire avait suffisamment abaissée. Cette voie a probablement passé tantôt à l'ouest, tantôt à l'est de la colline de Marin-Wavre. Le comblement complet du

golfe du Seeland par les alluvions de l'Aar créa la vaste plaine qui s'étend jusqu'à Soleure, tandis que le sommet du cône de déjection s'éleva peu à peu à 20 m. au-dessus du niveau des lacs, désormais définitivement séparés en trois bassins distincts.

L'influence de l'alluvionnement de l'Aar a dès lors toujours été prédominante sur le niveau des trois lacs. Le réhaussement continu de la plaine d'alluvion dans la région de Meyenried provoqua le refoulement des eaux sortant du lac de Bienne et conséquemment la hausse graduelle du niveau des trois lacs. Après les Helvètes lacustres, à qui cet état des choses procura des grèves inondées très favorables à l'établissement de leurs bourgades sur pilotis, les Romains cherchèrent à corriger ce régime, soit en vue de la navigation entre les divers lacs, soit pour assainir les plaines du Seeland et de l'Orbe devenues marécageuses. Ils commencèrent même le creusement d'une galerie à travers la colline de Hagneck, probablement en vue de faire passer l'Aar dans le lac de Bienne. Depuis l'époque romaine, le niveau des lacs a de nouveau haussé considérablement, jusqu'au moment où, vers la fin du XIX^{me} siècle, fut achevée la dérivation de l'Aar dans le lac de Bienne par le canal en tranchée entre Aarberg et Hagneck et le creusement du canal de Nidau à Büren. Par ces ouvrages, dont l'exécution a duré de 1868 à 1889, le régime hydrologique qui s'était préparé graduellement au cours des siècles, a été profondément modifié. On a en quelque sorte rétabli la situation qui a existé lorsque l'Aar se jetait dans le grand lac initial; on a mis à la disposition de ce cours d'eau un bassin lacustre, où il peut déposer ses alluvions. Le lac de Bienne se comblera d'autant plus rapidement.

XXIX

Nouvelles observations sur le Crétacique moyen et le Tertiaire du Baliset près de Rochefort.

(Avec la collaboration de M. Aug. Dubois, professeur.)

Communiqué dans la séance du 16 juin 1905.

Dans notre notice sur le terrain crétacique moyen du synclinal de Val-de-Travers-Rochefort, nous avons signalé, M. Dubois et moi, le gisement d'Albien, découvert en 1899, au lieu dit le Baliset, sur Rochefort¹, à une centaine de mètres au-dessus de ce village.

Nous avons donné une liste de 78 espèces fossiles provenant de l'Albien seulement. La présence de débris d'un calcaire crayeux, qui se trouvaient mêlés aux déblais retirés de la galerie de recherche d'eau, nous firent supposer l'existence du Cénomanién supérieur ou Rotomagien, tandis que certains fossiles, également retirés des déblais, permettaient de supposer la présence du Cénomanién inférieur ou étage Vraconnien. Les travaux d'excavation pour la construction du réservoir d'eau mirent même plus tard à découvert des couches marneuses grises contenant du gypse fibreux, terrain en tout point identique à l'Aquitanién des Lanvouennes dans les Gorges de l'Areuse et à celui des environs de Boudry².

¹ *Bull. Soc. neuch. sc. nat.*, XXVIII, 1899-1900, 129, et XXX, 1901-1902.

² C'est donc à tort que nous avons cru avoir fait erreur en supposant la présence de calcaire cénomanién. Ce dernier existe bien à côté du Tertiaire.

Pendant l'hiver 1904 à 1905, on entreprit, sur un point un peu plus élevé et au S.E. du réservoir d'eau, une nouvelle recherche en galerie qui mit au jour non seulement du Tertiaire en épaisseur considérable, mais encore le calcaire crayeux du Rotomagien et les grès verts du Vraconnien en contact avec les argiles albiennes. Une dislocation très singulière fit

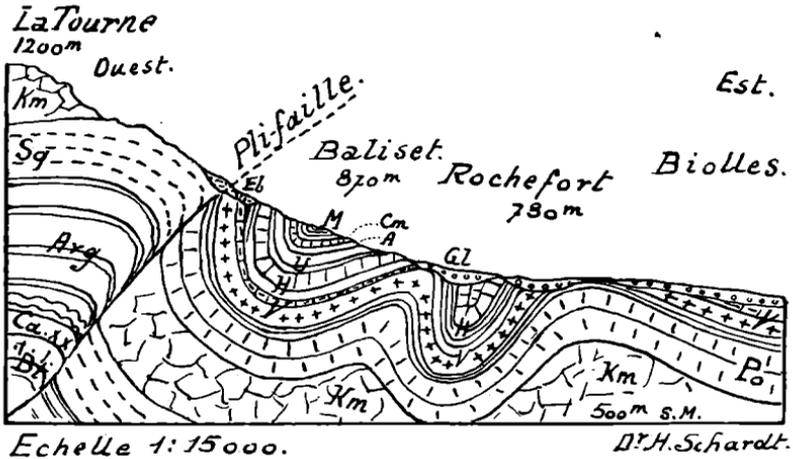


Fig. 3. Profil géologique par le coteau entre la Tourne et Rochefort.
(Un peu au N. du profil fig. 4.)

LÉGENDE:

Eb. Eboulis; *Gl.* Glaclaire; *M.* Mollasse; *Cm.* Cénomanien (Rotomagien et Vraconnien); *A.* Albien; *U.* Urgonien; *H.* Hauterivien; *V.* Valangien; *Po.* Portlandien (avec Purbeckien); *Km.* Kimeridgien; *Sq.* Séquanien; *Arg.* Argovien; *Ca.* Callovien; *Bt.* Bathonien.

rentrer alors la galerie dans le Tertiaire, mais elle fut arrêtée au bout de quelques mètres, sans avoir atteint son but, car, quelques suintements d'eau exceptés, elle n'avait fait jaillir aucune source.

Voici ce que cette galerie a permis de constater :

GLACIAIRE. — Une couche de moraine d'abord riche en fragments de calcaire jurassique, puis passant peu à peu à de la moraine très argileuse avec galets également calcaires, en partie jurassiques, en partie néocomiens, a été traversée, soit en tranchée, soit en galerie sur 10 mètres de longueur. Il n'y avait que très peu de matériaux alpins.

TERTIAIRE. — Dès l'entrée en souterrain, les couches tertiaires ont été atteintes au seuil ; la galerie les a traversées sur 49 mètres. Elles appartiennent exclusivement au faciès marneux et sableux, sans aucune intercalation de calcaire d'eau douce, comme on en rencontre dans la molasse des environs de Boudry et dans le synclinal du Val-de-Travers. Je pense néanmoins que nous sommes en présence de couches appartenant à l'étage Aquitaniens ; comme dans les bancs de même composition des environs de Boudry, on trouve dans les fissures du gypse fibreux à éclat soyeux. Cependant aucun fossile n'a pu être découvert, ni dans les marnes gris-verdâtres argileuses ou sableuses, ni dans les marnes rouges ou panachées de gris et de bleu et encore moins dans les grès tendres et sableux.

Tous ces terrains plongent nettement de 30 à 35° au N.W., soit contre la montagne, ce qui pourrait être attribué à un renversement tectonique ; cependant, les bancs de l'Urgonien qui affleurent au-dessus, et un peu au N.E., au point où ce terrain fut atteint par la première galerie, ne sont nullement renversés et accusent un plongement de 70° au S.E.

On constate de plus que tous les bancs présentent d'innombrables fissures et plans de glissement ; ils paraissent comme laminés. Pourtant les fissures sont souvent disjointes et béantes, comme si toute la masse

du terrain avait subi un déplacement plutôt récent, ayant créé la position renversée des bancs.

ROTOMAGIEN. — Au point 49 m. la galerie a atteint un calcaire crayeux, blanc, jaunâtre ou rosé. On ne distingue que vaguement la stratification, qui semble cependant aussi dirigée contre la montagne, pour autant qu'on peut distinguer les délits de stratification. Des plans de glissement entrecoupent ce terrain dans tous les sens. En réalité, la galerie n'a traversé sur 4 m. qu'une zone de calcaire complètement écrasée, au point de ne plus être qu'une brèche de dislocation, un agglomérat de fragments assemblés en mosaïque et dont la surface est couverte de polis et de stries de glissement. Sur le tas de déblais provenant de la galerie, on peut trouver encore de nombreux exemplaires de ces galets polis et striés qui cependant n'ont rien de commun avec les galets polis des moraines.

Dans la galerie même et surtout sur la décharge des déblais, on a pu recueillir de nombreux fossiles appartenant à un petit nombre d'espèces, parmi lesquelles *Inoceramus striatus* est le plus fréquent. Ce sont :

Acanthoceras Mantelli, Sow.

Schlenbachia varians, Sow.

Scaphites obliquus, Sow.

Belemnites spec.

Inoceramus striatus, Mant.

Ostrea vesiculosa, Sow.

Holaster subglobosus, Ag.

VRACONNIEN. — Grâce à sa nature plus plastique, le Vraconnien est moins brisé, quoique probablement tout aussi déformé que le Rotomagien. Il débute par

une zone de craie verdâtre remplie de grains de glauconite; cette couche s'enchevêtre avec le calcaire sous-jacent. Puis vient un lit de calcaire marneux jaune tendre; épais de 0^m,40; suit une couche de 0^m,60 seulement de grès vert-jaunâtre, absolument identique au grès vert supérieur de la Vraconne près Sainte-Croix.

Ces couches présentent encore une stratification bien nette, avec un plongement de 30° vers la montagne, soit au N.W. Une couche d'environ 1^m,50 de marne calcaire grise suit au-dessus; elle ne contient pas de fossiles. Les grès vraconniens, de même que la zone glauconitique qui précède, sont par contre très riches en fossiles; cette dernière couche en particulier est une vraie lumachelle d'*Ostrea vesicularis*. En cela ce gisement ressemble par un nouveau point au Vraconnien de Sainte-Croix, lequel passe également par une couche de craie glauconitique, remplie de moules de la même espèce d'huitre, au calcaire rotomagien qui lui est superposé.

Voici la liste des fossiles trouvés, soit en place dans la galerie, soit sur la décharge; ils font partie pour la plupart de la collection de M. Aug. Dubois.

Oxyrrhina macrorhiza, Pict.

Nautilus Clementinus, d'Orb.

Schlœnbachia inflata, Sow.

» *Studeri*, Pict. et Camp.

» *Blancheti*, Pict. et Camp.

Acanthoceras Mantelli, Sow.

Puzosia Mayori, d'Orb.

Turrilites Bergeri, Brongn.

» *Puzosi*, d'Orb.

Anisoceras perarmatus, Pict. et Camp.

- Anisoceras Saussurei*, Pict.
» *alternatus*, Pict. et Roux.
Hamites virgulatus, d'Orb.
Baculites Gaudini, Pict. et Camp.
Helicoceras, sp. nov.
Avellana incrassata, Sow.
Trochus conoideus, d'Orb.
Pleurotomaria gaultina, d'Orb.
» *regina*, Pict. et Roux.
» *Rhodani*, d'Orb.
Solarium ornatum, Fitton.
» *cirroide*, d'Orb.
Dentalium rhodani, Pict. et Roux.
Cyprina quadrata, d'Orb.
» *regularis*, d'Orb.
Arca obesa, Pict. et Roux.
» *valdensis*, Pict. et Camp.
Thetis Sanctæ Crucis, Pict. et Camp.
Carditu Dupini, d'Orb.
Spondylus spec.
Ostrea vesiculosa, Guer.
Hemiaster minimus, Pict. et Roux.
Terebratula squamosa, Mant.

ALBIEN. — Au-dessus du grès vraconnien suit la marne grise déjà mentionnée, laquelle passe à une argile rouge qu'on n'a nulle peine à reconnaître pour de l'Albien. M. Dubois y a trouvé *Corbula gaultina*, Pict. et Camp. Mais aussitôt se produit une modification étrange dans l'allure des couches. Elles semblent vouloir se relever, mais non pas comme si, de leur position renversée, elles tendaient à se redresser pour passer à un plongement normal. A partir du seuil de la galerie, se dessine par une vague stratification (ou

plutôt structure parallèle par lamination) un relèvement des couches, qui passent d'abord à l'horizontale, puis à un faible plongement S.E. de 10 à 15°. Prétendre que ce sont les couches qui se relèvent, c'est à vrai dire une exagération; c'est tout un mélange de terrains divers qui prennent cette position, par une véritable pseudo-stratification qui n'est autre chose que l'effet d'une lamination par glissement. Sous la marne argileuse rouge, on voit apparaître de la marne sableuse grise, les deux s'enchevêtrant. De plus, on remarque associées à ces terrains des traînées ou lames de calcaire blanchâtre et de grès jaunâtre qui ne sont autre chose que des lambeaux de Rotomagien et de Vraconnien. Cette marne sableuse grise, qui apparaît tout d'abord au mur, soit aux pieds de l'observateur, atteint bientôt le toit de la galerie. Elle appartient sans aucun doute à cette même *Mollasse tertiaire* que le souterrain a traversée antérieurement sur 49 mètres. Ces couches sont complètement bouleversées. Nous sommes donc en présence d'un phénomène de glissement de haut en bas sur un plan incliné, ainsi que le représente le cliché fig. 4. Toutefois, il y a mieux encore; le long de la zone de glissement et dans les couches du Tertiaire sous-jacent, on trouve des galets, soit des fragments de calcaire usé et poli par le frottement. Ils sont composés de calcaire saccharoïde du Portlandien supérieur. Donc, lors du déplacement de terrain qui a produit cette singulière situation, la Mollasse était déjà couverte d'une couche d'éboulis de Portlandien! Ce phénomène est donc assez récent et ne peut pas être envisagé comme résultant d'un mouvement tectonique; il ne s'agit là que d'un grand *glissement de ter-*

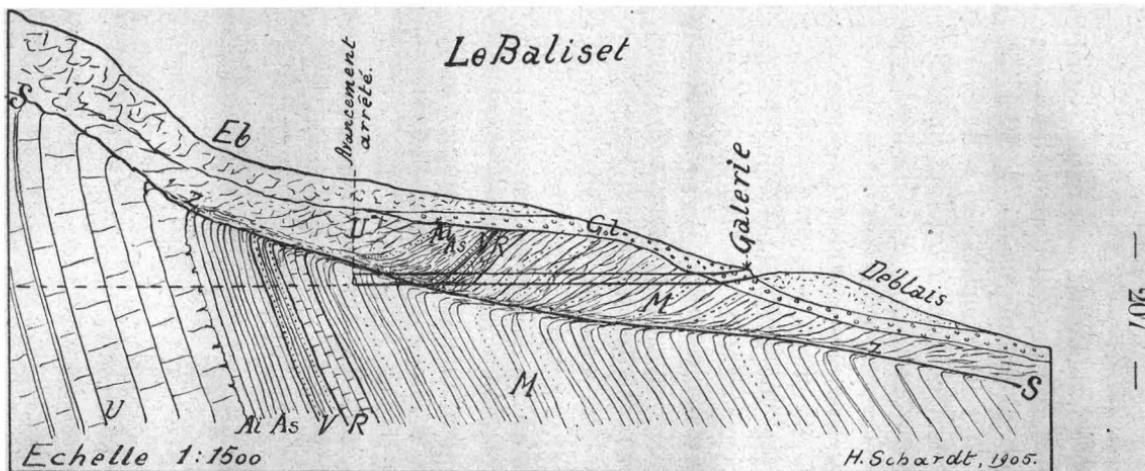


Fig. 4. Profil géologique par le coteau du Baliset, dans l'axe de la galerie de recherche d'eau.

LÉGENDE :

Eb. Eboulis; *Gl.* Glaciaire; *M* Mollasse; *R.* Rotomagien; *V.* Vraconnien; *As.* Albien supérieur (argile flambée); *Ai.* Albien inférieur (Grès); *U.* Urgonien; *Z...Z.* Zone de friction; *S...S.* Surface de glissement.

rain, probablement préglaciaire, comme la formation des poches hauteriviennes dans le Valangien du bord du lac de Bienne. Le prolongement de la galerie aurait fait retraverser à celle-ci toute la série des couches, cette fois en position normale, soit d'une partie du Tertiaire d'abord, puis le Rotomagien, le Vraconnien, l'Albien (argile panachée et grès verts), pour atteindre enfin l'Urgonien, car l'Aptien fait ici probablement défaut, ainsi que cela a été le cas dans la première galerie. Comme on ne pouvait pas être sûr de trouver de l'eau au contact de l'Urgonien, la galerie fut abandonnée, ayant près de 80 mètres de longueur et sans être sortie de la zone de friction. Mais au point de vue scientifique, cet abandon est également regrettable, car cette galerie aurait fourni la démonstration de la partie théorique du profil fig. 4.

