

BULLETIN

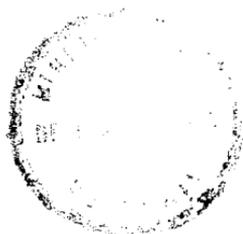
DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

DE FRANCE

---

TROISIÈME SÉRIE — TOME VINGT-CINQUIÈME



---

1897

---



PARIS

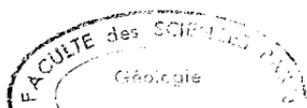
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

7, rue des Grands-Augustins. 7

---

1897

4596



NOTE SUR LES TERRAINS DE TRANSPORT  
DU BASSIN DE LA HAUTE-MOSELLE  
ET DE QUELQUES VALLÉES ADJACENTES

par M. de LAMOTHE (1).

(PLANCHE XVII).

La note que j'ai l'honneur de présenter n'est que le résumé d'un mémoire en préparation qui aura pour objet la description détaillée des terrains de transport de la Haute-Moselle et de quelques vallées adjacentes. Les modifications profondes qu'ont subies ces terrains depuis quelques années par le fait de l'homme, l'exploitation d'un grand nombre d'erratiques et surtout de certaines catégories de blocs (granites à amphibole) de préférence à d'autres, enfin la disparition très prochaine de la plupart de ceux qui subsistent encore, m'ont fait penser qu'il était urgent d'utiliser les matériaux recueillis par moi depuis vingt ans pour établir une sorte de monographie des remarquables phénomènes de transport dont le bassin de la Haute-Moselle a été le théâtre. Ce travail sera accompagné d'un catalogue comprenant plus de 500 erratiques, dont un grand nombre ont été détruits, et d'une carte à  $\frac{1}{80000}$  avec fragments à plus grande échelle qui permettront de retrouver facilement les emplacements des blocs et ceux des terrasses alluviales.

En attendant sa publication, que mes fonctions retarderont peut-être, il m'a paru qu'il pouvait être utile d'indiquer brièvement les principales conclusions auxquelles je suis arrivé.

Quand on examine, sans idée préconçue sur leur origine, les terrains de transport de la Haute-Moselle, on ne tarde pas à reconnaître qu'ils peuvent se classer en deux grandes catégories :

1° La première comprend les dépôts situés dans le fond des vallées sous forme de nappes plus ou moins nivelées ou de terrasses ; ils sont composés à peu près exclusivement de sables et de galets et occupent généralement les points les plus bas du profil

(1) Communication faite dans la séance du 5 Avril 1897.

transversal actuel, auquel ils sont nécessairement postérieurs. Si l'on en retranche les atterrissements récents, on peut les désigner sous le nom d'*alluvions anciennes*.

2° La deuxième catégorie comprend les débris qui couvrent toutes les pentes et même les points culminants des massifs qui séparent les divers affluents de la Haute-Moselle.

J'élimine bien entendu ceux qui ne sont pas erratiques dans le sens habituel de ce terme, c'est-à-dire tous ceux dont la présence sur les points où on les observe peut être attribuée à l'action de causes actuellement agissantes dans leur voisinage immédiat (décomposition sur place, éboulement, transport par les eaux...).

Si le transport des débris erratiques est postérieur aux conditions topographiques actuelles, on ne peut l'expliquer que par l'intervention des glaciers. C'est la théorie qui a prévalu jusqu'à ce jour ; les glaciers dans cette théorie auraient simultanément transporté les erratiques et donné naissance aux alluvions anciennes. Je démontrerai que cette hypothèse doit être rejetée, et que dans la Haute-Moselle les dépôts erratiques des pentes et des plateaux se différencient complètement de l'alluvion ancienne par leur âge, les circonstances de leur formation et un certain nombre d'autres caractères. Pour ne rien préjuger de leur origine je les décrirai sous les noms de *terrain erratique*, de *diluvium granitique*, ou même simplement de *diluvium*.

Les deux premières parties de cette note sont consacrées à l'étude du diluvium et de l'alluvion ancienne.

## Première Partie. — Du Diluvium

### I. DILUVIUM GRANITIQUE DE L'INTÉRIEUR DE L'ILE VOSGIENNE

D'une manière générale, sur le versant occidental, le diluvium est si peu développé en dehors du bassin de la Haute-Moselle et de la portion adjacente et la plus élevée des vallées limitrophes, qu'on peut le considérer, sur ce versant, comme un phénomène appartenant en propre au bassin de cette rivière.

En amont d'Eloyes, toutes les pentes, tous les plateaux de grès vosgien qui couronnent les points culminants (1), sont, jusqu'au

(1) Ces lambeaux sont pour la plupart bien indiqués sur la carte géologique détaillée (feuille d'Epinal), et sur la feuille de Lure de la carte géologique des Vosges par de Billy.

voisinage immédiat de la crête des Vosges, couverts de débris erratiques. Généralement peu distincts et difficiles à observer sur les hauteurs les plus voisines de la crête, ces débris deviennent de plus en plus nombreux à mesure que l'on s'en éloigne et que l'on pénètre davantage dans la région où existent encore des lambeaux de grès vosgien. C'est sur les plateaux de grès de la périphérie de l'île vosgienne, définie à peu près comme l'a indiqué E. de Beaumont, et dans les dépressions qui séparent ces plateaux, que se montrent les plus remarquables et les plus puissantes accumulations de diluvium.

#### A. DISTRIBUTION TOPOGRAPHIQUE DU DILUVIUM

Si l'on jette les yeux sur la carte réduite (1) jointe à cette note en s'aidant de la carte à  $\frac{1}{800000}$ , on voit immédiatement que c'est seulement dans le bassin de la Haute-Moselle, en amont d'Eloyes, que le diluvium a atteint les points culminants des massifs qui séparent les divers affluents de la Moselle. Au nord de la Vologne, à l'ouest de la ligne de hauteurs qui forment le bord occidental de l'île vosgienne et sont jalonnées par les sommets du Spiémont (811<sup>m</sup>), de l'Ormont (828<sup>m</sup>), de la Grande Charme (828<sup>m</sup>), de la Tête de Charmotte (815<sup>m</sup>), des Cuveaux (783<sup>m</sup>), au sud de celles qui marquent le bord méridional (Corroy 720<sup>m</sup>, Sapenois 760<sup>m</sup>, bois d'Hérival 734<sup>m</sup>, bois de Giraultfaihy 800<sup>m</sup>), les plateaux de grès vosgien et de grès bigarré, bien que situés en contrebas de 50 à 200<sup>m</sup>, ne présentent habituellement aucunes traces de diluvium (fig. 1 et 2).

On remarque en outre que le diluvium fait totalement défaut sur la crête même des Vosges.

En dehors des limites précitées il faut, pour retrouver des traces du phénomène erratique, descendre sur les pentes ou suivre les plateaux qui bordent les trouées de l'île. C'est ainsi que nous voyons d'innombrables erratiques couvrir la vaste dépression qui s'étend entre les hauteurs du Bambois et l'Ognon jusqu'à Mélisey ; mais leur altitude décroît rapidement vers le sud et on n'en trouve ni sur le plateau du mont de Vannes (658<sup>m</sup>), ni sur l'extrémité méridionale du Bambois (640<sup>m</sup>), au nord de S<sup>t</sup> Bresson. Ils couvrent également la dépression qui s'étend entre Fallières (520<sup>m</sup>) et Bellefontaine, mais font défaut dans la forêt de Humont, au sud du signal de Laino (613<sup>m</sup>) et sur les hauteurs qui bordent le Cône.

(1) En principe, les notations sont celles de la Carte géologique détaillée, complétées par quelques signes conventionnels indiqués dans la légende de la carte réduite ou dans celle des figures.

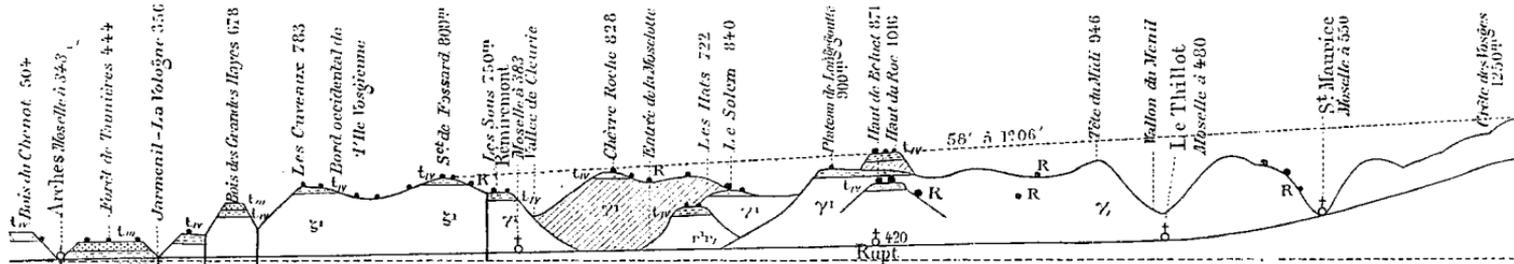


Fig. 1. — Coupe schématique transversale des Vosges d'Arches à la Crête le long de la Moselle.

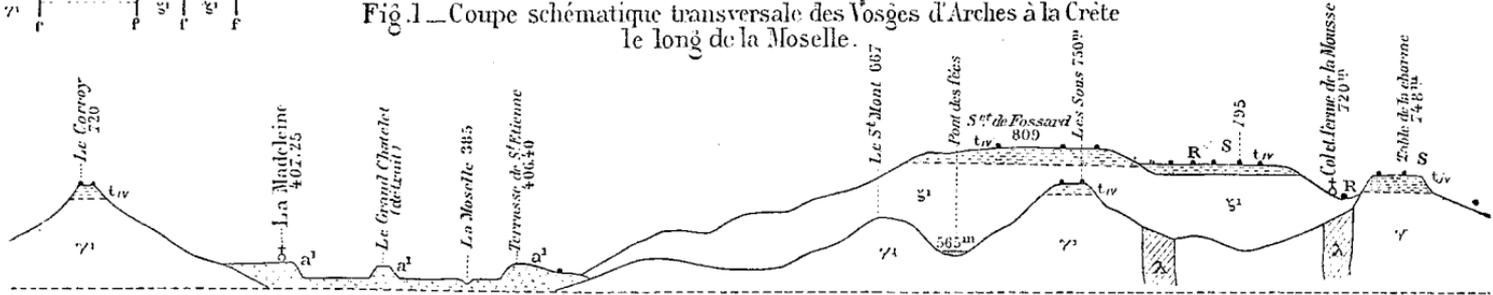


Fig. 2. — Disposition de l'alluvion ancienne et du diluvium granitique près de Remiremont (Dessin en partie emprunté à Hogard).

Cette distribution du diluvium offre une analogie au moins avec celle du terrain erratique du versant oriental. Bien que ce terrain n'ait pas été l'objet d'une étude d'ensemble et que la plupart des géologues se soient bornés à la description des dépôts situés au fond même des vallées, il semble qu'en Alsace, si l'on fait abstraction des pseudo-moraines des lacs Blanc et Noir (lesquelles d'ailleurs occupent le thalweg), le diluvium, pris dans son acception la plus générale, n'ait pas franchi au nord la vallée de la Fecht, symétrique de la Vologne.

On peut exprimer par une formule simple les relations qui semblent exister sur le versant lorrain entre le diluvium, la constitution géologique et les formes topographiques : c'est seulement dans la partie méridionale de l'île vosgienne, c'est-à-dire dans la région des Vosges cristallines, et dans la portion de cette région où l'épaisseur du grès vosgien qui la recouvre par places est très faible (25 à 35<sup>m</sup>), que l'on observe sur les points culminants ou sur les pentes des traces du phénomène erratique. Nous verrons plus tard l'intérêt de cette observation.

La distribution topographique du diluvium présente un certain nombre d'anomalies remarquables qui méritent de nous arrêter un moment.

*a. Variations de l'extension horizontale et verticale du diluvium dans des vallées issues du même point de la crête.*

Considérons d'abord les vallées issues du Hohneck. Toutes les pentes et points culminants de la vallée de la Moselotte et de celle du Cleurie, prolongement naturel de la haute Vologne, sont, jusqu'au massif de Fossard, situé à 29 kil. à vol d'oiseau du Hohneck, couvertes de diluvium. Dans ce massif des blocs de plusieurs mètres cubes (l'un d'eux cube 50<sup>m</sup>) ont atteint les points culminants (800<sup>m</sup> environ) et se trouvent ainsi à 400<sup>m</sup> au-dessus du thalweg. Les pitons de grès du Phény (1010<sup>m</sup>) et de Neuve Roche (980<sup>m</sup>) situés à 14 kil. du Hohneck, du Spiémont (811<sup>m</sup>, 23 kil. id.), du Haut du Roc (1016<sup>m</sup>, 19 kil. id.) sont particulièrement remarquables par leur couverture d'erratiques.

Il en est tout autrement du bassin de la Vologne, en aval de Quichompré. On ne trouve d'erratiques ni au Nayemont (960<sup>m</sup>, 13 kil. du Hohneck), ni sur les plateaux de grès situés au nord de Granges, dont l'altitude varie de 725<sup>m</sup> à 755<sup>m</sup>, et qui ne sont qu'à 20 kil. du Hohneck. Quelques débris roulés de très faibles dimensions représentent seuls le terrain erratique sur les pentes; leur

altitude décroît rapidement vers l'aval, et ils semblent faire défaut à partir de Bruyères.

Dans la vallée de la Meurthe, l'absence du diluvium granitique est encore plus marquée. En aval de Fraize (6 kil. de la crête des Hautes-Chaumes), elle paraît complète. Je n'ai observé aucun débris erratique sur les plateaux de grès rouge ou de grès vosgien de la rive gauche jusqu'à St-Dié ; quelques petits galets granitiques roulés se montrent sur les pentes à 60 ou 80<sup>m</sup> de hauteur près de St-Dié ; leur erraticité est au moins douteuse.

Il paraîtra peut-être intéressant d'ajouter que dans la vallée de la Fecht, aucune trace du phénomène erratique n'a été jusqu'à présent observée en aval de Metzeral (5 kil. du Hohneck), et qu'on n'a signalé aucun bloc sur les plateaux de grès du Rain des Chênes (966<sup>m</sup>) et du Hohneck (980<sup>m</sup>), distants de 12 à 16 kil. du Hohneck, et de 9 kil. à peine de la crête des Vosges, et dont la position est en quelque sorte symétrique de celle du Haut du Roc et de Rondfeing. Il n'y en a pas davantage au Noir-Mont (861<sup>m</sup>) distant de 4 kil. des points culminants de la crête, élevés de près de 1300<sup>m</sup>.

Des contrastes analogues s'observent dans les vallées issues du Ballon d'Alsace et des Ballons situés au nord.

Le diluvium de la Moselle s'est étendu jusqu'au bois d'Arches, à 44 kil. ; il y atteint 515<sup>m</sup> (175<sup>m</sup> au-dessus du thalweg) ; il forme de puissantes accumulations sur le plateau de la Demoiselle (34 kil.) et les blocs s'y élèvent à 230<sup>m</sup> au-dessus de la Moselle.

Dans la vallée de Giromagny au contraire les blocs des pentes et des plateaux ne dépassent pas cette localité, qui est à 9 kil. seulement du Ballon ; leur altitude à Giromagny est de 100<sup>m</sup> environ au-dessus du thalweg.

La vaste dépression d'Ecromagny, qui constitue un grand plateau entre les profondes vallées de l'Ogaon et du Breuchin, est couverte d'erratiques. Mais ceux-ci n'ont pas atteint les points culminants du plateau du Mont de Vannes (658-680) distants de 15 kil. à peine du Ballon de Servance.

Dans les vallées alsaciennes de la Thür et de la Doller, le phénomène erratique semble cesser en aval de Kirchberg et de Wessering, situés à 8-12 kil. des points culminants de la crête.

*b. Anomalies que présentent les deux versants d'une même vallée.*

Les contrastes sont encore plus saisissants si l'on étudie comparativement les bords opposés d'une même vallée.

Les points culminants de la rive gauche de la Vologne (Spiémont

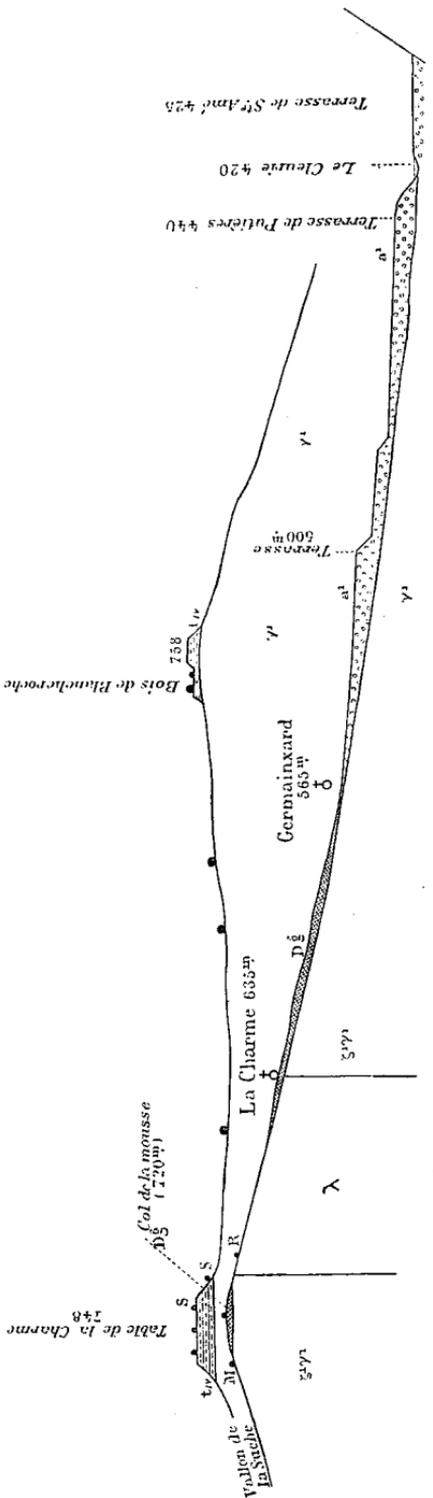


Fig. 3. — Coupe dans le vallon du Grand Rupt, montrant les terrasses 425, 440, 500. La plus grande partie de l'alluvion ancienne a été empruntée au diluvium à galets roulés qui s'est élevé jusqu'à la Mousse. — M, Bloc de 50<sup>me</sup> de granite à amphibole; S, Blocs de serpentine.

(811<sup>m</sup>), Moulure de Lièzey (891<sup>m</sup>), sont couverts de blocs, et le diluvium semble jouer un rôle important sur le plateau de Champdray (740<sup>m</sup>). Or, nous avons vu que les crêtes de la rive droite au nord de Granges, bien que beaucoup plus basses (725-755<sup>m</sup>) sont privées d'erratiques.

Le massif de Fossard est couvert d'énormes blocs jusqu'au sommet (810<sup>m</sup>) et les galets roulés s'élèvent au moins jusqu'à 720<sup>m</sup>. Sur les hauteurs de la rive gauche de la Moselle, entre Remiremont et les Bois de la Feigne, dont l'altitude ne dépasse pas 630<sup>m</sup>, les blocs sont beaucoup plus rares, moins volumineux, et les galets roulés ne commencent à se montrer qu'à une altitude inférieure de 15 à 20<sup>m</sup> à celle des points culminants.

Dans la Moselotte, le Haut du Roc (1016<sup>m</sup>) est couvert d'énormes blocs; sur le plateau de Longegoutte, plus bas de 100<sup>m</sup> (900<sup>m</sup> environ) on ne trouve que de petits débris dont l'erraticité n'est pas certaine (fig. 1).

*c. Arrêt brusque du diluvium sur le bord de l'île vosgienne.*

Une anomalie non moins singulière est la façon brusque dont le diluvium s'arrête sur les bords de la falaise qui marque le bord de l'île vosgienne à l'Ouest et au Sud. Tandis que les hauteurs du Spiémont, de l'Ormont, de la Grande Charme, de la Charmotte, des Cuveaux, de Champ Carré, de la Forêt d'Hérival, etc., sont couverts d'erratiques, ceux-ci font généralement défaut sur les plateaux de grès qui s'étendent immédiatement au pied de la falaise (fig. 1, 4 et 7) (Bois de l'Encerf, Tête de la Violle, les Grandes Hayes, Plateau de la Sentinelle, Bois de Ray, etc....).

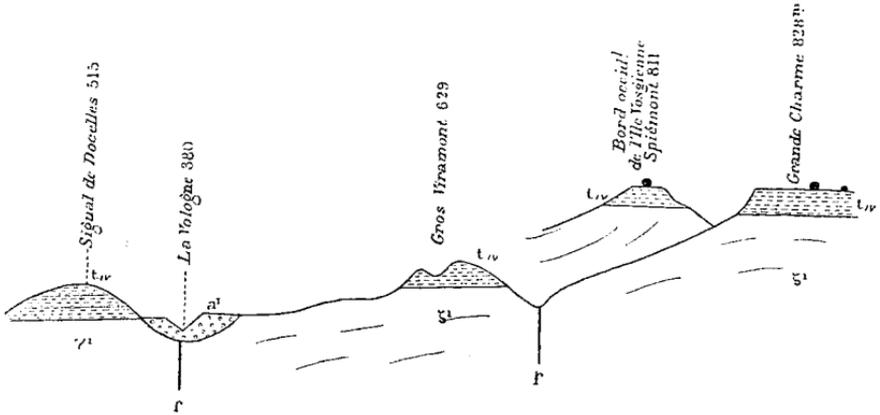


Fig. 4. — Disposition du diluvium granitique sur le bord occidental des Vosges.

On remarque en outre que sur un certain nombre de sommets de grès vosgien, les erratiques sont concentrés sur le bord et la pente du plateau tournés vers l'axe de la chaîne, ou plus exactement sur la lèvre inférieure de la faille qui a déterminé la dénivellation du grès (Spiémont, Le Phény, Neuve-Roche, Ormont, Fossard, Corroy, forêt d'Hérival, Laino, etc.). Cette particularité est d'autant plus remarquable que les blocs se trouvent parfois disposés à l'origine supérieure d'une pente descendante vers l'extérieur, sur laquelle ils ne se sont pas répandus (Spiémont, Ormont, Laino, fig. 13).

*d. Faible inclinaison du plan dans lequel se trouvent les erratiques des points culminants de l'intérieur de l'île vosgienne.*

Dans le bassin de la Haute-Moselle les points culminants de tous les contreforts, et par suite les blocs qui les couronnent, sont situés au-dessous d'un plan idéal, ou plutôt d'une série de plans, qui

s'appuieraient sur la ligne de hauteurs qui forment le bord de l'île et sur les points les plus élevés de la crête des Vosges. L'inclinaison de ces plans n'atteint qu'exceptionnellement  $1^{\circ}, 20'$  ; elle est généralement voisine de  $1^{\circ}$  (fig. 1).

Si l'on fait passer les plans par l'horizontale 1200 qui représente à peu près la hauteur moyenne de la crête, on trouve qu'avec une pente ne dépassant pas  $1^{\circ}$ , ils laisseraient encore au-dessous d'eux la plupart des pitons de grès et des contreforts granitiques et ne seraient dominés que par les sommets les plus élevés de la crête.

Or, nous verrons dans un moment que la majeure partie des blocs des points culminants ne proviennent pas de cette crête ; beaucoup ont même une origine nettement locale ; on peut en conclure que dans l'état actuel du relief, la plupart de ces blocs ont dû se mouvoir dans des plans dont l'inclinaison était le plus souvent inférieure à  $1^{\circ}$ .

## B. ORIGINE ET NATURE DES ÉLÉMENTS DU DILUVIUM

D'une manière générale ces éléments proviennent tous des Vosges, et leur déplacement a eu lieu de l'axe de la chaîne vers la périphérie. La direction du mouvement a été souvent très différente de celle des vallées actuelles, du moins pour les débris des points culminants. Dans quelques cas, ces débris ont franchi les lignes de faite pour se répandre dans d'autres vallées (passage des granites feuille morte du Ballon d'Alsace dans le val d'Ajol, le vallon de Bellefontaine, etc.) (fig. 7).

Les roches acides granitoïdes ou porphyriques forment la presque totalité des débris. Les blocs de granitite sans amphibole et de granulite sont les plus nombreux et souvent groupés en nombre considérable dans un espace restreint ; les blocs de granite à amphibole sont en général très disséminés ; leur rareté relative actuelle à la périphérie est peut-être due à l'exploitation.

Les granites à amphibole du type de la Bresse et ceux du type du Ballon d'Alsace (granites feuille-morte) constituent la catégorie la plus intéressante en raison des indications qu'ils fournissent sur les circonstances de leur transport.

Les gneiss n'apparaissent en nombre qu'à la périphérie ; les porphyres pétrosiliceux et quartzifères, les diorites, les porphyrites, les serpentines, les roches du grès rouge et du carbonifère, ne jouent qu'un rôle subordonné et souvent local.

On remarque que l'on ne trouve jamais de galets de quartzite

dans le diluvium des régions situées en amont des pitons de grès encore existants. Il faut sans doute en conclure que le diluvium granitique est au moins en partie postérieur à la dénudation qui a morcelé le grès vosgien en lambeaux [séparés par de]grands intervalles.

### C. VOLUME DES DÉBRIS

La majeure partie des débris est constituée par des galets et de petits blocs ; les gros blocs sont l'exception. — Le volume de la plupart des blocs est inférieur à 2<sup>m</sup> ; les plus nombreux ont un diamètre qui n'atteint pas 1<sup>m</sup>, et cubent au plus 1/2<sup>m</sup>. Un petit nombre cubent de 3 à 10<sup>m</sup> ; je n'en connais, au voisinage des points culminants qu'une demi-douzaine qui présentent un volume supérieur. Parmi ces derniers deux atteignent 50<sup>m</sup> ; les autres cubent de 10 à 20<sup>m</sup> : ce sont en nombre égal des granitites porphyroïdes avec ou sans amphibole. Les plus gros blocs se trouvent sur les plateaux des bords de l'île (Fossard, Corroy, Sapenois).

Les blocs de granulite, microgranulite, gneiss, cubent rarement plus d'un à deux mètres.

Les granites feuille-morte et les débris du carbonifère ne se montrent jamais en blocs, dans la vallée de la Moselle en aval du mont de Fourche. C'est seulement dans le voisinage immédiat des massifs dont ils proviennent que l'on trouve des blocs volumineux de ces roches (Giromagny : blocs de grauwacke et de porphyrite labradorique de 60<sup>m</sup> (1), bloc de 5<sup>m</sup> de granite feuille-morte).

### D. FORMES EXTÉRIEURES ET ÉTAT DE CONSERVATION DES DÉBRIS

Les éléments du diluvium sont anguleux, arrondis ou roulés. En dehors de ceux qui sont roulés, les considérations tirées de la forme extérieure n'ont que peu de valeur. De nombreux exemples prouvent que sous l'action des agents atmosphériques des blocs originellement anguleux peuvent devenir arrondis, et réciproquement. On remarque aussi que des débris nettement roulés au moment où on les a extraits du sol, ne tardent pas, sous l'influence des mêmes agents et surtout des cryptogames, à perdre le polissage de leurs surfaces.

Je n'ai jamais observé de débris striés authentiques ; quelques

(1) Cette évaluation a été faite par Collomb ; peut-être y aurait-il lieu de la réduire de moitié.

blocs granitiques portent sur une de leurs faces des cannelures que l'on a à tort attribuées à l'action de la glace et qui sont simplement, ainsi que nous le verrons, des surfaces de friction identiques aux miroirs de faille.

L'intervention des agents atmosphériques n'a pas eu seulement pour résultat de modifier les formes initiales ; elle a en outre fait subir aux débris des modifications chimiques, qui se traduisent par une altération plus ou moins profonde de la roche qui les constitue. Je crois avoir constaté comme un fait général que les erratiques des points culminants des plateaux de l'intérieur de l'île portent des traces de cette altération. Les menus débris et petits blocs sont profondément corrodés et se brisent parfois sous le moindre effort ; dans beaucoup de fragments granitiques le feldspath est complètement kaolinisé (l'Ormont, la Grande Charme, le Phény) ; les gros blocs ont naturellement mieux résisté ; néanmoins l'aspect corrodé de leur surface et leur fragmentation sur place en morceaux très volumineux, témoignent de l'étendue de l'altération qu'ils ont subie. Il n'est pas rare du reste de constater, même sur de gros blocs, que l'altération a été profonde (Le Sapenois).

Des phénomènes semblables s'observent sur les plateaux extérieurs (Laino, Arbre de Bellevue, forêt de Tannières, Bois d'Arches...).

D'ailleurs le contraste à ce point de vue entre les débris des points culminants et ceux des pentes est des plus nets. Dès que l'on descend seulement de quelques dizaines de mètres, on voit presque partout apparaître de petits blocs et des galets qui ne présentent aucune trace d'altération et dont l'état de conservation est attesté par leurs formes arrondies et leurs surfaces polies.

#### E. VARIATIONS DE PUISSANCE ET D'ASPECT DU DILUVIUM SUIVANT L'ALTITUDE

Dans l'intérieur de l'île vosgienne, le diluvium n'est en général représenté sur les points culminants que par des blocs isolés et des menus débris, anguleux ou arrondis, à surface corrodée et souvent très altérés ; ils reposent sur le sol sans liaison entre eux et sont séparés par des espaces plus ou moins considérables. La densité du diluvium, si l'on peut se permettre cette expression, varie d'un point à un autre. Sur certains plateaux les blocs abondent et sont relativement rapprochés, sur d'autres ils sont rares ou rassemblés sur quelques points ; enfin de vastes surfaces (Longegoutte, Chèvre-Roche), dominées par d'autres couvertes de blocs ou très voisines,

n'offrent que des débris de faible dimension sans que l'on puisse expliquer ces contrastes par l'action de l'homme.

Sur les pentes qui sont en général granitiques et où par suite l'appréciation de l'erraticité des débris est souvent très difficile, les gros blocs semblent encore plus disséminés que sur les plateaux ; mais on constate alors sur un grand nombre de points la présence de blocs et de galets roulés qui témoignent de la continuité du phénomène erratique.

Il n'en est plus de même sur les cols et dans les dépressions des plateaux de l'intérieur ou de l'extérieur de l'île, et d'une manière générale sur tous les points où la dénudation a été réduite au minimum. On voit alors le diluvium composé presque exclusivement de sable, de galets roulés et de petits blocs arrondis ou roulés, s'accumuler parfois sur des épaisseurs considérables. Sur les cols les plus élevés, habituellement très étroits, ces amas semblent souvent avoir été remaniés, en ce sens que le sable a été entraîné et remplacé par des éléments plus ou moins grossiers provenant de la désagrégation des roches voisines : col du Beluet (785<sup>m</sup>), col de la Croix de la Sure (745<sup>m</sup>), col de la Mousse (720<sup>m</sup>), cols de la rive gauche de la Moselle depuis Château-Lambert jusqu'à Remiremont. Mais sur les plateaux et cols qui correspondent aux grandes dépressions de la périphérie de l'île vosgienne (dépressions d'Ecromagny, de la Demoiselle, des Mongins, de Dounoux), le diluvium a conservé sa physionomie originelle et forme alors des amas de sable et de galets le plus souvent roulés, remarquables par leur puissance et leur étendue (20 à 25<sup>m</sup> d'épaisseur à la Demoiselle, 1500<sup>m</sup> de développement) ; on y observe fréquemment des traces de stratification horizontale résultant de l'alternance de lentilles de sable et de nappes de galets ou de graviers. Les gros blocs y sont très rares, même lorsqu'ils abondent sur les pentes et les plateaux voisins.

Je crois devoir insister ici tout particulièrement sur la présence à toutes les hauteurs de débris roulés. On les observe dans chaque massif presque jusqu'au voisinage des points culminants, dominant de 300 à 400<sup>m</sup> le thalweg actuel de la Moselle. C'est, je crois, un fait nouveau dans l'histoire du diluvium vosgien et dont nous verrons l'extrême importance (fig. 1, 2, 3, 7, 13).

F. ABSENCE DANS LE DILUVIUM DES POINTS CULMINANTS DE BLOCS  
PROVENANT DE LA CRÊTE. — ORIGINE RAPPROCHÉE  
DE LA MAJEURE PARTIE DES BLOCS DES SOMMETS

La donnée fondamentale qui me paraît se dégager de l'étude pétrographique des blocs, c'est l'absence, sur les points culminants et même sur les pentes, certaine dans la Moselle, probable dans la Moselotte et le Cleurie, de blocs provenant de la crête des Vosges.

Pour la Moselle, cette conclusion s'appuie sur un fait précis : l'absence absolue de blocs de granite feuille morte, roche caractéristique des Ballons d'Alsace et de Servance. Tandis que sur les crêtes des Ballons et dans un rayon de 10 à 15 kil. (Girromagny, Echromagny, Melisey), ces granites se rencontrent en blocs de plusieurs mètres cubes, on ne trouve plus en aval du mont de Fourche soit sur les crêtes de la rive gauche, soit même dans le fond de la vallée, que des galets dont le grand axe ne dépasse pas en général 0<sup>m</sup>30 et n'atteint qu'exceptionnellement 0<sup>m</sup>40. J'ajouterai qu'ils sont presque toujours remarquablement roulés lorsqu'on les retire de l'intérieur des dépôts diluviens.

On constate en même temps que les hauteurs de la rive gauche entre Fondromé et Remiremont (720-800<sup>m</sup>) sont couvertes de blocs volumineux (bloc de 12<sup>me</sup> au Corroy, blocs de 2 à 4<sup>me</sup> au Sapenois et à Champ Carré), qui diffèrent complètement des roches affleurant en amont du Thillot et qui semblent au contraire identiques à celles en place dans le voisinage (la Beuille, Fondromé) ou sur la rive droite dans le massif de Longegoutte. Ce sont principalement des gneiss (bois de Giraultfaihy) et plus au nord des granitites souvent très micacées et contenant parfois des aiguilles d'amphibole (Sapenois, Champ Carré...).

Dans le bassin de la Moselotte et du Cleurie cette absence de blocs de la crête est plus difficile à prouver. La difficulté provient de cette circonstance que la ligne de faite est dépourvue de roches assez nettement caractérisées pour pouvoir être reconnues sans contestation dans le diluvium : elle peut néanmoins être tournée dans une certaine mesure. On remarquera tout d'abord que les premiers plateaux de grès situés presque au pied de la ligne de faite à Rondfeing et au Haut du Roc, sont couverts exclusivement de blocs et de petits débris d'un granite à amphibole identique à la roche sous-jacente et complètement différent des granitites de la crête.

Cette connexion, évidente ici, entre la roche en place et les erra-

tiques se manifeste, je crois, avec autant de netteté sur le plateau de Longegoutte à l'Est et à l'Ouest du Col de Rhamne.

L'origine rapprochée d'une notable partie tout au moins des blocs des points culminants ne paraît pas moins certaine au Spiémont, à la Grande Charme, à la Tête de Charmotte. La plupart d'entre eux sont des granulites et des gneiss granulitiques dont le point de départ, dans les conditions actuelles du relief, doit être cherché dans les massifs situés à l'Est, plus élevés de quelques mètres à peine et séparés par de profondes dépressions. Les seuls erratiques d'origine lointaine sont des granites à amphibole qui ne proviennent pas de la crête, mais du grand massif à amphibole qui s'étend entre Gérardmer et Saulxures.

A Fossard, le problème est plus complexe en raison de l'abondance des granites sans amphibole. Mais des roches *identiques* affleurent sur un grand nombre de points du massif ; d'un autre côté la prédominance des granulites et des gneiss granulitiques donne au diluvium de Fossard un cachet local qui est encore accru par la présence sur les sommets (Table de la Charme et Gris Mouton) de blocs de serpentine (S, fig. 2 et 3). Ces blocs, dont l'un cubait, paraît-il, plusieurs mètres, ont été signalés il y a 50 ans par Hogard et Puton ; ils sont originaires d'un filon dont les points d'affleurement les plus élevés sont de 30 à 70<sup>m</sup> plus bas. Associés à ces blocs on trouve des blocs d'origine lointaine incontestable : mais ce sont exclusivement des granites à amphibole, qui se sont élevés presque jusqu'au sommet de Fossard (800<sup>m</sup>). L'un d'eux, à l'altitude de 710<sup>m</sup>, cube 50<sup>m</sup> (M, fig. 3).

L'étude des blocs de la Demoiselle et de ceux qui couvrent encore les plateaux de la rive gauche, entre Remiremont, Raon et Arches, conduit à des constatations semblables.

#### G. DISPERSION DES GRANITES FEUILLE-MORTE

La distribution dans le diluvium de cette roche remarquable mérite de nous arrêter un instant. Elle a fourni de nombreux galets roulés au diluvium de toutes les hauteurs de la rive gauche de la Moselle jusqu'à Remiremont et s'est répandue, en franchissant des cols élevés de 250 à 350<sup>m</sup> au-dessus du thalweg, dans les divers affluents de la Saône (Augrogne, Breuchin et Combeauté) (fig. 7).

En aval de Remiremont, on les retrouve également sur tous les plateaux de la rive gauche jusqu'au voisinage des points culmi-

nants [Laino 613<sup>m</sup> (fig. 13), bois de Brugnières 600<sup>m</sup>]. Sur la rive droite, en aval du Thillot, je n'ai, jusqu'à présent, trouvé de granites feuille-morte que dans les terrasses d'alluvion ancienne (Remenvillers, sablons de Rupt, les Goux, Mossoux).

Il est bien difficile, je crois, en présence de cet ensemble de faits, de considérer le diluvium granitique comme une formation homogène dans l'espace et dans le temps et due à l'action simultanée d'une même cause. La présence des plus gros blocs sur les points culminants et la prédominance sur ces mêmes points de débris locaux, anguleux, souvent altérés, contrastent trop complètement avec le développement sur les pentes d'amas de matériaux roulés, non altérés, au milieu desquels les gros blocs sont relativement rares ou même absents, pour que l'on ne soit pas tenté d'attribuer à des circonstances très différentes la formation de dépôts aussi dissemblables. Il semble que l'on puisse *à priori* les subdiviser en deux sous-étages : l'un, plus ancien, comprenant la majeure partie des blocs et débris des points culminants ; l'autre, plus récent, comprenant les amas de galets roulés associés à des blocs plus ou moins volumineux qui portent encore parfois des traces du transport plus ou moins prolongé qu'ils ont subi.

## II. DILUVIUM A ÉLÉMENTS QUARTZEUX DES VALLÉES EXTÉRIEURES

Bien que mes recherches n'aient que rarement dépassé les limites de l'île vosgienne, il m'est impossible de ne pas dire ici quelques mots d'une catégorie remarquable de dépôts extérieurs aux Vosges et qui me paraissent se lier intimement aux précédents.

Tandis que dans la partie du bassin de la Haute-Moselle, située à l'intérieur de l'île Vosgienne, le diluvium est essentiellement formé de débris de roches granitiques, à l'extérieur des Vosges les plateaux et pentes qui bordent la Moselle à hauteur d'Epinal (1), c'est-à-dire à partir du point où affleurent des terrains plus récents que le grès vosgien, sont recouverts jusqu'au voisinage des points culminants (60<sup>m</sup> au-dessus du thalweg) de galets presque exclusivement quartzeux (quartz et quartzites) provenant de la destruction du grès vosgien et du grès bigarré. Ces galets présentent très souvent des auréoles d'altération.

(1) Sur la feuille d'Epinal ces dépôts sont en partie représentés par la teinte P (limon des plateaux).

Les débris de roches éruptives ou cristallophylliennes n'y jouent habituellement qu'un rôle subordonné ; ils sont roulés, mais presque toujours plus ou moins profondément décomposés. Hogard croyait même que les débris granitiques faisaient complètement défaut ; j'ai pu m'assurer que sur la rive gauche près d'Epinal (Champ de manœuvre 380<sup>m</sup>, Bois l'Abbé 375<sup>m</sup>), cette absence était superficielle, et que les fouilles (0<sup>m</sup>50 à 2<sup>m</sup>) faisaient toujours apparaître des galets granitiques altérés. Jusqu'à présent je n'y ai pas vu de granite feuille-morte (fig. 5).

Tantôt les galets gisent librement à la surface du sol, tantôt ils sont empâtés dans une argile sableuse jaune d'ocre, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres ; le diamètre des plus gros ne dépasse pas 25 à 30 cent.

Cette formation se montre sur les pentes jusqu'au voisinage de la terrasse basse (terrasse de 18<sup>m</sup> à 25<sup>m</sup>) qui renferme des débris roulés et parfaitement conservés de toutes les roches du bassin en amont.

Le diluvium à galets quartzeux s'étend dans la vallée de la Moselle à une très grande distance des Vosges. Hogard l'a indiqué près de Châtel, où il s'élève à 100<sup>m</sup> sur la rive droite ; il a été signalé près de Toul (Husson), où je l'ai moi-même observé à 100<sup>m</sup> au-dessus de la terrasse basse, c'est-à-dire à une altitude presque égale à celle

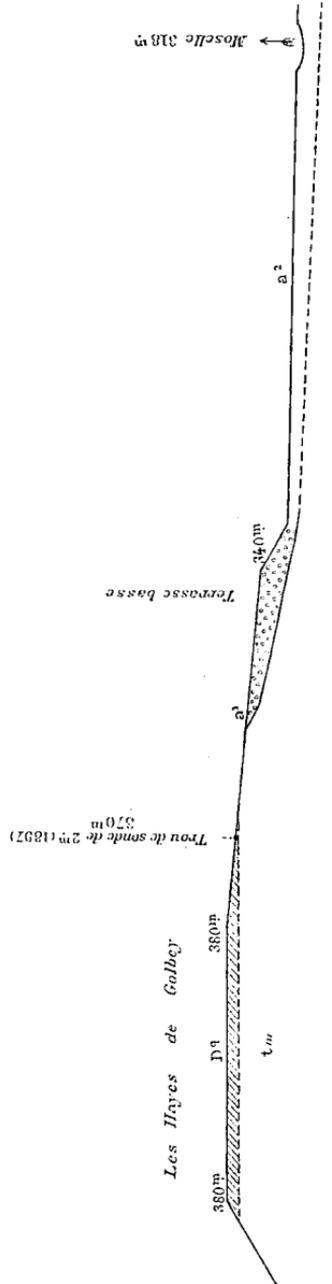


Fig. 5. — Coupe transversale de la Moselle à hauteur d'Epinal (rive gauche) montrant les relations du diluvium à galets quartzeux Dq avec l'alluvion ancienne de la terrasse basse.

qu'il atteint à Epinal ; enfin, M. Braconnier l'a cité en aval de Frouard.

Ce diluvium n'est du reste pas spécial à la vallée de la Moselle. Buvignier l'a indiqué dans la Meuse en aval de Pagny, Levallois et M. Braconnier l'ont signalé dans la Meurthe. A Sainte-Catherine (Ouest de Nancy) où je l'ai examiné, il atteint une altitude de 150<sup>m</sup> environ au-dessus du thalweg ; les galets sont roulés, paraissent exclusivement quartzeux et présentent des traces fréquentes d'altération. Enfin, Daubrée et Jacquot l'ont observé dans la Sarre. Partout on constate les mêmes contrastes entre ces dépôts et la nappe d'alluvions anciennes du fond des vallées.

Des faits presque identiques peuvent être étudiés dans les vallées tributaires de la Saône. Peu distinct à la lisière des Vosges, en raison de la grande extension du grès bigarré et du grès vosgien, de la rapidité de la pente des contreforts, de l'importance des dépressions qui interrompent le contour méridional (dépression d'Ecromagny), le diluvium à éléments quartzeux et débris granitiques très altérés apparaît néanmoins sur les plateaux les plus élevés, toutes les fois que des coupes favorables se présentent.

C'est ainsi que j'ai constaté sa présence sur le grès bigarré des plateaux au Nord de Bellefontaine (592<sup>m</sup>) et du Val d'AJol (617<sup>m</sup>). Dans le Val d'AJol le phénomène est particulièrement net (fig. 6 et 7).

Le plateau de la Sentinelle (257<sup>m</sup> au-dessus du thalweg) présente des traces très disséminées d'un transport de galets de quartzites ; en outre, Hogard y a signalé des blocs de la brèche quartzeuse du grès rouge de la Vêche, dont il n'existe plus aujourd'hui que des débris. Dès que l'on descend sur les pentes qui conduisent au Val d'AJol on voit apparaître çà et là des quartzites plus nombreux et des galets et petits blocs granitiques altérés (0<sup>m</sup>30 à 0<sup>m</sup>40 de diamètre). A une altitude moindre (560<sup>m</sup>) on trouve sur la rive gauche un replat couvert de galets granitiques, dont beaucoup, très bien roulés et non altérés, débris évidents d'un ancien courant fluvial. Ce qui rend cette coupe particulièrement intéressante, c'est que le plateau de la Sentinelle et les hauteurs de la rive gauche de la Combeauté se relient à l'amont par des pentes continues à des sommets beaucoup plus élevés (Champ Carré, 730<sup>m</sup> ; le Sapenois, 760<sup>m</sup> ; Bois d'Hérival, 734<sup>m</sup> ; Giraultfaihy, 800<sup>m</sup>), couverts de blocs granitiques souvent très volumineux, anguleux ou arrondis, tandis qu'à un niveau à peine plus bas de quelques dizaines de mètres, nous voyons apparaître sur tous les cols d'innombrables débris remar-

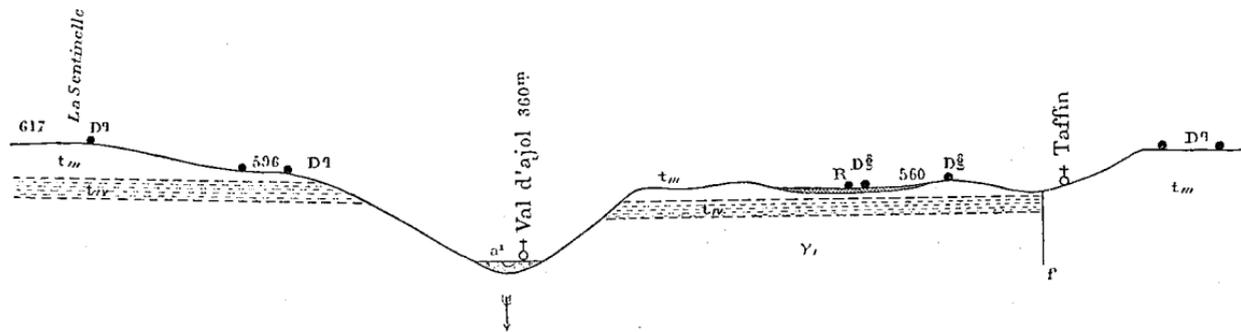


Fig. 6. — Coupe transversale du vallon de la Combeauté à hauteur du Val d'Ajol. Au point 617 se trouvaient autrefois les blocs de brèche quartzreuse du grès rouge, signalés par Hogard. Au point 560 diluvium granitique à galets roulés.

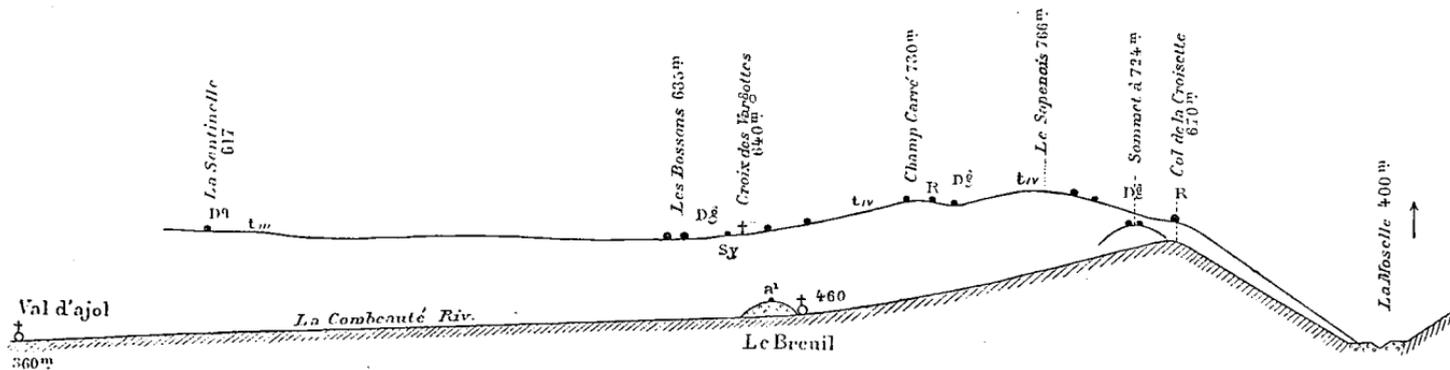


Fig. 7. — Coupe le long du thalweg de la Combeauté en amont du Val d'Ajol, montrant les relations de position des deux diluviums, l'altitude des débris roulés et leur emplacement sur la ligne de faite. — Au Breuil, amas de galets roulés. J'y ai trouvé un granite feuille-morte, ainsi qu'à la Croix des Vargottes (Sy).

quablement roulés (La Croisette, 670<sup>m</sup> ; Col de Girmont, 710<sup>m</sup>) (fig. 7).

La nappe de galets quartzeux paraît s'abaisser vers l'aval avec une grande rapidité ; elle est à peine indiquée au Houssot et au signal des Côtes (511<sup>m</sup>) ; je n'en ai trouvé aucune trace sur la rive droite autour du Fahys (418<sup>m</sup>).

Si nous parcourons les vallées méridionales à une certaine distance de leur sortie du massif vosgien, nous retrouvons dans toutes, les preuves de l'existence d'un transport de galets exclusivement quartzeux ou associés à des débris granitiques très altérés.

C'est dans la vallée de la Saône que les preuves m'ont paru les moins nettes. J'ai cependant observé d'assez nombreux galets de quartz et de quartzites à la surface des terrains jurassiques au Nord de Port-sur-Saône, au Sud de Velleuxon, et au Sud de Soing, à une soixantaine de mètres au-dessus du thalweg. J'ai toutefois quelques doutes sur l'origine de ces galets, qui proviennent peut-être des amendements.

Il en est tout autrement dans la vallée de l'Ognon. Le cours de la rivière en aval de Lure est jalonné par des lambeaux d'alluvions dont les plus élevés (55<sup>m</sup> au-dessus du thalweg) semblent exclusivement composés de galets de quartz, de quartzite, et surtout de grès ; le diamètre de ces derniers, au nord d'Avilley, où je les ai étudiés, sur les indications de M. Kilian, atteint 0<sup>m</sup>35. La terrasse basse de Montbozon (20 à 25<sup>m</sup> au-dessus du thalweg) renferme au contraire des galets de toutes les roches du bassin en amont, en parfait état de conservation. La composition de la terrasse supérieure d'Avilley est d'autant plus remarquable, que les hauteurs qui bordent l'Ognon au nord de Melisey, sont couvertes de blocs et de galets granitiques roulés jusqu'à une altitude de près de 760<sup>m</sup> (200<sup>m</sup> au-dessus du thalweg).

Dans la vallée du Doubs l'existence d'une nappe de galets quartzeux a été signalée depuis longtemps par Boyer et Girardot (1). Elle est particulièrement développée dans les forêts d'Arne et de Chaux, où elle s'élève à 60<sup>m</sup> au-dessus du thalweg, et où ses relations avec les terrains plus anciens ont été nettement définies par MM. Delafond et Depéret (2). Elle repose sur le Pliocène inférieur

(1) BOYER. Sur la provenance et la dispersion de galets silicatés et quartzeux sur le pourtour des monts Jura. *Bull. Soc. émul. du Doubs*, 1885. — BOYER et GIRARDOT. Etude sur le quaternaire dans le Jura Biscantin. *Id.*, 1890.

(2) DELAFOND et DEPÉRET. Les terrains tertiaires de la Bresse.

et est postérieure aux cailloutis d'Azans du Pliocène moyen, dont l'aspect et la composition m'ont paru très différents. La majeure partie des quartzites de ces deux forêts semble d'origine vosgienne ; toutefois il y a mélange de petits galets granitiques et quartzeux d'origine probablement alpine. Les quartzites présentent fréquemment des traces d'altération et les débris granitiques sont le plus souvent décomposés.

Ces dépôts se lient à l'amont à des traînées de galets quartzeux qui jalonnent les cours du Doubs et de la Savoureuse jusqu'aux environs de Belfort ; leurs hauteurs atteignent 30 à 110<sup>m</sup>, exceptionnellement 200<sup>m</sup> (à Ecot, d'après M. Kilian). Près de Belfort, on trouve sur quelques points, notamment aux Barres, des amas de quartzites et de gros galets granitiques altérés d'origine nettement vosgienne, que l'on peut rattacher aux précédents, bien que leur altitude soit seulement de 20<sup>m</sup>, car on ne doit pas perdre de vue que la plaine a été remblayée (1).

On voit, en résumé, que les vallées extérieures sur les versants ouest et sud présentent à une grande distance de leur origine des traces d'un diluvium composé actuellement de galets de quartz et de quartzites, fréquemment altérés à la surface, associés dans la plupart des vallées méridionales et dans la Moselle à des débris granitiques profondément altérés. Il peut être intéressant d'ajouter que des faits semblables ont été observés sur plusieurs points du versant oriental, et que les *Deckenschotter* du Sundgau rappellent par l'ensemble de leurs caractères les traînées de quartzites des environs d'Epinal (2).

Comme l'a fait remarquer M. Braconnier, ce diluvium dans les vallées occidentales jalonne les cours des rivières actuelles ; il a commencé à une époque où ces vallées n'étaient pas encore creusées et tout au plus indiquées par de faibles dépressions. Les vallées méridionales de l'Ognon et du Doubs étaient au contraire déjà creusées.

#### AGES ABSOLU ET RELATIF DU DILUVIUM A ÉLÉMENTS QUARTZEUX

La généralité du phénomène, l'analogie de composition et de structure des dépôts, le contraste qu'ils offrent partout avec les

(1) H. BENOIT. Note sur le terrain glaciaire de la vallée de Giromagny, 1863. — PARISOT. Description géologique du territoire de Belfort, 1877.

(2) Mittheilungen der geologischen Landesanstalt von Elsass.-Lothringen, III, 1892, 2<sup>e</sup> livr. — GUTZWILLER. Diluvialbildungen der Umgebung von Basel, 1893.

nappes d'alluvion ancienne qui occupent le bord des vallées, la similitude de position relative, semblent indiquer, je crois, que l'ensemble de ces dépôts appartient à une même formation dont l'âge serait marqué par celui des cailloutis d'Arne et de Chaux, et devrait par suite être rapporté au pliocène supérieur.

Je ne pense pas qu'il convienne d'attacher, au point de vue de l'âge, une trop grande importance aux écarts d'altitude constatés dans le Doubs. On observe dans la Moselle et sur le bord méridional des Vosges des écarts presque identiques (Toul, la Sentinelle) qu'il me paraît bien difficile d'expliquer sans faire intervenir des mouvements du sol. Or, nous verrons que dans le bassin de la Haute-Moselle, il y a eu postérieurement au diluvium des variations de niveau de plus de 200<sup>m</sup> ; il n'est donc pas déraisonnable d'admettre que des mouvements d'une amplitude comparable ont pu affecter la partie nord-ouest du Jura, et y modifier le relief du diluvium.

En ce qui concerne l'âge relatif des deux diluviums, il me paraît évident que le diluvium à galets quartzeux est nécessairement plus ancien que la majeure partie du diluvium à éléments granitiques ; il est impossible en effet que les nappes de galets quartzeux et de débris granitiques altérés puissent être le prolongement des amas de galets granitiques roulés, en général bien conservés, qui s'élèvent dans l'intérieur de l'île vosgienne jusqu'au voisinage des points culminants. Rien n'est saisissant à cet égard comme le contraste entre la composition des dépôts diluviens à éléments granitiques qui s'élèvent jusqu'à 760<sup>m</sup> dans la vaste dépression d'Ecromagny et le diluvium de l'Ognon au sud de Lure ; on peut citer aussi à ce point de vue le Val d'AJol (fig. 7). Mais on peut, je crois, admettre que le diluvium à galets quartzeux est contemporain de la partie la plus élevée du diluvium granitique, dont nous retrouvons les traces sur les points culminants de l'intérieur de l'île, au-dessus du niveau où apparaissent les premiers galets roulés non altérés (Spiémont, Ormont, Grande Charme, Fossard, Chèvre Roche, Longe-goutte, forêts du Sapenois et d'Hérival...).

## Deuxième Partie. — De l'alluvion ancienne

### I. GÉNÉRALITÉS

La Moselle est bordée près d'Epinal et en aval, par une terrasse basse, élevée de 18 à 25<sup>m</sup>, et composée de tous les éléments du bassin en amont, en parfait état de conservation, tandis que les

pentés et les plateaux sont couverts, comme nous l'avons vu, de galets de quartz et de quartzites auxquels s'associent parfois des galets granitiques très altérés.

Si l'on remonte la vallée, on voit la terrasse basse pénétrer dans le défilé de Dinozé, où elle se présente en lambeaux discontinus, un peu plus élevés que ceux d'Epinal (27 à 30<sup>m</sup>). Elle redevient continue à partir d'Arches et borde alors sans interruption la rive gauche avec un relief de 20<sup>m</sup> environ.

En même temps on voit apparaître sur les deux rives de la Moselle une terrasse haute à éléments granitiques non altérés, qui domine le thalweg de 45 à 57<sup>m</sup> (sommet au N.-O. d'Archettes, — bordure sud de la forêt de Tannières, plateau au sud d'Arches, vallon au sud de Poux).

Les terrasses haute et basse cessent ou se transforment à partir d'Eloyes, où passe la faille limite des Vosges. On ne trouve plus en amont aucune trace de la terrasse haute, et la terrasse basse, au lieu de former une nappe régulière, inclinée comme le thalweg, s'élève par une série de ressauts correspondant à des terrasses d'érosion jusque vis-à-vis la ferme de Noir-Gueux, en s'élargissant progressivement de façon à occuper finalement presque toute la largeur de la vallée. A Noir-Gueux elle cesse brusquement et se termine du côté amont par un talus rapide dont la concavité est tournée de ce côté. Il

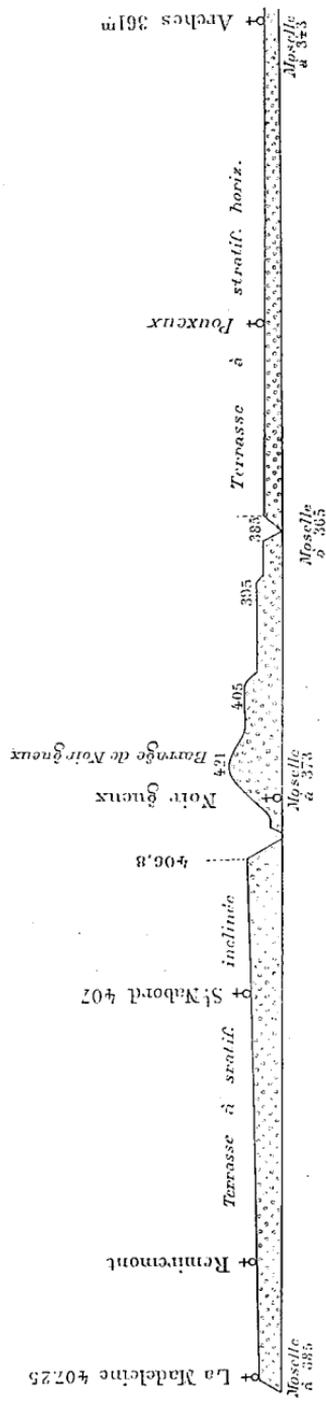


Fig. 8. — Coupe de l'alluvion ancienne entre Remiremont et Arches, montrant les relations de la terrasse lacustre 405 et de la digue de Noir-Gueux.

en résulte que, vue du sud, elle prend l'aspect d'un gigantesque barrage fermant la vallée, et dominant de 50<sup>m</sup> l'étroite coupure au fond de laquelle coule la Moselle (fig. 8).

C'est cette forme topographique remarquable que Hogard a décrite sous le nom de moraine de Longuet ; elle n'a, comme nous le verrons, aucun des caractères des moraines, et comme elle est à 2 kil. en aval de Longuet, je la désignerai à l'avenir, pour éviter toute erreur, sous le nom de digue ou barrage de Noir-Gueux.

Cette digue marque à très peu près le point précis à partir duquel les caractères de l'alluvion ancienne de la Haute-Moselle se transforment complètement. A partir de Noir-Gueux, en effet, la terrasse basse qui reparait un peu en amont, au lieu d'être parallèle au thalweg, reste sensiblement horizontale jusqu'à Remiremont sur une étendue de 7 kil. (406.8 Longuet ; 407.25 la Madeleine). Il en résulte que sa hauteur relative au-dessus du thalweg diminue progressivement en remontant la vallée : 34<sup>m</sup> à hauteur de Longuet, 22<sup>m</sup> près de la Madeleine (1). Cette terrasse est prolongée dans la direction de Vagney par une bordure un peu plus basse, par suite des érosions subies, et qui disparaît bientôt un peu en amont de cette localité ; dans la direction de Rupt, elle cesse d'être distincte à partir de Vecoux.

Si l'on part de cette nappe inférieure pour s'élever soit dans les vallées principales, soit dans les vallons latéraux, on constate que partout l'alluvion ancienne, au lieu de constituer une bordure plus ou moins continue, parallèle au thalweg, forme à des intervalles très variables suivant les vallées et les différentes sections d'une même vallée, des accumulations d'une très grande puissance qui s'élèvent brusquement sur les deux rives et dont le relief peut atteindre 60 à 80<sup>m</sup>. En dehors de ces amas ou ressauts, la nappe alluviale est généralement très réduite, et représentée par des dépôts peu épais qui dominent le thalweg d'un petit nombre de mètres.

Lorsque ces accumulations n'ont pas subi trop profondément les effets de la dénudation, et ont une certaine étendue longitudinale et transversale, leur surface supérieure est constituée par un plateau dont la pente *presque toujours très faible* contraste d'une façon saisissante avec celle du thalweg habituellement beaucoup plus rapide ; un talus très raide les limite du côté aval (Les

(1) L'altitude de la terrasse basse est de 361<sup>m</sup> à Arches, 385 à la halte d'Eloyes, ce qui correspond à une pente de 0,0038. Si elle avait la même pente entre Longuet et la Madeleine, son altitude en ce dernier point serait de 433<sup>m</sup>.

Goujoux, St<sup>e</sup>-Anne, St-Amé, Planois, Gerbamont, Travexin, Sablons de Rupt, de Remenvillers, du Thillot et de Bussang, etc....).

Il résulte de l'ensemble de ces particularités que les eaux qui coulent à peu près au niveau de la nappe alluviale en amont et en aval des ressauts, s'encaissent plus ou moins profondément en les traversant, déterminant ainsi leur séparation en deux lambeaux généralement inégaux et de profil triangulaire. Si l'on rétablit par la pensée la continuité originelle de ces lambeaux, continuité qui est attestée, dans la plupart des cas, par la concordance de leurs hauteurs et par les terrasses d'érosion étagées sur leurs flancs, l'ensemble de la formation se présente alors comme une série de gradins superposés, tantôt groupés, tantôt séparés les uns des autres par des paliers plus ou moins étendus : elle peut être comparée aux marches successives d'un gigantesque escalier (fig. 9 et 10).

La rapidité avec laquelle ces gradins se succèdent est en rapport avec celle du thalweg : très rapprochés dans les vallées à pente rapide où l'on observe parfois trois ou quatre gradins séparés par de courts intervalles, ils sont au contraire très éloignés les uns des autres dans les vallées à pente faible.

La disposition en gradins peut être constatée dans un très grand nombre de vallées et vallons de la Haute-Moselle ; mais les gradins n'ont pas toujours la netteté de ceux que j'ai cités comme type. La dénudation a souvent altéré leurs formes et les a réduits à l'état de simples placages ou de digues transversales ; quelques gradins placés dans des conditions défavorables, vis-à-vis le débouché d'un ravin latéral par exemple, ou dans une gorge rapide et étroite, ont même été presque complètement détruits. Malgré ces transformations, il suffit le plus souvent d'un peu d'attention pour retrouver presque partout des traces des anciens gradins, faire la part de la dénudation, et reconstituer les formes originelles. On constate ainsi que cette disposition en gradins caractérise l'alluvion ancienne de la Haute-Moselle en amont de Noir-Gueux, du moins jusqu'à l'altitude de 620<sup>m</sup>.

A partir, en effet, de cette altitude, qui, dans toutes les vallées, correspond à celle du gradin le plus élevé, les caractères topographiques de l'alluvion ancienne se transforment de nouveau. On ne trouve plus alors qu'un dépôt de comblement plus ou moins morcelé longitudinalement et transversalement, mais dont les débris semblent dans quelques cas avoir fait partie d'une nappe continue

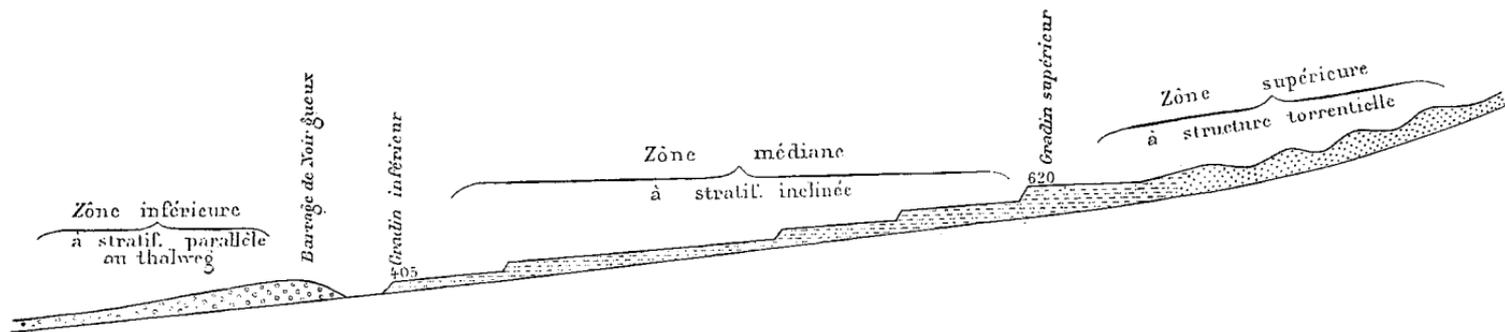


Fig. 9. — Coupe schématique de l'alluvion ancienne de la Haute-Moselle.

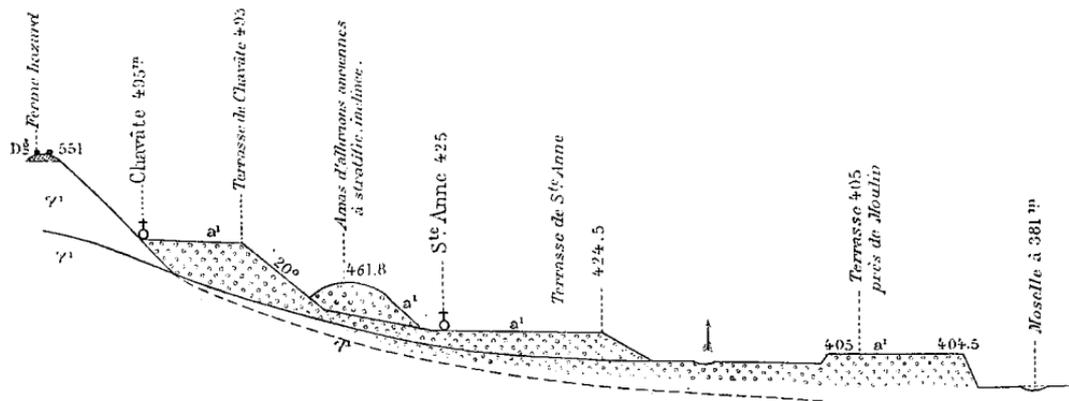


Fig. 10. — Coupe dans le vallon de Rouveroye, près Remiremont.

parallèle au thalweg (Vallée de Chajoux, collines de Vologne... ). La vallée de Cleurie et celle de la H<sup>te</sup>-Vologne, son prolongement naturel, font seules exception à cette règle, comme nous le verrons.

L'alluvion ancienne présente donc dans la Haute-Moselle des caractères topographiques très différents suivant qu'on l'étudie à l'aval de Noir-Gueux, entre Noir-Gueux et le niveau 620, et enfin en amont de ce niveau.

Des différences profondes de structure et de composition correspondent à chacune de ces trois zones.

En aval de Noir-Gueux, l'alluvion ancienne est stratifiée parallèlement au thalweg et par conséquent à peu près horizontalement ; le sable presque toujours bien lavé, et les galets roulés forment la masse ; les blocs font à peu près complètement défaut, sauf à la surface du dépôt, dans le voisinage des pentes, ou vis-à-vis le débouché des vallons latéraux : ils sont habituellement de faible volume.

En amont du niveau 620, sauf dans les vallées de Cleurie et de la Haute-Vologne, l'aspect des dépôts est torrentiel ; il y a le plus souvent mélange confus de sable prédominant plus ou moins lavé, de galets et de blocs de dimensions variées, mais généralement faibles. On observe parfois des indices de stratification ; des galets roulés apparaissent çà et là dans toute l'épaisseur des dépôts.

Dans la zone intermédiaire, entre Noir-Gueux et le niveau 620, la structure est toute différente. Tandis que dans les intervalles des gradins, l'alluvion présente les mêmes caractères qu'en aval de Noir-Gueux, dans les gradins au contraire (du moins dans ceux où les investigations sont possibles (Bussang, sablons du Thillot, de Remenvillers, de Rupt, terrasse 405), la partie moyenne est formée de couches alternantes de sable, de gravier et de galets, dont l'inclinaison atteint 27 à 30° ; la partie supérieure est constituée par une nappe presque horizontale de galets reposant en stratification discordante sur les strates inclinées ; enfin, à la base, domine généralement le sable fin en couches épaisses peu inclinées. Les blocs *font toujours défaut* dans l'intérieur des gradins ; ils ne se montrent que sur le plateau qui les couronne ou à la base.

On constate aussi que dans la plupart des gradins il y a mélange d'éléments plus ou moins roulés provenant du bassin, et d'éléments étrangers toujours roulés (Les Goux, sablons de Rupt et de Remenvillers, S<sup>te</sup>-Anne, le Tholy...) ; la présence de ces derniers ne peut s'expliquer qu'en les supposant empruntés à des dépôts préexistants

Enfin, il n'existe sur aucun point des trois zones précitées, ni boue glaciaire, ni galets striés authentiques.

L'aspect extérieur et la structure interne des gradins les mieux caractérisés offrent de telles analogies avec les caractères des deltas lacustres qu'il semble à priori naturel de les assimiler à d'anciens deltas. La situation remarquable de quelques-uns d'entre eux (sablon du Thillot, de Remenvillers, de Rupt, des Goujoux...) qui sont en quelque sorte suspendus à 80 ou 100<sup>m</sup> au-dessus du fond de la vallée principale, au débouché de vallons latéraux, est un argument en faveur de cette hypothèse, car il paraît impossible en dehors d'elle, de se rendre compte de cette particularité. La supposition d'un remblayage des vallées vosgiennes sur une hauteur de plus de 100<sup>m</sup>, suivie d'un déblai équivalent, ne résoudrait pas la difficulté, puisqu'il resterait encore à expliquer la stratification inclinée. D'ailleurs dans certains cas (les Amyas) il faudrait imaginer un remblayage de plus de 160<sup>m</sup>.

En ce qui concerne les gradins dont la structure interne ne nous est révélée par aucune coupe, il est évidemment impossible d'être aussi affirmatif ; mais pour une partie d'entre eux nous pouvons nous baser, soit sur l'analogie des formes, soit sur leur intercalation au milieu des précédents (St-Amé, les Goujoux, S<sup>te</sup>-Anne), soit sur les indices que fournissent les excavations ouvertes accidentellement sur leurs flancs ou à leur surface. Enfin, nous verrons dans un moment que des déductions d'un ordre tout différent justifient entièrement l'assimilation de tous les gradins à des deltas.

Mais avant d'aborder cette question, il est nécessaire de faire connaître ce que devient l'alluvion ancienne, d'abord dans la vallée de Cleurie en amont du niveau 620, et ensuite dans les vallées voisines.

Dans la vallée de Cleurie, en amont du Tholy, il n'existe plus de gradins, et la vallée principale présente seule trois puissants bourrelets de terrain de transport, indépendants, séparés par de profondes dépressions et que les eaux ont façonnés en barrages transversaux (fig. 11).

Le premier d'entre eux est situé dans le défilé du Tholy qu'il remplit jusqu'à près de 90<sup>m</sup> de hauteur ; les eaux du Cleurie s'y sont creusé un étroit passage et la dénudation exercée par les affluents latéraux l'ont découpé sur la rive gauche en quatre digues que je numérote de 1 à 4, de l'aval vers l'amont ; sur la rive droite,

il n'y a que deux amas séparés par le ravin du Petit Tholy. La digue n° 1 est à l'altitude 621 ; on peut la considérer comme représentant le gradin le plus élevé de la vallée.

La stratification horizontale dans les coupures du torrent, est nettement inclinée dans l'intérieur des digues, du moins en dessous du niveau 620. Le sable fin, bien lavé, et les galets roulés forment jusqu'au sommet la totalité de la masse ; à la partie supérieure on trouve de nombreux blocs, dont l'un cube près de 80<sup>m</sup>, qui ne diffèrent pas des roches encaissantes.

La deuxième accumulation constitue le barrage du Beillard ; elle se lie intimement aux alluvions anciennes qui bordent le vallon du Cellet, et par sa base à des alluvions qui proviennent du vallon de Lièzey. La vallée principale se trouve par suite presque complètement barrée. Le sable en couches horizontales forme la base de la digue ; la partie supérieure est formée de graviers et de galets.

La troisième accumulation, située à l'est du hameau de Cresson, occupe complètement la vallée d'une rive à l'autre ; elle semble barrer le lac de Gérardmer. Elle se compose : 1° d'une vaste terrasse (terrasse de Cresson) qui a la même altitude que le barrage du Beillard, et qui a tous les caractères des deltas (couches inclinées à 27 ou 30°, recouvertes par une nappe horizontale de galets). Les éléments proviennent du bassin de Gérardmer, et en particulier des vallons de Ramberchamp et de Frémont (grès rouge et grès vosgien) ; les débris caractéristiques de la Haute-Vologne (schistes granulitiques) semblent rares ou même absents ;

2° D'une série d'ondulations transver-

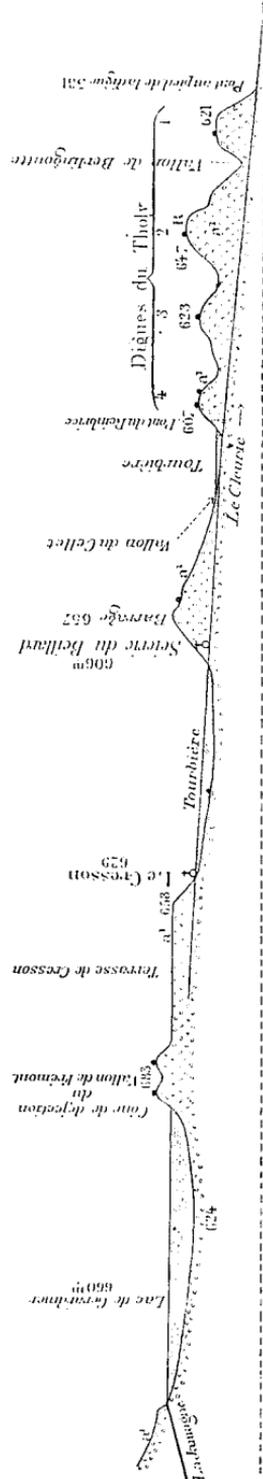


Fig. 11. Coupe du lac de Gérardmer au Tholy

sales, disposées sur le bord concave tourné vers le lac ; la stratification y est torrentielle ; il y a mélange d'éléments de toutes grosseurs, dont un grand nombre très nettement roulés ; l'origine locale et latérale est prouvée par l'abondance des débris du grès rouge.

En amont du Saut des Cuves, le terrain de transport constitue sur les deux rives jusqu'au voisinage du lac de Longemer une large bordure, dont la hauteur diminue de l'aval vers l'amont. J'y ai observé, en 1878, près du Blanc-Ruxel, des couches très inclinées vers l'aval.

Au Saut des Cuves, la stratification est horizontale, l'aspect nettement torrentiel ; il n'y a nulle part d'indices de produits glaciaires.

Si nous abandonnons maintenant le bassin de la Haute-Moselle pour pénétrer dans les vallées adjacentes, nous ne retrouverons nulle part d'exemples de la disposition en gradins. Dans la Meurthe, et dans la Vologne entre Granges et Laval, le fond de la vallée est occupé par une nappe d'alluvions anciennes sur laquelle coulent les eaux ; l'immense accumulation que l'on observe en amont de Granges aux Evelines, est le débris évident d'un ancien cône de déjection formé au débouché de la cluse. En aval du hameau de Laval, on voit apparaître sur les deux rives les lambeaux d'une terrasse basse qui se lie à celle de la Moselle près de Jarménil.

Il en est de même dans les vallées méridionales, où les alluvions anciennes constituent au débouché de la Savoureuse près de Gromagny et de l'Oignon près de Melisey, des cônes de déjections très aplatis que la dénudation a façonnés en digues de formes variées. Je noterai cependant pour mémoire, près du val d'Ajol et de Corravillers, l'existence de deux placages qui ont les caractères extérieurs des gradins, et dont le premier semble formé de couches inclinées.

Le même contraste paraît exister entre les vallées alsaciennes et la vallée de la Moselle. Dans aucune à ma connaissance on n'a signalé l'existence d'une disposition en gradins rappelant celle des dépôts du versant opposé.

## II. ORIGINE LACUSTRE DES GRADINS

La disposition en gradins peut donc être considérée comme spéciale à la Haute-Moselle et limitée dans ce bassin à une zone comprise entre les niveaux 405 et 620. Il semble dès lors rationnel de

l'attribuer à une cause particulière qui aurait agi exclusivement dans cette vallée, cause dont il importe de bien établir la nature. Après tout ce que j'ai dit on peut déjà soupçonner qu'elle n'est autre que la présence d'un ou de plusieurs lacs dans la Haute-Moselle pendant la période de l'alluvion ancienne.

Le première question à résoudre est donc la détermination des cotes des gradins en commençant par ceux qui sont nettement caractérisés comme anciens deltas, soit par leur structure et leur profil, soit au moins par leurs formes extérieures. Ces cotes sont les suivantes :

Gradin de Bussang . . . . .	620
Sablons du Thillot . . . . .	565.0
Sablons de Remenvillers . . . . .	540.70
Plateau de Gerbamont . . . . .	496
Les Goujoux . . . . .	460
Terrasse St <sup>e</sup> -Anne, près Remiremont. . .	425.0.

Si nous déterminons maintenant les cotes de tous les autres gradins dont j'ai constaté l'existence, et qui seront décrits dans mon mémoire, nous voyons ces cotes se grouper d'une façon saisissante autour des précédentes, ainsi qu'il résulte du tableau ci-dessous :

NOM DU GRADIN PRIS POUR TYPE DU NIVEAU	COTE	NOMBRE DE GRADINS SE RATTACHANT A CETTE COTE	LIMITES DES ÉCARTS	OBSERVATIONS
Sablons de Bussang.	620	12	619-624	En réalité, les limites sont 563-567 si on élimine la cote 571 qui se rapporte à un gradin très dénudé à l'aval.
Sablons du Thillot .	565	7	563-571	
Sablons de Remenvillers . . . . .	540,7	10	537-544	
Plateau de Gerbamont . . . . .	496	12	494-502	
Les Goujoux. . . . .	460	8	456-462	
Terrasse de Putières . . . . .	440	3	440	
Terrasse St <sup>e</sup> -Annec. .	425	5	420-425	

Cette concordance entre les cotes de gradins séparés par de profondes vallées et des espaces qui peuvent atteindre 40 kil. est déjà bien remarquable. Mais ce qui est encore plus frappant, c'est

la régularité avec laquelle les mêmes formes de terrain se répètent aux mêmes altitudes dans des vallées très éloignées, abstraction faite bien entendu des lacunes dues à la dénudation.

En voici quelques exemples (p. 409), où les gradins sont désignés soit par leur nom, soit par un numéro.

On peut conclure de tout ce qui précède que les gradins de la Haute-Moselle sont d'anciens deltas formés dans un lac *unique* qui occupait la vallée en amont d'Eloyes, mais dont le niveau a varié.

Le niveau 620 paraît avoir été le plus ancien ; la vallée s'est probablement remplie brusquement jusqu'à ce niveau, par suite d'un affaissement relatif de la région en amont d'Eloyes ; le lac ainsi formé avait au moins 230<sup>m</sup> de profondeur près de Remiremont, et sa plus grande longueur dépassait 28 kil. (Voir la carte). Les eaux semblent ensuite s'être abaissées par une série de chutes plus ou moins rapides, séparées par des périodes de fixité relative, marquées par les niveaux 565, 540, 496, 460, 440, 425. C'est du moins ce que l'on peut conclure de l'existence sur les flancs et aux débouchés des coupures d'un grand nombre de gradins, de terrasses d'érosion qui indiquent que le creusement a été progressif pour chacun d'eux (Bussang, St-Maurice, Les Goux....).

La durée de la période lacustre a dû être fort longue, si l'on en juge par l'étendue que présentent certains deltas (Bussang, le Tholy, Remenvillers...).

La dernière phase a été marquée par la présence d'un grand lac entre Vagney, St-Amé, Vecoux et Noir-Gueux. Ce lac, dont l'altitude était environ de 405<sup>m</sup>, a dû sa formation à un barrage latéral édifié par les alluvions apportées par les torrents de la Suche et des Charbonniers.

Il ressort en outre des concordances de cote des gradins que pendant toute la durée de la période lacustre, et depuis la disparition des lacs, aucun mouvement local capable d'altérer les positions *relatives* des différentes parties du bassin de la Haute-Moselle, n'a eu lieu dans ce bassin. Il n'a pu être affecté que par des mouvements d'ensemble verticaux ayant sur tous les points la même amplitude.

Il n'est pas possible, sans sortir des limites imposées à cette note, de répondre à toutes les objections qui peuvent se présenter à l'esprit : je me bornerai donc à énumérer les principales et à indiquer sommairement les réponses :

1<sup>o</sup> Les différences entre le profil théorique et le profil actuel, s'expliquent toujours facilement par les dénudations longitudinales et transversales, qu'attestent très souvent des terrasses d'érosions ;

VALLÉE DE LA MOSELLE EN AMONT DU THILLOT	VALLON DU VACCEUX	VALLON DE XOARUPT	COLLINES DE DESSUS DE RUPT	VALLON DE BOUVACOTE PRÈS DU THOLY	
Bussang 620	»	3 <sup>e</sup> gradin 620	Amas puissant se terminant à 620	3 <sup>e</sup> gradin 624	
Saint-Maurice 567	3 <sup>e</sup> gradin 565	»	2 <sup>e</sup> gradin 563	2 <sup>e</sup> » 571 ?	
Pont-Jean 540	2 <sup>e</sup> » 538	2 <sup>e</sup> gradin 537	»	1 <sup>er</sup> » 540	
Le Thillot 496	1 <sup>er</sup> » 496 (Le Thillot)	1 <sup>er</sup> » 495	1 <sup>er</sup> gradin 500	»	
VALLON DE SAPOIS	VALLONS DE GERBAMONT ET ROCHESSON	VALLON DE GRAND-RUPT	VALLON DE BASSE SUR LE RUPT	VALLON DE SAINTE-ANNE	VALLON DU FOUCHOT
4 <sup>e</sup> gradin 620	»	»	4 <sup>e</sup> gradin 624	»	»
»	»	»	»	»	»
»	4 <sup>e</sup> gradin 538	»	3 <sup>e</sup> gradin 544	»	3 <sup>e</sup> gradin 539
3 <sup>e</sup> gradin 498	3 <sup>e</sup> » 496	3 <sup>e</sup> gradin 500	2 <sup>e</sup> » 496 (R. G.)	3 <sup>e</sup> Chavate { 495 R.G. 494 R.D.	»
2 <sup>e</sup> » 456	2 <sup>e</sup> » 462	»	1 <sup>er</sup> » 460	2 <sup>e</sup> Rouveroye 461,8	2 <sup>e</sup> gradin 458
»	1 <sup>er</sup> » 440	2 <sup>e</sup> Putières 440	»	»	1 <sup>er</sup> » 440
1 <sup>er</sup> gradin 425	»	1 <sup>er</sup> Saint-Amé 425	»	1 <sup>er</sup> S <sup>te</sup> -Anne 424,5	»

2° Les différences entre la structure interne théorique et la structure observée, s'expliquent soit par la direction des coupes, soit par la faible épaisseur de certains deltas, soit par la dénudation qui a emporté la partie aval. On ne doit pas en outre perdre de vue que dans les coupures opérées par les eaux, la stratification doit en général être horizontale ;

3° Les écarts, d'ailleurs très faibles, que présentent les cotes des gradins d'un même niveau sont imputables à la dénudation, ou à la rapidité des thalwegs au débouché desquels les deltas se sont étalés ;

4° Les lacunes sont dues à la dénudation, ou à des particularités topographiques. Là où la pente était très rapide, les deltas n'ont pu avoir qu'une faible extension longitudinale, et ils ont pu par suite être facilement détruits ; lorsque la pente était faible, mais la vallée très large, ils n'ont pu acquérir une épaisseur suffisante, et la dénudation les a effacés (La Moselle, près de Rupt).

### III. INDÉPENDANCE DE L'ALLUVION ANCIENNE ET DU DILUVIUM. AGE RELATIF. — AGE ABSOLU DU PHÉNOMÈNE LACUSTRE

D'une manière générale, il semble que dans l'intérieur de l'île vosgienne, le diluvium granitique soit indépendant de l'alluvion ancienne et plus ancien qu'elle.

Si le diluvium est comme l'alluvion ancienne postérieur au profil actuel, il est nécessairement d'origine glaciaire ; il n'est donc certainement pas plus récent que les gradins, car jamais ceux-ci n'auraient résisté au passage d'une masse de glace de plus de 400<sup>m</sup> d'épaisseur s'ils avaient été formés antérieurement.

Il ne peut davantage être contemporain de ces mêmes gradins, car il est impossible d'imaginer qu'une même cause ait pu simultanément édifier dans le fond des vallées des dépôts stratifiés, composés de matériaux fins avec galets roulés, et d'autre part couvrir les plateaux qui les dominent de 400<sup>m</sup> de blocs énormes, anguleux ou arrondis, et les pentes d'amas de débris roulés.

Nous verrons d'ailleurs dans la troisième partie que l'origine glaciaire de l'ensemble du diluvium est inadmissible, et que par conséquent la majeure partie des dépôts diluviens doit être antérieure au profil actuel, ou plus exactement contemporaine des circonstances qui ont déterminé l'établissement de ce profil.

Le raisonnement précédent ne s'applique pas aux alluvions qui occupent le fond de certaines vallées en amont du niveau 620, en

raison de leur structure torrentielle (Chajoux, Bellehutte...). Mais on remarquera qu'aux immenses atterrissements du lac 620 doivent nécessairement correspondre dans les hautes vallées des accumulations d'une puissance comparable. Comme il n'y a aucun motif de supposer que ces dépôts aient été détruits pendant que les deltas résistaient à la dénudation, on est en droit de conclure que les alluvions précitées sont au moins en partie contemporaines de la période lacustre.

Un autre argument sur lequel je n'insisterai pas, c'est que dans un grand nombre de vallées on trouve dans les gradins des galets roulés provenant de roches qui n'y affleurent pas, ou qui n'ont pu y être roulés en raison de la faible étendue de la vallée en amont des points qu'ils occupent. Il faut nécessairement admettre qu'ils appartiennent à des dépôts préexistants. (Granites feuille-morte des sablons de Remenvillers et de Rupt, des Goujoux, du gradin supérieur de Xoarupt, etc.).

En dehors de la Haute-Moselle, le diluvium, comme nous l'avons vu, n'est bien développé que dans les vallées méridionales. Sa séparation de l'alluvion ancienne et son antériorité résultent également des considérations que je viens d'exposer, du moins dans le val d'Ajol et la Savoureuse. Dans cette dernière vallée notamment il est inadmissible que les amas de blocs énormes de la Tête des Planches et du mont St-Jean puissent être contemporains des alluvions anciennes qui forment les prétendues moraines du Puix et de Giromagny et sont exclusivement composées de matériaux roulés de faible volume, sans aucune intercalation de produits pouvant rappeler ceux des glaciers ; ils ne peuvent davantage être plus récents.

Quant au cône de déjection de Melisey, il n'est pas moins évident qu'il est postérieur au diluvium qui couvre la dépression d'Ecromagny. Ce diluvium est en effet composé en grande partie de galets roulés, dont le transport est nécessairement antérieur au creusement des vallées de l'Ognon et du Breuchin.

On peut donc admettre que l'ensemble des dépôts de l'intérieur de l'île vosgienne que j'ai décrits sous le nom d'alluvions anciennes est bien réellement postérieur au diluvium granitique.

Il est évident d'autre part, sans qu'il soit besoin d'insister, que le diluvium à galets quartzeux des vallées extérieures est antérieur à la nappe d'alluvion ancienne qui occupe le fond de

ces vallées et qui se lie intimement à l'amont aux alluvions anciennes des vallées intérieures.

En ce qui concerne l'âge absolu de l'alluvion lacustre dans la Haute Moselle, je ferai remarquer que l'absence de débris organisés oblige à se contenter de considérations théoriques (1). Sans entrer ici dans une discussion qui paraît superflue, je me bornerai à dire qu'après avoir envisagé sous toutes ses faces le problème de la formation et de l'écoulement des lacs de la Haute Moselle, il me paraît très difficile d'arriver à une explication satisfaisante, si l'on n'admet pas que l'époque lacustre est contemporaine de la fin du remblayage auquel est due la nappe de comblement qui borde la Moselle en aval d'Eloyes, et antérieure au creusement de cette même nappe et à la formation de la terrasse basse.

La nappe de comblement renfermant des débris d'*Elephas primigenius* et *Rhinoceros tichorinus*, le phénomène lacustre se trouverait ainsi contemporain de ces deux mammifères.

C'est après la disparition des lacs qu'auraient eu lieu successivement le creusement de la nappe de comblement et la formation de la terrasse basse, et finalement l'établissement du régime actuel. La période lacustre serait, dans cette hypothèse, un simple incident local de l'histoire de l'alluvion ancienne du bassin de la Moselle.

#### IV. DE LA BARRIÈRE LACUSTRE

L'existence d'un lac suppose celle d'une barrière. Je crois que l'on peut considérer comme ayant joué ce rôle toute la zone qui s'étend à l'ouest de la faille limite des Vosges, entre le Bambois près de Remiremont, Raon-aux-Bois, Arches et Docelles. Cette zone n'est pas seulement isolée par des failles très nettes, dont les principales seules ont été tracées sur la carte géologique; elle est encore découpée en une mosaïque de compartiments qui ont pu se déplacer verticalement d'une façon indépendante.

D'un autre côté, le bassin de la Haute-Moselle peut être également considéré comme une zone indépendante, séparée des régions circumvoisines par des failles, dont le tracé exact sur le terrain est souvent fort difficile, mais qui sont généralement indiquées par des

(1) D'après Rozet on aurait trouvé à Bussang des débris d'un grand mammifère; mais ils ont été détruits avant d'avoir été examinés. (Descrip. géolog. de la partie méridion. de la Chaîne des Vosges, p. 97).

accidents topographiques, comme celle par exemple qui limite la crête des Vosges à l'Est.

Si cette manière de voir était admise, on pourrait expliquer le phénomène lacustre par le déplacement relatif de ces deux zones. Un premier déplacement dans l'amplitude aurait atteint au moins 250<sup>m</sup>, aurait été brusque et aurait eu pour résultat de convertir en lac le bassin de la Haute-Moselle ; le second se serait effectué par saccades et aurait déterminé l'abaissement progressif de ce lac.

#### V. EXPLICATION DE QUELQUES PARTICULARITÉS REMARQUABLES DE L'ALLUVION ANCIENNE DE LA HAUTE-MOSELLE

Je ne puis évidemment entreprendre ici une histoire complète de la période lacustre : je me bornerai donc à montrer comment elle permet d'expliquer d'une façon rationnelle quelques-unes des particularités que présente l'alluvion ancienne.

##### *A. Barrages du Tholy, du Beillard et de Cresson.*

Le lac 620 s'est étendu à l'origine jusqu'aux environs de Gérardmer, puisque le fond de la cavité du lac actuel est seulement à 624<sup>m</sup> (Voir la carte et la fig. 11).

Le Cleurie et les torrents latéraux y ont accumulé leurs sédiments sous forme de deltas pendant une période qui a du être extrêmement longue, si on en juge par l'immense développement du delta de Bussang.

Au Tholy, les apports du ruisseau du Petit-Tholy empruntés en majeure partie sans doute au diluvium préexistant, ont encombré le défilé, l'ont fermé, et ont édifié sur le delta un cône de déjection dont l'arête supérieure à fini par atteindre la cote 647 (cote de la 2<sup>e</sup> digue) ; un cône d'éboulis et de déjection provenant du ravin de Berlingoutte s'est également superposé en partie au delta.

Au Beillard, la fermeture a été non moins complète par suite de la jonction des deltas du Liezey et du Cellet. La cote du barrage a atteint 657.

La portion du lac 620 située en amont du Tholy a donc finalement été séparée en deux lacs plus élevés, cotés respectivement 647 et 657.

C'est dans ce dernier lac que s'est formé le delta de Cresson, qui s'étendait autrefois jusqu'à Gérardmer, par dessus la cavité du lac, comme le prouvent les puissants amas de sable et de galets roulés qui s'élèvent à plus de 20<sup>m</sup> le long du bord oriental, et dont l'on peut suivre les traces dans le vallon de Ramberchamp. Sur ce delta

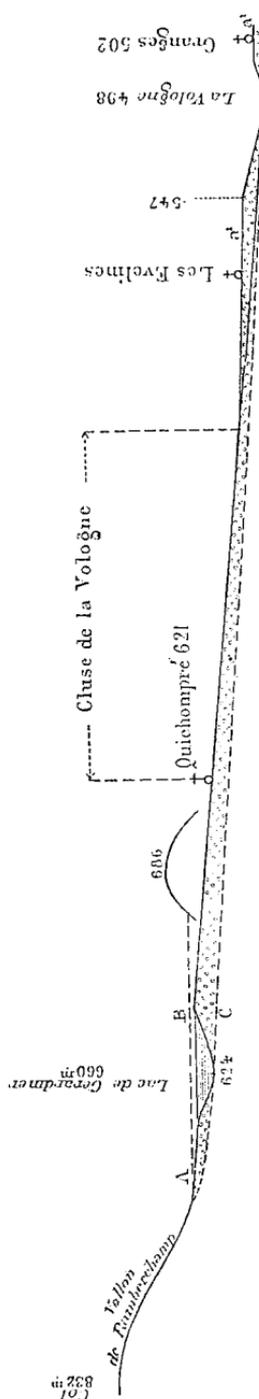


Fig. 12. — Coupe de Gérardmer à Granges. AB ancien niveau des alluvions qui ont formé la terrasse de Cresson ; CD ancien lit de la Jamagne et de la Vologne.

s'est superposé le cône de déjection torrentiel du ruisseau de Frémont.

L'abaissement du lac 620 a eu pour effet de rompre les barrages du Beillard et du Tholy, et les dénudations longitudinales et transversales qui en ont été la conséquence, ont donné peu à peu à ces dépôts leurs formes actuelles ; en même temps les vastes cavités qui les séparaient ont été transformées en tourbières.

B. *Origine du lac de Gérardmer* (fig. 12).

Il résulte de ce qui précède que pour résoudre le problème de la formation du lac actuel, il faut au préalable expliquer le *déblai* de la cavité qu'il occupe. La solution la plus rationnelle consiste à supposer que la cluse de Granges, qui est très probablement postérieure au diluvium, s'est ouverte pendant les mouvements du sol qui ont déterminé la disparition du lac 620, et a acquis temporairement une profondeur supérieure de 15 à 20<sup>m</sup> à celle qu'elle possède aujourd'hui. L'écoulement des eaux des vallées comprises entre le ravin de Frémont et la Vologne s'est fait par cette ouverture ; la partie amont de la terrasse de Cresson a été emportée, le bassin de Gérardmer a été déblayé en partie des alluvions qui l'encombraient, et la cavité du lac a pris naissance. Eu même temps les déblais allaient s'accumuler au débouché de la cluse et formaient l'immense cône de déjection des Evelines.

Le remplissage par les eaux de la cavité ainsi formée est dû au barrage

transversal édifié ultérieurement par les deux torrents qui débouchent à Gérardmer, sur la rive orientale.

Dans cette théorie, comme on le voit, le lac de Gérardmer doit son origine à un barrage placé du côté du déversoir actuel et postérieur à la formation de la cavité du lac ; tandis que dans la théorie glaciaire, le barrage est situé du côté opposé et est contemporain de la cavité. Ce que j'ai dit plus haut de la structure, de la composition et du profil de la terrasse de Cresson me dispense, je crois, d'insister ici sur l'impossibilité de son assimilation à une moraine.

### C. *Origine du lac de Longemer.*

Le lac actuel est manifestement barré par le cône de déjection du torrent de Belbriette ; il n'y a sur le pourtour aucune trace de moraine ou de dépôts rappelant l'action des glaciers. La forme de digue affectée par une partie du barrage est le résultat évident de la dénudation du cône de déjection à la suite de l'approfondissement du canal d'écoulement.

Il est très probable que le lac s'étendait autrefois jusqu'au défilé de Xonrupt, où il était maintenu par une barre rocheuse dont les débris constituent le mamelon de la rive gauche en amont du Saut des Cuves. C'est du moins ce que je crois pouvoir conclure de l'existence au Blanc Ruxel de couches de sable et de gravier très inclinées vers l'axe de la vallée. On remarque en outre que la hauteur des terrasses de terrain de transport qui bordent les deux rives diminue progressivement vers l'amont où elle correspond à peu près au niveau actuel du lac.

C'est dans cet ancien lac que le torrent de Belbriette a étalé son delta en isolant peu à peu la portion qui correspond au lac actuel. La destruction de la barre de Xonrupt par érosion, ou peut-être à la suite de mouvements du sol contemporains de ceux qui ont déterminé l'ouverture de la cluse de Granges, a fait disparaître la partie aval de l'ancien lac.

En ce qui concerne le mode de formation de la cavité originelle, on peut je crois l'attribuer à un effondrement local qui se serait produit au début de la période lacustre.

### D. *Barrage de Noir-Gueux et lac 405.*

Nous avons vu que ce barrage marquait le point à partir duquel les caractères de l'alluvion ancienne se transformaient. En amont jusqu'à la Madeleine, la Moselle est bordée par des terrasses dont les sommets sont contenus dans un plan sensiblement horizontal et qui sont formées de couches de sable, de gravier et de galets roulés,

inclinées à 27°, tantôt vers l'aval, tantôt vers l'axe de la vallée de la Moselle. Ce sont les débris d'anciens deltas édifiés dans un lac dont le niveau s'est maintenu longtemps au voisinage de la cote 405 (fig. 8).

La Moselle ne paraît pas avoir joué un rôle prépondérant dans leur formation, car les débris de granite feuille morte y sont extrêmement rares, sauf dans la coupure de St-Etienne. D'un autre côté, les terrasses de St-Nabord, de Longuet, de Méhachamp, semblent pour la majeure partie être d'origine latérale : c'est du moins ce que permet de supposer l'inclinaison des couches vers l'axe de la Moselle, fait que j'ai constaté à l'époque de la construction du canal.

Le lien topographique qui existe entre ces anciens deltas et la digue de Noir-Gueux indique que c'est à elle que l'on doit attribuer leur formation. L'examen des terrasses d'érosion de la digue prouve effectivement qu'elle a été autrefois continue d'une rive à l'autre et plus étendue vers l'amont, constituant ainsi un obstacle transversal de 47 à 50<sup>m</sup> de relief. — D'un autre côté la partie supérieure a une structure torrentielle ; elle est formée de galets généralement roulés, de sable lavé et de gravier, avec mélange de blocs, surtout à la partie supérieure ; la partie inférieure (en dehors de la coupure) est surtout sableuse, et m'a montré sur plusieurs points des strates inclinés vers l'amont ; il n'y a aucun indice de produits glaciaires. Enfin, on constate la prédominance des débris locaux (granulites, gneiss...) ; les roches de la Haute-Moselle sont rares, sauf sur la partie occidentale.

A l'aide de ces données on peut facilement reconstituer la série des phénomènes qui se sont accomplis à Noir-Gueux. Les cônes de déjection des torrents de la Suche et des Charbonniers ont barré la vallée vers la fin de la période lacustre, et ont maintenu longtemps les eaux en amont à un niveau voisin de 405. Ces cônes se raccordaient en aval près l'Eloyes, avec la nappe d'alluvions anciennes qui n'avait pas encore été creusée. Lorsque le creusement de cette nappe a commencé, sans doute à la suite de mouvements d'ensemble, la barrière dénudée transversalement près de Noir-Gueux, s'est amincie en ce point, s'est rompue, et a livré passage à la Moselle, qui à partir de ce moment a suivi le chenal actuel qu'elle a progressivement approfondi.

En même temps les eaux ont creusé les deltas formés pendant cette période, et c'est ainsi qu'ont pris naissance les deux buttes si curieuses connues sous le nom de Grand et de Petit Châtelet, près de Remiremont (fig. 2). Ces buttes, aujourd'hui détruites, étaient

demeurées jusqu'à nos jours comme des témoins des anciens déblais effectués par les eaux. Le Grand Châtelet, que j'ai pu étudier de 1877 à 1880, était remarquable par la stratification inclinée à 27° de ses couches de sable, de gravier et de galets roulés ; les granites feuille-morte qui abondent dans le lit actuel y faisaient à peu près complètement défaut.

On voit en résumé que les terrains de transport de la Haute-Moselle et des vallées adjacentes du versant occidental, comprennent en commençant par les dépôts les plus anciens :

1° Un diluvium à galets quartzeux dans les vallées extérieures, renfermant souvent dans la Moselle et les vallées méridionales des éléments granitiques altérés. Le transport de ces galets a probablement commencé avec le pliocène supérieur, à une époque où le relief relatif de la partie méridionale des Vosges devait être encore très peu accentué ;

2° Un diluvium granitique, couvrant toutes les pentes et points culminants de l'île vosgienne au sud de la Vologne ; la partie la plus élevée qui semble caractérisée par des débris plus altérés, est peut-être contemporaine du diluvium précédent ;

3° L'alluvion ancienne qui occupe le fond des vallées ; dans la Haute-Moselle, elle offre des caractères spéciaux entre les niveaux 405 et 620, et doit être considérée comme d'origine lacustre. L'*Elephas primigenius* et le *Rhinoceros tichorinus* ont vécu pendant la période lacustre de la Haute Moselle. C'est postérieurement à cette période qu'a eu lieu le creusement de la terrasse basse, ou de 20<sup>m</sup>. La partie méridionale des Vosges a subi pendant cette période des mouvements dont l'amplitude a atteint 250<sup>m</sup>.

### Troisième Partie

EXAMEN DE LA THÉORIE QUI ATTRIBUE A L'INTERVENTION DES GLACIERS LA FORMATION DES TERRAINS DE TRANSPORT DU BASSIN DE LA HAUTE-MOSELLE. — ORIGINE ALLUVIALE DU DILUVIUM.

Si l'on fait abstraction de la période qui a précédé l'apparition des idées d'Agassiz, on peut dire qu'à partir de cette époque tous les géologues qui ont étudié les terrains de transport des Vosges ont attribué leur formation à l'intervention des glaciers. Leurs

théories ne diffèrent que par l'étendue plus ou moins grande donnée à ces glaciers et par des détails secondaires.

Hogard, dans sa deuxième théorie, admettait le moulage en glace des vallées vosgiennes ; sur le versant oriental, les glaciers étaient descendus dans la plaine du Rhin où ils s'étaient soudés aux glaciers alpins ; sur le versant occidental ils s'étaient étendus jusqu'en aval de St-Mihiel. Les alluvions anciennes et le diluvium à galets quartzeux étaient pour lui des moraines profondes formées simultanément pendant cette période d'invasion maximum. Pendant que le glacier principal édifiait avec ses moraines profondes la nappe d'alluvion ancienne à éléments granitiques, des glaciers, issus des hauteurs de grès vosgien qui bordent l'île vosgienne, hauteurs dont l'altitude n'atteint pas 600<sup>m</sup>, charriaient parallèlement sur les plateaux, des moraines profondes composées exclusivement de galets quartzeux.

La plupart des géologues n'ont pas admis ces exagérations et ont adhéré à la doctrine de l'extension limitée des glaciers vosgiens, dont Collomb a été le représentant le plus autorisé. D'après cet auteur, les glaciers ont été confinés dans la partie méridionale des Vosges, et n'ont nulle part dépassé les bords de l'île. Leurs limites extrêmes sont marquées par les moraines terminales de Noir-Gueux (Longuet), la Demoiselle, Giromagny, Kirchberg, Wesserling, Metzeral ; les étapes successives sont indiquées par les moraines frontales (Le Tholy, Gérardmer, Bussang, Le Puix, Dolle- ren, Krüth). Les gradins et amas de débris des vallons latéraux sont les moraines terminales de glaciers secondaires. Quant aux blocs des plateaux, ni Collomb, ni ses successeurs ne paraissent s'être préoccupés de leur présence ou du moins des particularités de leur distribution.

Après la publication des derniers travaux de Hogard (1858) l'existence d'anciens glaciers dans les Vosges a été considérée comme démontrée, et est devenue en quelque sorte un dogme intangible. Tous les géologues qui, à partir de 1869, ont de nouveau publié à de longs intervalles, quelques notes succinctes sur le terrain erratique vosgien, au lieu de chercher à discuter les bases sur lesquelles reposait la nouvelle doctrine, semblent n'avoir eu qu'un but, celui de trouver des faits rentrant dans le cadre de la théorie. Les rares travaux d'ensemble qui ont paru (1) ont été pour la plupart un

(1) Ch. GRAD. *B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> série, XXVI, 1869 ; 3<sup>e</sup> série, I, 1872, et *Ann. du Club alpin Fr.*, 1874 et 1877. — BLEICHER. *Assoc. franç. pour l'av. des sciences*, Paris, 1889, 1<sup>re</sup> partie. — BLEICHER et BARTHÉLEMY. *Id.*, Besançon, 1893.

résumé ou même une simple mise au point des données antérieurement acquises, plutôt que des œuvres originales. On peut en dire autant des nombreuses monographies locales publiées pour la plupart dans les Mittheilungen de la commission géologique d'Alsace-Lorraine, et qui concernent presque exclusivement les vallées alsaciennes. Le mémoire magistral d'Hergesell, Langenbeck et Rudolph sur les lacs vosgiens du versant Rhénan est peut-être l'unique exception.

Après ce court exposé historique, j'aborde l'examen des théories glaciaires. Je crois inutile toutefois de discuter celle de Hogard : elle repose, comme je le montrerai dans mon mémoire, sur des erreurs d'observation qui ont conduit son auteur à admettre l'origine glaciaire du Nagelfluh et du grès vosgien, et d'ailleurs elle ne paraît plus avoir aujourd'hui de défenseurs.

Je passe donc à la discussion de la théorie de l'extension limitée des glaciers. Pour y mettre un peu d'ordre, je prouverai d'abord que tous les dépôts décrits sous le nom d'alluvion ancienne ne peuvent devoir leur origine à l'action des glaciers ; je ferai ensuite la même démonstration pour le diluvium.

#### I. L'ALLUVION ANCIENNE DE LA HAUTE-MOSELLE N'EST PAS UN PRODUIT GLACIAIRE.

Considérons d'abord la région des gradins. Après ce que j'ai dit de l'origine lacustre de ces gradins, je pourrai me dispenser de discuter l'hypothèse de leur assimilation à des moraines. Mais en raison de ce fait que ce sont précisément les gradins qui ont été considérés jusqu'à présent comme les témoins les plus irrécusables de l'intervention des glaciers, il me paraît nécessaire de montrer qu'abstraction faite des résultats acquis, leur formation par les glaciers est absolument inadmissible. Cette manière d'opérer semblera d'autant plus justifiée qu'une partie des arguments pourra s'appliquer aux alluvions anciennes situées en dehors de la région des lacs.

*1<sup>er</sup> Argument. La disposition en gradins est spéciale à la Haute-Moselle, et ne se retrouve dans aucune des vallées adjacentes des deux versants. Il semble donc logique d'en conclure que la cause à laquelle est due cette disposition doit être différente de celle qui a donné naissance dans les autres vallées aux amas de débris situés dans une position analogue et jusqu'à présent attribués à l'intervention des glaciers.*

2<sup>e</sup> *Argument. Discordances entre les indications fournies par les moraines terminales* dans des vallées issues d'un même point de la crête, au point de vue du développement des anciens glaciers.

Au moment où le glacier de la Moselle édifiait à Noir-Gueux sa moraine terminale, la vallée était occupée par un fleuve de glace qui avait au moins 42 kil. d'étendue, mesurés à partir du Hohneck, ou 34 kil. à partir du Ballon d'Alsace.

On devrait donc s'attendre à trouver dans les autres vallées issues des mêmes sommets des preuves que les glaciers y ont acquis un développement comparable.

Or, c'est le contraire qui a lieu. Dans les vallées de la Doller et de Giromagny, les moraines terminales les plus avancées sont à 9 kil. du Ballon, et à Giromagny nous avons la preuve que l'épaisseur du glacier ne dépassait pas 100<sup>m</sup>. Dans la vallée de la Thür les glaces n'ont pas dépassé Wesserling, qui est à 17 kil. du Reinkopf. Enfin, la prétendue moraine terminale de Melisey est à 18 kil. seulement du Ballon de Servance.

Même contraste pour les vallées issues du Hohneck. La vallée de la Meurthe n'offre aucune trace glaciaire ; même en assimilant à une moraine les dépôts torrentiels du Rudlin, l'étendue du glacier eut été au plus de 6 à 7 kil. à partir de la crête des Hautes-Chaumes. Dans la Vologne, l'accumulation de débris la plus avancée que l'on ait cru pouvoir attribuer à l'action des glaciers est le cône de déjection de Granges, qui est à 17 kil. seulement du Hohneck. Dans la vallée de la Fecht on n'a signalé aucune trace glaciaire en aval de Metzeral (5 kil. du Hohneck).

L'examen de la puissance comparative des alluvions anciennes dans les différentes vallées fait ressortir des contrastes analogues. Tandis que dans la Haute-Moselle elles forment sur un grand nombre de points des accumulations de 30 à 100<sup>m</sup> d'épaisseur et dont le développement longitudinal peut atteindre 1600<sup>m</sup>, elles se réduisent dans la plupart des autres vallées à des bourrelets de quelques mètres à peine de relief.

Il est d'autant plus difficile d'expliquer ces discordances, que les vallées du versant oriental sont plus profondes et plus encaissées que celles du versant opposé et que les vallées de la Meurthe et de la Vologne étant entièrement comparables à celle de la Moselle, auraient du être le théâtre de phénomènes analogues.

3<sup>e</sup> *Argument. Discordance entre les résultats fournis dans une même vallée par les moraines terminales et par les blocs des sommets.*

Dans la Moselle on n'a cité aucune trace de moraine frontale en aval de Noir-Gueux. Or, toutes les hauteurs qui bordent la vallée jusqu'au Bois d'Arches, qui est à 12 kil. en aval (hauteurs de la rive gauche, fort d'Arches, les Cuveaux, Bois du Four, forêt de Tannières), sont ou étaient couvertes de blocs erratiques ou d'amas de diluvium.

Ces erratiques dominent la vallée de 175<sup>m</sup> au Bois d'Arches, de 258<sup>m</sup> au Bois du Four. Dans la Vologne, le sommet du Spiémont, couvert de blocs, est à 2 kil. en aval de la prétendue moraine terminale de Granges et domine la vallée de 320<sup>m</sup>.

Il paraîtra au moins singulier que des glaciers capables d'accumuler des blocs sur ces points élevés, n'aient pas laissé dans le fond des vallées qu'ils dominaient des traces de leur passage.

*4<sup>e</sup> Argument. La structure et la composition des prétendues moraines frontales des vallées principales excluent toute idée d'une intervention des glaciers.*

Toute la masse des barrages et des gradins est constituée par des galets le plus souvent roulés et du sable lavé ; les gros blocs font défaut dans la plupart de ces dépôts, sauf dans les portions que nous avons assimilées à des cônes de déjection ou d'éboulis (Noir-Gueux, le Tholy). La stratification est générale ; il n'y a nulle part intercalation de boue glaciaire ; nulle part on n'observe de galets striés authentiques.

Le contraste entre ces caractères et ceux des moraines actuelles est saisissant, et il est tellement marqué, qu'il y a 50 ans, à une époque où les coupes étaient très rares et mauvaises, il avait déjà frappé et un peu embarrassé les géologues qui cherchaient à expliquer par l'intervention des glaciers la formation des terrains de transport des Vosges.

Pour répondre à cette objection, Ch. Martins et Hogard (1) admettaient que les moraines des Vosges s'étaient formées à une époque où les glaciers recouvraient la presque totalité de la surface de la chaîne, qui était comme moulée en glace ; ces glaciers ne pouvaient donc posséder que des moraines profondes et les moraines édifiées avec les matériaux de ces dernières devaient, comme elles, être constituées avec des galets frottés et usés, sans mélange de blocs. Cette théorie expliquait, en particulier, la rareté dans le barrage de Noir-Gueux des débris de la Haute-Moselle (granites feuille-morte et schistes de Bussang).

(1) Réunion de la Société géologique à Epinal, II<sup>e</sup> série, t. IV, 1847.

Il est facile de montrer le peu de valeur de cette explication. On peut tout d'abord trouver étrange qu'un glacier qui ne possédait que des moraines profondes ait pu édifier sur son front une digue de 47<sup>m</sup> de hauteur à Noir-Gueux, de 60 à 100<sup>m</sup> au Tholy et à Cresson.

Indépendamment de l'impossibilité mécanique d'une telle accumulation, on remarquera que ces prétendues moraines frontales représentent toutes un cube de matériaux qui, de l'aveu même de Hogard (1), est incomparablement supérieur à celui de la plupart des plus grandes moraines alpines. Comment concilier cette puissance avec ce fait que les éboulis sur les pentes auxquelles s'alimentent à peu près exclusivement les moraines actuelles, se trouvaient, dans les Vosges, complètement supprimés par le moulage en glace de tout le massif ?

D'un autre côté, l'idée que les moraines profondes ont pu, dans les conditions indiquées, être exclusivement composées de galets aussi nettement roulés que ceux des cours d'eau, est absolument contraire aux données fournies par l'observation des glaciers actuels, comme l'avait déjà fait remarquer de Saussure il y a plus d'un siècle (2).

On concevrait à la rigueur qu'une partie des galets de la moraine profonde présentassent des facettes, mais il est inadmissible qu'ils en sortent pour la plupart avec des formes qui appartiennent en propre aux galets charriés par les eaux. Du reste, dans cette théorie, les débris des schistes carbonifères que l'on trouve à Noir-Gueux et à la Demoiselle devraient être tous striés, tandis qu'il n'y en a pas un seul qui présente cette particularité.

Enfin, je ferai remarquer que le même glacier qui n'a pu apporter à Noir-Gueux, dans le fond de la vallée, que des galets roulés et de menus matériaux, accumulait à 400<sup>m</sup> plus haut sur les hauteurs de Fossard et des Cuveaux, des blocs énormes, et que ces mêmes blocs se sont répandus sur les hauteurs qui dominent la Moselle jusqu'à 12 kil. en aval de Noir-Gueux : ce dernier argument paraîtra, je pense, absolument décisif. Du reste l'explication de Collomb ne serait applicable ni à Bussang, ni au Tholy, ni à Cresson, etc., car il est évident qu'au moment où les glaciers dans leur marche rétrograde atteignaient ces points, une grande partie des cimes et des pentes qui les dominaient devait nécessairement être découverte.

(1) HOGARD. Coup d'œil sur le terrain erratique, p. 86.

(2) DE SAUSSURE. Voyage dans les Alpes, I, p. 147.

La stratification des moraines frontales a été attribuée par Grad (1), à l'action des ruisselets qui naissent chaque jour à la surface des glaciers et entraînent le sable et le gravier qu'ils déposent ensuite en couches inclinées et entrecroisées au pied du talus terminal. Il me suffira je crois de faire remarquer que la régularité de l'inclinaison et de l'épaisseur des couches qui, dans certaines coupes, peut être observée sur des hauteurs de 7 à 8<sup>m</sup> et des longueurs de 30 à 60<sup>m</sup>, sont inconciliables avec cette explication.

5<sup>e</sup> *Argument. Structure et composition des gradins des vallées latérales.*

La composition et la structure de ces gradins doivent pour les mêmes motifs faire rejeter l'idée de leur assimilation à des moraines. La concordance de leurs cotes exclut d'autre part la possibilité de les considérer comme des deltas formés dans des lacs temporaires dus au barrage des vallées latérales par le glacier principal.

6<sup>e</sup> *Argument. Le profil morainique de certains amas s'explique toujours par une dénudation ultérieure.*

L'objection tirée du profil triangulaire ou trapézoïdal de quelques amas n'a aucune valeur; d'abord ce profil n'appartient pas à tous les gradins, dont un grand nombre ont au contraire la forme typique des deltas (Goujoux, Cresson, Remenvillers, St<sup>e</sup>-Anne, St<sup>e</sup>-Amé...). Ensuite, partout où il existe, on peut constater qu'il est dû à la dénudation (St-Maurice, Le Beillard, le Tholy, Noir-Gueux...).

Enfin, dans quelques cas, ce profil constitue plutôt une objection décisive contre la théorie glaciaire.

A Cresson, la fermeture de la vallée a été complète et le barrage dominait de 50<sup>m</sup> au moins la dépression qu'occupe actuellement le lac de Gérardmer. A Noir-Gueux, comme nous l'avons vu, le chenal actuel n'a pas toujours existé, et la digue, autrefois continue d'une rive à l'autre, a formé un obstacle qui dominait le thalweg en amont d'au moins 48<sup>m</sup>. Il est impossible d'expliquer ces faits dans la théorie glaciaire, car jamais un glacier n'a pu édifier une moraine frontale dans de semblables conditions.

On voit, en résumé, que, même en faisant abstraction des faits établis dans la deuxième partie, toute l'alluvion ancienne de la Haute-Moselle en aval du niveau 620 doit être considérée comme un produit exclusivement alluvial, formé en dehors de toute intervention des glaciers.

(1) Formations glaciaires des Vosges, *B. S. G. F.*, III<sup>e</sup> série, t. I, p. 95.

L'origine alluviale des dépôts situés dans ce bassin en amont du niveau 620 (Chajoux, Belle-Hutte) n'est pas moins certaine. Dans ces dépôts, il est vrai, les éléments sont en général peu roulés et associés sans distinction de grosseur, et il est rare d'y observer des traces de stratification. Mais ce sont là des faits constants dans tous les dépôts torrentiels. Or, dans la vallée de Chajoux en particulier, la pente du thalweg atteint 2° et est supérieure par conséquent à celle d'un grand nombre de torrents. En outre, on ne trouve nulle part de produits glaciaires caractérisés, et les galets roulés sont assez fréquents dans toute la hauteur des dépôts. Quant au profil triangulaire et à la disposition d'une partie de ces dépôts sous forme de digues transversales, auxquels certains géologues semblent attacher une grande importance, il suffit d'un court examen pour reconnaître que l'un et l'autre sont dus à la dénudation longitudinale ou transversale. Si l'on considère que les dépôts de Chajoux et de Belle-Hutte sont d'anciennes nappes torrentielles correspondant au lac 620, on conçoit aisément que l'abaissement des eaux ait eu pour résultat le creusement de ces nappes et l'établissement des formes actuelles.

En ce qui concerne les autres vallées, l'origine alluviale des dépôts qui en occupent le fond n'est pas moins certaine. Elle est évidente pour les nappes de comblement de la Meurthe; dans la Vologne, la prétendue moraine de Granges est actuellement en exploitation, et il suffit de visiter la coupe des Evelines pour constater qu'elle représente un cône de déjection torrentiel formé au débouché de la cluse de la Vologne, et ultérieurement creusé; toute la masse est constituée par des galets et blocs pour la plupart remarquablement roulés.

Dans le val d'Ajol, à Mélisey, et à Giromagny, les matériaux des alluvions anciennes sont le plus souvent très bien roulés, et parfois stratifiés (val d'Ajol, Mélisey), et les formes actuelles sont la conséquence évidente de la dénudation ultérieure d'une nappe qui a comblé la vallée à un niveau un peu plus élevé que celui du thalweg actuel : (Giromagny, val d'Ajol). Il n'y a nulle part intercalation de produits glaciaires, permettant d'assimiler ces dépôts aux alluvions fluvio-glaciaires des Alpes. A Mélisey, les géologues familiarisés avec les cônes de déjection alpins n'hésiteront pas à assimiler le vaste dépôt qui s'étend en aval sur la rive gauche de l'Ognon à un ancien cône, dont le creusement ultérieur a enlevé toute la partie amont.

## II. LE DILUVIUM DE LA HAUTE-MOSELLE N'EST PAS UN PRODUIT GLACIAIRE.

Examinons maintenant le diluvium. Comme nous l'avons vu il est composé de blocs volumineux, arrondis ou anguleux, et d'amas de galets roulés. Il est facile de montrer tout d'abord que ces derniers, dont le gisement est en général distinct de celui des amas de blocs, ne peuvent être attribués à l'intervention des glaciers.

Si l'on peut à la rigueur admettre qu'un glacier façonne dans son thalweg quelques rares galets roulés, cette supposition est absolument inadmissible pour les parties élevées des glaciers. L'impossibilité est surtout évidente dans les Vosges, où les galets roulés se trouvent placés à proximité des points culminants, sur des cols étroits qui dominent le thalweg de 300 à 400<sup>m</sup> (La Mousse, Girmont, Beluet, Croix-de-la-Sure), et ne sont eux-mêmes dominés que par des hauteurs plus élevées de 60 à 80<sup>m</sup> au plus. Au moment où le glacier atteignait ces cols, il ne pouvait donc être dominé à l'amont que par quelques rares pitons isolés et il est absolument impossible de concevoir comment dans ces conditions il aurait pu se procurer les débris de toutes grosseurs qu'il a charriés sur ces cols, et surtout imprimer à un grand nombre d'entre eux des formes qui supposent nécessairement l'intervention des eaux courantes.

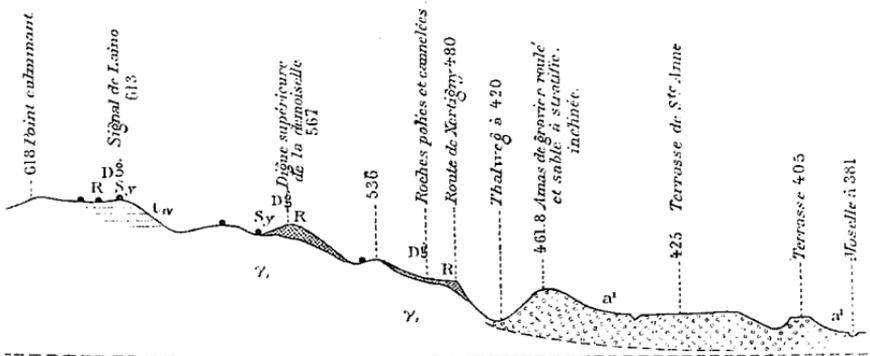


Fig. 13. — Coupe du signal de Laino à la Moselle, montrant la position du diluvium de la Demoiselle.

L'impossibilité du charriage par la glace n'est pas moins évidente aux cols de la Demoiselle (540 à 565<sup>m</sup>) et des Mongins (540<sup>m</sup>), bien que leur altitude soit plus faible. Il suffit de jeter les yeux sur la coupe de la fig. 13, pour comprendre qu'il est inadmissible que les

moraines profondes d'un glacier dont le fond était à Remiremont de 180<sup>m</sup> en contrebas du col de la Demoiselle, aient pu s'élever jusqu'à ce col en remontant une pente en partie abrupte, et édifier sur le bord de cette pente les puissantes accumulations de galets roulés qui constituent les digues d'Haumantarde, de l'Etang du Livier, de la Demoiselle, ... etc. Les traces nombreuses de stratification, l'énorme extension de ces amas de galets dans la direction de Bellefontaine, l'absence ou la rareté des gros blocs qui abondent au contraire sur les pentes voisines, l'absence de débris striés même parmi ceux qui proviennent des schistes carbonifères, viennent à l'appui de cette conclusion et ne laissent aucun doute sur l'origine exclusivement alluviale de l'ensemble en dehors de toute intervention des glaciers.

Il ne nous reste donc plus qu'à démontrer que le transport par les glaciers des blocs des points culminants est également inconciliable avec les faits observés.

*1<sup>er</sup> Argument. Discordances entre les indications fournies par les blocs dans des vallées issues d'un même point de la crête, au point de vue de l'extension des anciens glaciers.*

Cet argument est identique à celui que j'ai déjà développé à propos de l'alluvion ancienne ; mais, ici, le contraste est encore plus saisissant. Au moment où le glacier de la Moselle à son maximum d'extension atteignait le Bois d'Arches (52 kil. du Hohneck, 44 kil. du Ballon d'Alsace) tout le bassin en amont était littéralement moulé en glace, puisque tous les points culminants sont couverts de blocs. L'épaisseur de la glace était au moins de 175<sup>m</sup> à Dinozé et de 400<sup>m</sup> à Remiremont. Dans la Vologne, le glacier avait à hauteur du Spiémont 300<sup>m</sup> au moins d'épaisseur et la vallée en amont devait également être moulée en glace.

Or, au même moment, la vallée de la Meurthe devait être à peu près entièrement libre de glaces, puisque non seulement il n'y a pas d'erratiques sur les hauteurs autour de St-Dié et sur celles beaucoup plus basses qui s'étendent entre St-Léouard et Corcieux, mais qu'en outre le fond même de la vallée de la Meurthe ne présente aucune trace de formation glaciaire.

Les glaciers étaient également très réduits dans la vallée de la Fecht, dans les autres vallées alsaciennes, et aussi dans celle de Giromagny. Leur extension variait de 5 à 15 kil.

De semblables contrastes sont absolument incompréhensibles dans la théorie glaciaire.

2<sup>e</sup> *Argument. Anomalies que présente la distribution du diluvium sur les points culminants.*

Ces anomalies que j'ai exposées dans la première partie constituent également autant d'objections graves contre l'intervention des glaciers. Je rappellerai notamment le contraste au point de vue des erratiques entre les hauteurs qui bordent les deux rives d'une même vallée (La Vologne près Granges, la Moselotte près de Saulxures), et l'absence de blocs au pied de hauteurs qui en sont couvertes (Bois de l'Encerf, la Violle, les Grandes-Hayes, etc.).

La relation très nette qui existe entre le diluvium des points culminants et l'épaisseur du grès vosgien est aussi un fait bien difficile à expliquer dans la théorie glaciaire.

3<sup>e</sup> *Argument. Caractère local des amas de blocs. Absence de blocs provenant de la crête. Impossibilité mécanique du transport d'une partie des blocs.*

Mais l'argument le plus décisif c'est la présence sur les points culminants de la périphérie, de blocs qui ne proviennent pas de la crête et dont l'origine est nettement locale. Si ces blocs ont été transportés par la glace, leur transport doit avoir eu lieu nécessairement à l'époque du maximum d'extension. Or, à ce moment, toute la région en amont jusqu'au pied de la crête devait être moulée en glace, puisque tous les pitons de grès qui en sont les points culminants sont ou couverts ou bordés d'erratiques.

La pente de la surface de cette nappe de glace était très faible, et atteignait à peine 1°. Seuls, la crête et les contreforts voisins, d'une altitude supérieure à 1100<sup>m</sup>, pouvaient émerger.

Il est évident que dans ces conditions les erratiques des points culminants de la périphérie devraient provenir à peu près exclusivement de la crête. Or, c'est précisément l'inverse qui s'est produit. Au Spiémont et à la Charmotte, notamment, la plupart des blocs sont des granulites et surtout des gneiss qui ne peuvent provenir de la crête des Vosges. Leur transport par la glace est par suite inexplicable non seulement parce que l'altitude des affleurements de même nature est à peine supérieure à celle des points d'arrivée, mais encore parce que, comme je l'ai dit, la glace les recouvrait nécessairement puisqu'elle recouvrait les pitons de grès qui les dominent. J'ajouterai que je n'ai jamais rencontré de gneiss sur les pitons de grès de l'intérieur de l'île.

Le caractère local de l'amas de blocs du Haut du Roc et l'absence de débris provenant de la crête, sont également des faits bien difficiles à interpréter dans la théorie glaciaire.

Dans la Haute-Moselle, l'absence de blocs des Ballons sur les hauteurs en aval du Mont-de-Fourche peut à la rigueur s'expliquer en admettant que le glacier s'est engagé à partir du Thillot dans la dépression d'Ecromagny, et que les blocs de la forêt d'Hérival, du Sapenois, du Corroy, . . . sont descendus des hauteurs de Longegoutte portés par la glace. Mais alors quel est l'agent qui a charrié sur les deux rives de la Moselle jusqu'à Arches, à 300<sup>m</sup> au-dessus du thalweg, des galets roulés de granite feuille morte ?

Il existe enfin un certain nombre de blocs qui, dans l'état actuel du relief, ne peuvent provenir que du soubassement même des pitons sur lesquels ils reposent, et qui dans la théorie glaciaire ont dû s'élever verticalement de 30 à 70<sup>m</sup> et plus. (Serpentines de la Table de la Charme, et peut-être les argilolites de la forêt d'Hérival). (Fig. 2 et 3).

Le mode de transport des serpentines a donné lieu il y a 50 ans à de vives controverses. Puton pensait qu'un ouragan les avait soulevés de bas en haut ; Hogard, après avoir professé que la serpentine perçait le grès vosgien, avait fini par attribuer leur transport à la glace. Il admettait qu'à l'époque glaciaire le filon de serpentine dont on voit les affleurements près de la Mousse et de la Charme, surgissait encore comme un dyke au milieu du vallon du Grand-Rupt, et que ses débris recueillis par le glacier qui descendait de Fossard avaient pu être transportés par lui sur les sommets voisins. La grande altérabilité des serpentines, la disposition des lieux, le fait que j'ai trouvé des débris de serpentine jusqu'à la côte 792<sup>m</sup> (près du fardeau St-Christophe du Club alpin), à 70<sup>m</sup> au-dessus de l'affleurement de la Mousse, sont autant d'objections qui ne permettent pas d'accepter l'explication de Hogard.

On peut, je crois, conclure de toute cette discussion que l'origine glaciaire du diluvium et de l'alluvion ancienne doit être complètement rejetée comme se heurtant à des impossibilités absolues, et que c'est à l'aide d'une hypothèse toute différente que l'on doit chercher à expliquer la formation de ces dépôts.

Mais avant de l'exposer il convient de se demander si en dehors des faits que j'ai décrits, il n'existerait pas sur le versant occidental certains indices de nature à faire hésiter sur le caractère trop absolu de la conclusion qui précède. Ces indices qui existent effectivement, sont les suivants :

1° Les débris striés ; 2° Les blocs cannelés ; 3° Les roches polies, cannelées et striées ; 4° les lacs cratériformes.

Je vais les examiner brièvement.

*Débris striés.* Les glaciéristes ne sont guère d'accord sur leur existence et leur extension sur le versant occidental. Hogard en voyait partout, même à Epinal ; Grad a reconnu qu'il n'y en avait pas à Noir-Gueux et qu'il fallait remonter la vallée jusqu'au Thillot pour en trouver. Quant à moi, qui depuis de longues années ai eu l'occasion d'explorer le terrain glaciaire du Dauphiné et de la Savoie, je dois déclarer que je n'en ai jamais vu d'authentiques : les très rares galets striés de schiste carbonifère que j'ai recueillis au Thillot ou à Remenvillers devaient manifestement leurs stries à des causes accidentelles (charrue, fers d'animaux, schlitts).

On a cherché à expliquer l'absence ou la rareté des débris striés dans la Haute-Moselle par ce fait qu'il n'y a dans cette vallée que fort peu de roches tendres susceptibles d'être striées ; c'est pour la raison inverse que dans les vallées alsaciennes les galets striés seraient si nombreux ; le terrain carbonifère y est très développé et il y existe en outre des roches cristallines dures, susceptibles de faire l'office de burin.

Mais on peut faire remarquer que les débris du carbonifère non métamorphique ne sont pas rares dans les prétendues moraines de la Haute-Moselle, notamment à Noir-Gueux, à la Demoiselle, à Remenvillers ; un certain nombre au moins devrait donc, si l'explication était exacte, présenter des stries glaciaires. Or, ils sont toujours plus ou moins roulés, à arrêtes arrondies, et ne sont jamais striés.

*Blocs cannelés.* — Tandis qu'on ne trouve pas sur le versant occidental de galets granitiques ou schisteux rayés, on rencontre assez souvent des blocs arrondis de 50 à 80° de diamètre, exclusivement granitiques, et dont *une des faces* porte des traces d'un polissage énergique, et des apparences de cannelures parallèles ; les cristaux de feldspath présentent parfois des stries fines. Par une de ces contradictions dont fourmille la théorie glaciaire, les mêmes géologues qui cherchent à expliquer l'absence de galets striés par celle de roches suffisamment dures pour les rayer, indiquent les cannelures des blocs granitiques comme une preuve de l'intervention des glaciers.

On remarquera tout d'abord combien il est peu admissible que des blocs charriés par les glaciers aient été polis et striés sur une seule de leurs faces. En tout cas, dans les glaciers actuels, les blocs striés portent sur toute leur surface des traces des frottements qu'ils ont subis ; et il semble qu'il aurait dû en être de même à

fortiori pour les blocs des Vosges, puisque le moulage en glace de la région ayant dû être à peu près complet, la plupart d'entre eux ont fait partie des moraines profondes.

Il résulte d'autre part de l'examen auquel je me suis livré sur un grand nombre de blocs que les surfaces polies sont simplement des surfaces de friction (miroirs de faille), car j'ai pu dans plusieurs cas constater leur existence sur des blocs encore en partie encastrés dans l'arène granitique provenant de la désagrégation du massif auquel ils appartenaient. Ce qui prouve bien du reste l'erreur dans laquelle on est tombé à ce sujet, c'est que Collomb qui en a signalé un très grand nombre dans la vallée de St-Amarin a reconnu que sur beaucoup d'entre eux, les cannelures divergaient d'un centre commun (1). Ce détail seul eut dû suffire pour faire écarter toute idée d'une intervention des glaciers.

*Roches polies avec cannelures et stries.* — Je laisse de côté les roches simplement polies ; elles sont assez fréquentes dans les Vosges, même aux altitudes de 600 à 800<sup>m</sup> ; mais leur intérêt est restreint, car leur polissage ne diffère pas de celui que produisent les eaux courantes.

Les polis avec cannelures sont plus rares ; j'en ai observé cependant d'assez nombreux exemples, notamment sur les granulites de Bréhavillers, près St-Amé, sur les granites de Fallières (490<sup>m</sup>, fig. 13), sur ceux de Saulx près Rupt (455<sup>m</sup>), etc. Collomb et H. Benoit en ont signalé dans le fond de la vallée de Giromagny et M. Bleicher a décrit une brèche feldspathique du grès rouge au col de Girmont près la Beuille (710<sup>m</sup>) mise à découvert en 1882. Les cannelures sont en général rectilignes, toujours parallèles, et, sauf à Bréhavillers ; dirigées à peu près suivant l'axe de la vallée.

Je ne puis attribuer ces apparences à l'intervention des glaciers. Le parallélisme des cannelures constitue à lui seul une objection décisive (2). D'un autre côté, tous les polis que j'ai observés sur les roches granitiques sont identiques à ceux des blocs cannelés : ils en sont en quelque sorte la contre-épreuve, et sont comme eux des surfaces de faille. A Bréhavillers cette assimilation est évidente, puisque les surfaces ont été mises au jour par l'exploitation, et d'autre part j'ai observé fréquemment en Dauphiné et en Savoie des surfaces polies, cannelées et striées souvent identiques à celles

(1) COLLOMB. Preuves de l'existence d'anciens glaciers, p. 21.

J'ai également observé cette remarquable disposition sur des plaquettes d'argile du Grès Rouge dans une carrière près de St-Dié.

(2) Voir HEIM. Die Gletscherkunde, p. 402 et seq.

des Vosges, et dont la formation en raison de leur position particulière non seulement ne pouvait être attribuée aux glaciers, mais ne pouvait même se concevoir que comme le résultat de frictions le long de parois de faille (Calcaire du Bourget, près Modane, avec cristaux d'albite en saillie; craie de Beauregard, près Grenoble).

Les particularités relevées sur la roche de Girmont ne sont pas de nature à modifier mon opinion pour les raisons ci-après :

a. Les stries que l'on remarque sur les cannelures leur sont parallèles et n'ont ni la finesse, ni la régularité des stries glaciaires, et il est au moins singulier qu'un glacier ait été capable de buriner, à pareille altitude, sur une roche *extrêmement dure*, des stries larges parfois de 2<sup>mm</sup>, alors que les galets de schiste carbonifère des prétendues moraines terminales de la Demoiselle et de Noir-Gueux ont leur surface entièrement lisse ;

b. La roche est limitée à l'ouest, c'est-à-dire du côté aval, par une paroi presque verticale, dont la hauteur visible est de 0<sup>m</sup>20 environ ; on y observe des parties rentrantes parfaitement polies, non striées, et dont le polissage, en raison de sa position sur une arête étroite, est incompréhensible dans la théorie glaciaire ;

c. La surface était autrefois couverte d'un puissant amas de galets, la plupart remarquablement roulés, dont il est impossible qu'un glacier ait effectué le transport, puisqu'ils sont situés sur un col étroit à 300<sup>m</sup> au-dessus de la Moselle.

Je n'ignore pas que sur le versant oriental on rencontre dans le carbonifère de nombreux exemples de surfaces striées, très semblables à celles que l'on attribue à l'action des glaciers actuels (Le Glattstein, Hasenbühl, etc.). Mais la valeur de ces faits a été singulièrement atténuée par Collomb lui-même lorsqu'il a montré que dans la même région il existait d'autres roches également polies et striées, dont les stries bien qu'identiques aux précédentes, ne pouvaient, en raison de la situation des surfaces, avoir été produites par des glaciers (1). Le même auteur a signalé des roches striées au contact des granites et des grauwackes.

*Lacs cratériformes.* — La barre de débris qui maintient à l'aval l'eau de la plupart de ces lacs a été assimilée par Collomb, Hogard et leurs successeurs à une moraine. Je montrerai dans une note ultérieure que cette assimilation soulève de graves objections et doit être rejetée. Comme d'ailleurs, tous ces lacs, Fondromé excepté, sont situés au voisinage immédiat de la crête des Vosges, la démon-

(1) COLLOMB. Preuves, p. 152 et seq.

tration de l'origine glaciaire de leurs barrages n'aurait qu'une importance très faible au point de vue de la solution du problème des origines du diluvium ; je crois donc pouvoir sans inconvénient ajourner l'examen de cette question.

Ainsi, et sous cette seule réserve, nous sommes en droit d'admettre qu'il n'existe en réalité sur le versant occidental aucun indice de nature à modifier les conclusions auxquelles nous ont conduit l'étude détaillée du diluvium et de l'alluvion ancienne.

On peut il est vrai objecter que cette même étude sur le versant alsacien a conduit les géologues qui l'ont tentée et notamment les auteurs des nombreux et remarquables mémoires publiés dans les Mittheilungen à un résultat diamétralement opposé.

Je ne puis évidemment entreprendre dans cette note la discussion des faits sur lesquels on s'est appuyé pour affirmer l'invasion des vallées alsaciennes par les glaciers. Je me bornerai à présenter quelques brèves observations.

Les arguments invoqués sont les mêmes que ceux déjà indiqués plus haut : il faut y ajouter celui tiré du profil triangulaire ou trapézoïdal des amas situés dans le fond des vallées.

J'ai déjà montré les objections que soulevait l'origine glaciaire des blocs cannelés et des roches polies et striées. L'argument tiré du profil paraîtra de bien peu de valeur si l'on remarque que les reliefs des prétendus amas morainiques du versant alsacien n'atteignent qu'exceptionnellement 35 à 40<sup>m</sup>, tandis que sur le versant lorrain des amas de 50 à 100<sup>m</sup> ont pris les formes considérées comme caractéristiques des moraines sous la seule action de la dénudation (Le Beillard, Noir-Gueux, le Tholy, St-Maurice).

L'argument tiré de la présence de galets striés est assurément plus sérieux. Mais si on se rappelle la très intéressante expérience de M. St. Meunier sur la production des stries pendant le glissement des galets sous l'action d'une pression de quelques kilogrammes (1), on éprouvera certainement quelques doutes sur la valeur de cet indice, d'autant plus que sur le versant oriental, comme l'a fait remarquer Collomb (2), les schistes tendres et les roches dures sont en quelque sorte enchevêtrés. Le même auteur a du reste cité plusieurs cas où le striage des galets alsaciens devait être attribué à d'autres causes qu'à l'action de la glace (3).

L'origine glaciaire des dépôts du versant oriental se heurte

(1) *Le Naturaliste*, 1<sup>er</sup> déc. 1894.

(2) COLLOMB. *Op. c.*, p. 26.

(3) *Id.* p. 158.

d'autre part à des objections graves, analogues à celles que j'ai déjà exposés pour l'autre versant, et qui sont notamment, l'absence de boue glaciaire à galets striés dans les dépôts du fond des vallées, et surtout la prédominance dans la plupart de matériaux roulés. J'ajouterai que la démonstration de l'existence des anciens glaciers doit s'appuyer sur la réunion des caractères fondamentaux de l'appareil glaciaire, et non sur la constatation accidentelle et isolée de certains indices de valeur douteuse, au milieu de particularités qui sont le plus souvent en opposition avec tout ce que nous connaissons du mode d'action des glaciers actuels.

Ces observations me paraissent suffisantes pour montrer qu'aussi longtemps qu'un travail d'ensemble, en dehors de toute idée préconçue, et embrassant à la fois le diluvium et l'alluvion ancienne, n'aura pas été publié, il sera permis d'émettre des doutes sur la valeur de l'hypothèse de l'extension des glaciers sur le versant oriental.

Du reste, en admettant même que cette étude d'ensemble vienne un jour donner raison aux partisans de cette extension, les conséquences auxquelles je suis arrivé plus haut pour le versant opposé, ne seraient nullement infirmées puisqu'elles reposent sur des considérations d'un ordre tout différent et sur des faits positifs. Il faudrait seulement conclure de cette présence de glaciers sur le versant alsacien, que les vallées du versant lorrain ont eu également leurs glaciers. Mais ces glaciers seraient nécessairement restés confinés dans une zone très restreinte, d'une étendue comparable à celle qu'ils possédaient sur le versant Rhénan et dont la largeur à partir des crêtes n'aurait pas par suite dépassé 10 à 12 kil. ; Ramonchamp, la Bresse, Xonrupt, marqueraient vraisemblablement leurs limites extrêmes et leur épaisseur terminale voisine d'une centaine de mètres ne leur aurait pas permis de s'étendre sur les plateaux.

Ces glaciers réduits n'auraient donc contribué en rien à la formation du diluvium du versant occidental, auquel ils seraient évidemment postérieurs ; ils seraient d'autre part antérieurs à la période lacustre.

Il resterait donc toujours à expliquer les origines du diluvium, et c'est ce que je vais maintenant tenter.

## Résumé et conclusions.

Si les glaciers sont demeurés étrangers au transport de l'ensemble des blocs et débris qui composent le diluvium du versant occidental, ce transport doit nécessairement avoir été effectué par l'eau, et par conséquent, il n'a pu avoir lieu qu'à une époque où les conditions topographiques étaient entièrement différentes de celles que nous observons. On est ainsi conduit à admettre que le diluvium est contemporain de la formation des vallées vosgiennes ; il représente les *produits successifs* des érosions qui, combinées avec les mouvements orogéniques, ont peu à peu créé le profil actuel, *transversal* et *longitudinal*, de ces vallées.

Les produits les plus anciens sont évidemment ceux qui correspondent à l'époque où les vallées n'existaient pas encore, ou étaient à peine indiquées par de faibles dépressions, dont les directions pouvaient être très différentes de celles que les eaux suivent aujourd'hui ; les produits les plus récents sont contemporains de l'achèvement du profil actuel, et se lient *intimement* aux dépôts que nous avons classés dans l'alluvion ancienne.

Les relations entre les anciennes érosions et le diluvium sont, indépendamment des considérations qui précèdent, prouvées par l'existence à toutes les hauteurs d'amas de galets roulés dont on ne peut évidemment expliquer la présence que par l'intervention des eaux courantes. On peut également citer comme une preuve de l'action d'anciens courants au voisinage des points culminants, ces curieuses cavités connues sous le nom de Cuveaux, qui paraissent d'anciennes *marmites de géant*, et surtout la disposition remarquable des falaises verticales de grès vosgien sur certains sommets.

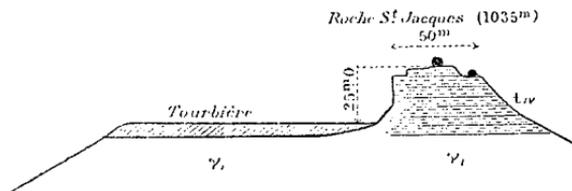


Fig. 14. — Croquis montrant la disposition des falaises de grès vosgiens sur certains points culminants.

A Chèvre-Roche, à Longegoutte, à la Roche St-Jacques, la falaise, haute parfois de 25 à 30m, au lieu de dominer les pentes voisines,

est bordée par un vaste plateau tourbeux dont le granite forme le soubassement. Une semblable disposition ne peut se concevoir que comme le résultat de l'action d'anciens courants (fig. 14).

Il semble possible, à l'aide de ces données et de quelques hypothèses très simples, de retracer la succession des phénomènes qui se sont accomplis dans le bassin de la Haute-Moselle depuis l'origine des premiers transports :

*1<sup>re</sup> Phase.* A la fin du pliocène moyen la partie méridionale des Vosges (et peut-être tout le massif) formait encore un plateau très peu élevé, au-dessus des régions circumvoisines, dont il était séparé par des falaises de faible hauteur, plus marquées probablement sur le versant Rhénan. Les vallées intérieures n'existaient pas ; il en était de même des vallées extérieures du plateau Lorrain. Le manteau de grès vosgien qui recouvrait la partie méridionale au Sud de la Vologne, avait une épaisseur assez uniforme, mais très faible (25 à 35<sup>m</sup>). Cette épaisseur augmentait très rapidement vers le nord, où elle atteignait 250<sup>m</sup> dans le bassin de St-Dié, brusquement vers l'ouest où elle passait sans transition à plus de 100<sup>m</sup>.

Au début du pliocène supérieur un soulèvement (1) d'abord très lent, ou d'amplitude très faible, a déterminé la dislocation du plateau et disposé le grès vosgien en gradins d'altitude croissante de la périphérie vers le centre, préalablement à l'ouverture de la plupart des vallées intérieures. Le profil transversal des Vosges a été alors celui de la fig. 15 ; c'est seulement à une époque ultérieure que les dépressions correspondantes aux vallées actuelles ont commencé à se produire, le long des lignes de fractures B. C. D. sous la double action d'affaissements longitudinaux et de la dénudation.

Cette supposition ne semblera pas invraisemblable si l'on remarque que dans les Vosges méridionales, la plupart des vallées correspondent à des failles dont les bords sont jalonnés par des lambeaux de grès vosgien et dont la lèvre inférieure est placée à l'extérieur du massif.

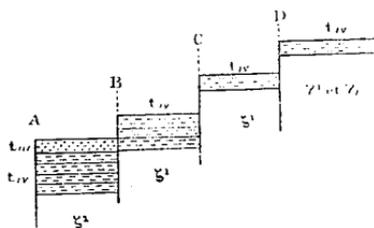


Fig. 15. — Coupe schématique de la disposition du grès vosgien au moment où a commencé le transport du diluvium à galets quartzeux.

(1) Il ne s'agit bien entendu dans tout ce qui va suivre que de mouvements relatifs.

Les principales particularités du diluvium s'interprètent dès lors aisément.

1° Dès que le relief s'est accentué le transport des galets et petits blocs a commencé sur le plateau lorrain et dans les vallées méridionales. Au début les débris transportés ont été exclusivement quartzeux dans la Meurthe, où l'épaisseur du grès est considérable ; ils ont été au contraire mélangés à des débris granitiques dans la Moselle et les vallées tributaires de la Saône, par suite de la faible épaisseur de la couverture de grès au Sud de la Vologne.

2° Pour ce dernier motif, la plupart des plateaux de grès du bassin de la Haute-Moselle, ont été, dès le début du soulèvement, dominés par des falaises granitiques ; l'action de l'eau et de la pesanteur a alors suffi pour déterminer le transport de blocs plus ou moins volumineux. En général le trajet des blocs a été court, les différences de niveau étant faibles, et les blocs se sont accumulés surtout sur la lèvre inférieure de la faille. La prédominance des débris locaux, l'absence de blocs de la crête sur les hauteurs de la rive gauche de la Moselle s'expliquent d'elles-mêmes.

L'origine des blocs de serpentine est aussi facile à comprendre. Il suffit d'admettre, que le massif des Sous a été, au début, aussi élevé ou plus élevé que Fossard, tandis que la Table de la Charme s'était déjà affaissée. Les serpentines de ce massif ont eu alors une altitude suffisante pour se répandre sur la Table.

3° L'ancienneté de ces phénomènes explique l'état d'altération des débris granitiques et des quartzites du diluvium à galets quartzeux. Les gros blocs des plateaux de l'intérieur de l'île vosgienne ont, il est vrai, leur surface très souvent intacte ; mais cette particularité tient à leur segmentation spontanée qui fait apparaître sans cesse des surfaces fraîches ; d'ailleurs, comme je l'ai dit déjà, les petits blocs sont très souvent altérés et les menus débris ont été en grande partie détruits.

C'est à cette phase que l'on peut rapporter la principale dénudation du grès vosgien, la formation des falaises sur les points culminants (Chèvre-Roche, Roche St-Jacques, Longegoutte), et celle des Cuveaux.

Cette première phase semble avoir duré pendant la majeure partie du creusement des vallées extérieures, car le diluvium à galets quartzeux et galets granitiques altérés descend presque jusqu'au niveau de la nappe d'alluvions anciennes. Jusqu'à la fin de cette phase la profondeur des vallées intérieures est restée très faible, puisque les galets granitiques bien conservés apparaissent

déjà à 50 ou 60<sup>m</sup> à peine au-dessous des points culminants (La Mousse, cols de la rive gauche de la Moselle, du Thillot jusqu'à Remiremont, Croix-de-la-Sure, Col de Beluet, etc....).

2<sup>e</sup> Phase. Le relief s'est accentué rapidement et les vallées intérieures se sont formées sous l'action combinée des mouvements du sol et de l'érosion. C'est pendant cette phase, qui a peut-être débuté avec le pléistocène, et surtout vers la fin, que les phénomènes de transport ont atteint leur maximum d'intensité. Ce maximum doit en effet correspondre au maximum de relief. Dans les vallées extérieures le creusement a pris fin, et le remblayage du fond de ces vallées par la nappe à alluvions granitiques lui a succédé.

Dans les vallées intérieures le diluvium à galets et blocs roulés s'est déposé sur les pentes à des niveaux de plus en plus bas. A la fin de cette phase, ces vallées avaient acquis leur profil transversal définitif ; mais la configuration générale différait encore sensiblement par d'importants détails de la configuration actuelle ; la zone qui s'étend entre Arches, Raon et Remiremont était probablement beaucoup plus basse, la Cluse de Granges n'était pas ouverte, et la saillie de la crête des Vosges était à peine marquée.

Le cours des rivières a subi pendant cette phase de très grands changements. La Moselle s'est écoulée vers la Méditerranée par Ecomagny d'abord, puis par la Demoiselle, et les Mongins ; elle, ou la Vologne, a passé par le seuil de Dounoux (1).

Je rapporte à cette époque la formation des roches polies et striées ; elles sont le résultat de glissements corrélatifs des mouvements du sol.

3<sup>e</sup> Phase. Vers la fin de la phase précédente, un affaissement brusque du bassin de la Haute-Moselle a inauguré la période lacustre : il a été suivi d'un relèvement par saccades de ce même bassin. Le remblayage des vallées extérieures s'est terminé à la fin de cette troisième phase, qui est contemporaine de l'*Elephas primigenius*.

La formation de la terrasse haute d'Archettes date peut-être de cette époque ; elle représente sans doute un lambeau de la terrasse basse, qui a participé aux mouvements de la barrière.

(1) Je n'ai pas jusqu'à présent trouvé de granites feuille-morte dans les alluvions de Dounoux ; leur présence y est toutefois très probable.

4<sup>e</sup> Phase. Finalement, un mouvement d'ensemble affectant à la fois le massif des Vosges et le plateau lorrain a déterminé le creusement de la terrasse de 20<sup>m</sup>.

#### NOTE ADDITIONNELLE

La théorie lacustre permet d'expliquer d'une façon satisfaisante l'origine de la singulière construction connue sous le nom de Pont-des-Fées, près Remiremont (fig. 2), et qui est regardée comme un monument mégalithique par la plupart des archéologues. C'est évidemment une chaussée destinée à relier le Saint-Mont aux Sous ; mais on n'en conçoit pas le but dans l'état actuel du pays. Or, si l'on remarque que le col où elle se trouve est exactement à la cote 560, que le point le plus élevé de la chaussée contre les Sous est à 565, que cette chaussée a été en partie détruite en son milieu, et enfin que la cote 565 est très probablement supérieure de 1 ou 2<sup>m</sup> au niveau réel du lac correspondant, on pourra admettre que la surface primitive de la chaussée correspondait exactement à celle du lac. Si cette explication que je donne sous toutes réserves était confirmée, on aurait la preuve de l'existence de l'homme dans les Vosges pendant la période lacustre (1).

A la suite de la communication de M. de Lamothe, M. **Kilian** fait connaître que les témoins d'une ancienne nappe d'alluvions pliocènes sont nombreux également dans les parties des chaînes subalpines voisines de Grenoble.

Ces cailloutis, formés de quartzites accompagnés de cailloux granitiques décomposés, se relie manifestement aux alluvions des plateaux (Cailloutis et Glaises de Chambaran) du Bas-Dauphiné qui atteignent l'altitude de 726<sup>m</sup> à la Feytas, en face de la sortie de la cluse de l'Isère. MM. Kilian et Depéret ont récemment, sur les indications de M. de Lamothe, constaté leur existence près de Ste-Marie-du-Mont, à l'altitude considérable de 900 et 1000 mètres, c'est-à-dire à plus de 700<sup>m</sup> au-dessus de l'Isère actuelle. Depuis, MM. Kilian et de Lamothe ont retrouvé ces formations en un certain nombre de points intermédiaires (Montagne de Ratz, près Voreppe, etc., etc.). Ces alluvions pliocènes sont *indépendantes*, dans les chaînes subalpines, des produits, nettement plus récents, des différentes glaciations (moraines à cailloux striés, blocs erratiques, etc.) qui coexistent avec elles aux mêmes altitudes.

(1) Cette note a été présentée à la séance du 5 Avril.