Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 4 (1893-1896)
Heft: 2

Artikel: Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn)

Autor: Schardt, Hans

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-154922

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

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

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

Download PDF: 11.07.2025

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

SUR L'ORIGINE

DES

PRÉALPES ROMANDES

(ZONE DU CHABLAIS ET DU STOCKHORN)

PAR

Hans SCHARDT.

Tiré des ARCHIVES DES SCIENCES PHYSIQUES ET NATURELLES DE GENÈVE
avec autorisation de la Direction.

La région des Alpes calcaires du versant nord des Alpes, que M. Renevier a nommée Préalpes romandes et que M. Diener a baptisée de zone du Chablais, est restée jusqu'à ce jour une énigme au point de vue de ses relations avec les régions qui l'entourent. La vallée de l'Aar et du lac de Thoune la sépare au NE. des Alpes d'Unterwald et de Glaris; au SW. le cours du Giffre et de l'Arve forme la limite du côté des Alpes du Faucigny et d'Annecy. Ces deux régions forment en apparence le prolongement topographique de la zone du Chablais de part et d'autre de ces deux vallées. Cependant, déjà au point de vue topographique, la zone du Chablais et du Stockhorn a quelque chose qui frappe. Un coup d'œil jeté sur une carte géologique, ou même sur une simple carte topographique, montre que la région alpine entre l'Aar et l'Arve est en proéminence de plusieurs kilomètres sur le plateau suisse; elle s'avance bien plus au N.

que les chaînes du Faucigny et d'Unterwald. On constate en outre que ses chaînes décrivent des arcs de cercle ayant leur convexité tournée vers le Nord. A l'approche de la vallée de l'Aar, elles se dirigent vers l'Est; à la vallée de l'Arve, elles prennent une direction sensiblement NS. De part et d'autre de la vallée du Rhône et du lac Léman qui coupe les Préalpes romandes transversalement en deux parties inégales, leurs chaînes vont en convergeant, en formant un angle rentrant du côté des Alpes. Toutefois, les plis des deux côtés sont absolument analogues, et peuvent être considérés comme ayant été continus avant le creusement de cette vallée.

Il n'en est pas de même sur le bord de la vallée de l'Arve et de celle de l'Aar : *Les plis des Alpes du Faucigny et des Alpes d'Unterwald ne sont pas la continuation des plis de la zone du Chablais et du Stockhorn.* Au bord du lac de Thoune, en particulier, l'on voit clairement que les plis des chaînes d'Unterwald ont leur continuation dans les plis entassés qui se trouvent entre la vallée de la Kander et le massif du Finsteraarhorn. Au bord de la vallée de l'Arve et du Giffre, la situation est analogue. Les plis des Alpes d'Annecy plongent, les uns après les autres, sous leur bordure de flysch, et *les plus internes se continuent directement dans les plis couchés des Dents du Midi.* Ceux-ci se continuent par les Diablerets, le Wildhorn et le Wildstrubel jusqu'au lac de Thoune, où ils rejoignent les plis d'Unterwald.

Mais aussi la structure détaillée des chaînes du Chablais contraste avec son entourage. On y constate des plis ordinairement rompus, des chevauchements en grand nombre qui, en se répétant, conduisent à une structure imbriquée. La région du flysch surtout est remarquable

par des lambeaux de sédiments jurassiques et triasiques paraissant reposer sur le flysch, ou enfoncés dans celui-ci, sans continuation dans la profondeur. Les Alpes d'Unterwald, la zone des Dents-du-Midi — Wildhorn et les chaînes du Faucigny offrent, au contraire, des plis continus, et surtout ces remarquables lacets entassés les uns au-dessus des autres, comme aux Dents-du-Midi et au Wildhorn. Il y a là un contraste tectonique qui, certes, ne dépend pas uniquement de la nature des terrains, mais bien de l'action différente des forces qui les ont disloqués. Mais comment expliquer des allures si différentes dans des régions si rapprochées et qui semblent même se continuer ?

Si la tectonique de la zone du Chablais ne montre aucune relation avec son entourage, cela est encore bien plus le cas, lorsqu'on considère les *facies des terrains* qui la constituent.

Dans les chaînes du Faucigny qui se relient par les Diablerets aux chaînes bordant les Alpes suisses au NE. du lac de Thoune, on trouve, de l'éocène au jurassique, invariablement la succession suivante :

Flysch.
Calcaire nummulitique.
Sénonien et cénomanien (manquant parfois).
Gault.
Aptien et calcaire à *Orbitolines*.
Urgonien à *Requienia*.
Néocomien (Hauterivien).
Valangien.

Ce facies du crétacique a été désigné par Gilliéron comme facies de l'Europe centrale et par M. Suess, comme

facies helvétique. Il tranche nettement des facies que l'on rencontre dans la zone du Chablais :

Flysch.

Crétacique rouge, calcaire schisteux à foraminifères.

Néocomien à *céphalopodes*, tout à fait semblable au néocomien provençal.

Dans une bonne étendue de cette région, le néocomien à céphalopodes manque absolument; le facies schisteux rouge à foraminifères repose directement sur le jurassique et semble se continuer jusque dans le flysch. En tout cas, jamais le calcaire à *Nummulites*, ni le gault, ni le facies urgonien à *Requienia* n'ont été observés dans les chaînes du Chablais, entre le lac de Thoune et l'Arve.

Le facies helvétique du néocomien, avec calcaire urgonien, entoure cependant de trois côtés celui du Chablais, sans qu'aucun passage ait été observé. C'est subitement que l'on passe d'un facies à l'autre, d'une région plissée à une autre disloquée très différemment.

En somme, la zone du Chablais paraît comme encastrée dans la bordure nord des Alpes à facies helvétique et qui va sans discontinuité du Bregenzerwald jusque dans le Dauphiné, en comprenant le Jura méridional. *Elle forme une pièce indépendante, étrangère à tout ce que renferme la bordure calcaire du versant N. des Alpes.*

De quelle manière expliquer un tel contraste de facies? Pour admettre des modifications dans la sédimentation, il faudrait tout au moins trouver quelque passage entre les facies; or, il n'en existe nulle part. La stratigraphie ne connaît pas d'exemple de changements de facies aussi subits sur une longueur aussi grande, découpant, comme à l'emporte-pièce, deux régions à facies si différent.

La cause en doit être cherchée dans une autre direc-

tion. Elle réside dans l'explication des phénomènes tectoniques qui ont créé les Alpes ; mais pour arriver à un résultat, il fallait des recherches très longues, surtout pour reconnaître la disposition des terrains au contact des deux facies.

Déjà Bernard Studer qui a jeté les bases de la géologie alpine, avait admis qu'il y avait sur la ligne du lac de Thoune un décrochement horizontal, ayant poussé les chaînes des Alpes d'Unterwald d'une dizaine de kilomètres vers le NW. Les travaux de Favre pourraient faire supposer une disposition analogue le long de l'Arve.

Studer et plus tard Bachmann, énonçaient l'hypothèse que la zone du Stockhorn se serait prolongée pendant l'ère tertiaire au NE. du lac de Thoune, mettant même à découvert les terrains cristallins. Cette chaîne, disparue maintenant, aurait fourni les débris dits exotiques qui remplissent les brèches du flysch et les poudingues miocènes.

Cette hypothèse a conduit sans doute M. Gümbel à admettre sur tout le versant N. des Alpes une chaîne disparue qu'il nomme « chaîne vindélicienne. » C'est à cette chaîne hypothétique qu'on a attribué récemment tous les affleurements de roches cristallines découverts dans le flysch du versant N. des Alpes, soit en Bavière, soit en Suisse et en Savoie.

Si cette chaîne vindélicienne a réellement existé, il est certain pour moi que la zone du Chablais et du Stockhorn en est un reste. Me basant sur cette hypothèse que l'on doit à Bernard Studer, j'avais émis, il y a deux ans, une théorie un peu plus précise[1]. J'admettais, en avant de la

[1] Actes Soc. helv. sc. nat. Fribourg, 1891.

bordure à facies de l'Europe centrale, une zone dans laquelle les dépôts de l'époque crétacique seraient formés avec un autre facies, grâce à une profondeur différente. Cette même région fut séparée à l'époque éocène par des failles longitudinales de la zone plus interne de même que de la zone la plus externe; elle forma un ou plusieurs « horsts », dont les côtes d'érosion alimentèrent les sédiments de la mer du flysch, de même que les dépôts miocènes, de débris de tout âge, des roches cristallines jusqu'au crétacique. Au moment de la dernière dislocation des Alpes, lorsque les grands plis couchés de la zone du Faucigny et des Hautes-Alpes suisses se déversèrent vers le nord, la zone déjà bien diminuée des Préalpes fut en partie recouverte par ces plis, au NE. de la vallée de l'Aar et au SW. de l'Arve. Quelques lambeaux de la région cachée parvinrent au-dessus de la nappe de recouvrement pour constituer les montagnes étranges des Almes et de Sulens dans le Faucigny, et du Buochserhorn, du Stanzerhorn et des Mythen sur les bords du lac des Quatre-Cantons; car ces sommets ne sont autre chose que de grands blocs exotiques, des lambeaux isolés à facies chablaisien reposant sur le flysch et l'urgonien d'une région à facies différent. J'ai eu la satisfaction de voir cette hypothèse appliquée par M. Michel-Lévy et MM. Renevier et Lugeon à la région du Chablais proprement dite, surtout pour expliquer les nombreux pointements de roches cristallines décrits par ces savants pendant ces dernières années.

J'ai cru d'abord cette explication comme la seule possible; mais il y en a même deux autres, dont l'une mérite toute notre attention. D'abord celle exprimée, il y a huit

ans déjà, par M. Marcel Bertrand [1], d'une plaque de recouvrement venue du N. et qui aurait envahi les plis du bord N. des Alpes. La zone du Chablais serait comprise en entier dans cette nappe de recouvrement. Les lambeaux des Almes, etc., en seraient des restes. Cette même hypothèse a été appliquée récemment de nouveau par M. Steinmann, professeur à l'Université de Fribourg en Brisgau, ainsi que par M. Quereau.

Mais le cran de retour que M. Bertrand admettait tout le long du versant N. des Alpes n'existe nulle part. Pour expliquer cette absence M. Steinmann le suppose caché par les dépôts miocènes du bassin suisse. Selon lui, le recouvrement serait donc anté-miocène.

Mais la région du Stockhorn et du Chablais présente, au contraire, sur toute la longueur de son bord N. et et NW. entre l'Arve et l'Aar, un contact anormal, un chevauchement considérable, attestant un mouvement horizontal, dirigé du SE. au NW. Toute la série sédimentaire, du trias au crétacique, a été poussée, sans renversement, par-dessus le flysch et l'oligocène.

L'hypothèse d'un recouvrement venu du nord n'est conséquemment pas soutenable. D'ailleurs, *le faciès du Chablais n'existe nulle part au N. de la chaîne des Alpes*, mais bien au S.; dans les Alpes orientales, on rencontre un développement sédimentaire tout à fait analogue. Ces considérations, basées sur de nouvelles observations faites dans les diverses régions des Préalpes du Chablais et du Stockhorn, m'ont conduit à imaginer une troisième explication.

Sur leur bord intérieur, le long des chaînes du Wildhorn

[1] Bull. soc. géol. France 1884, XII, 318.

et des Dents du Midi, les terrains de la zone du Chablais sont aussi en contact anormal : leur trias, suivi de jurassique, de crétacique et de flysch, repose sur les plis à facies helvétique. *Ceux-ci se continuent même très loin au-dessous de cette nappe.* Si l'on voulait concerter cette disposition avec l'hypothèse des horsts vindéliciens, il faudrait admettre qu'après les érosions ayant accompagné la formation du flysch, le horst qui supporta la région du Chablais, fut écrasé par sa base cristalline, tandis que sa couverture sédimentaire aurait chevauché de part et d'autre sur les dépôts éocènes et crétaciques, soit du côté du bassin suisse, soit du côté des chaînes plus internes.

Mais ce mécanisme est tellement compliqué, bien qu'il aurait beaucoup d'apparences pour lui, *qu'il est encore bien plus simple de considérer toute la région du Chablais et du Stockhorn, de la vallée de l'Arve jusqu'à celle de l'Aare, comme une nappe de recouvrement venue du Sud, par-dessous la zone des Dents du Midi et du Mont-Blanc-Finsteraarhorn.* Une telle hypothèse me paraît encore appuyée par les récentes études de MM. Renevier et Lugeon sur la région du Chablais en particulier.

En parlant de la brèche jurassique du Chablais, ces savants concluent que cette formation a la forme d'un pli en « champignon », c'est-à-dire d'un pli déversé dans tous les sens, ayant une tige étroite au milieu. Or la brèche du Chablais n'est presque nulle part renversée; elle repose, soit sur des terrains à facies chablaisien, soit sur les plis de la zone du Faucigny. Or, s'il est possible de s'expliquer toute la zone des Préalpes chablaisiennes comme une nappe de recouvrement, *à plus forte raison cela sera-t-il le cas pour la région de la brèche.* Celle-ci est d'ailleurs dans une situation analogue à celle de la brè-

che de la Hornfluh dans les Alpes du Simmenthal. Cette dernière forme nombre de lambeaux reposant sur le flysch et sur le crétacique ou le malm, sans qu'on voie de « tige » ou de pli originel. La région même de la brèche jurassique joue par rapport aux Préalpes le rôle que celles-ci jouent par rapport à la région à facies helvétique. C'est une nappe de recouvrement.

Cherchant dans les Alpes quelque chose d'analogue qui puisse nous guider dans la recherche d'une explication, on est conduit involontairement aux Alpes orientales. Au-dessus de Mayenfeld près de Coire, le flysch du Prätigau est surmonté d'une nappe de terrains bien plus anciens, formée essentiellement de trias et de lias. C'est le Rhæticon, dont la situation est absolument semblable à celle de notre zone du Chablais; avec cette différence, que la nappe du Rhæticon s'appuie encore au SE. contre le massif cristallin du Silvretta. En songeant à la ressemblance considérable des facies du Chablais avec celui des terrains des Alpes orientales d'une part et des Alpes de la Provence d'autre part, on est conduit à penser que *cette région n'est qu'un segment d'une grande zone de recouvrement ayant été poussé, comme celle du Rhæticon, du Sud vers le Nord.* C'était peut-être le prolongement de la même nappe que celle dont fait partie le massif du Rhæticon. La distance est assez grande pour expliquer leurs différences de facies. Les lambeaux isolés des Gyswylerstöcke, du Stanzerhorn, du Buochserhorn, des Mythen, etc., sont des témoins plus qu'éloquents, qui attestent l'ancienne extension de la nappe chablaisienne vers le NE. par-dessus les Alpes d'Unterwald et de Schwytz. Au SE., la montagne des Almes et le mont Sulens prouvent que cette nappe continuait aussi de ce côté. Et il est

à présumer qu'on en trouvera des indices jusqu'en Provence et dans le Var, où il existe des facies très analogues à ceux de la zone du Chablais. Or, si la nappe du Rhæticon peut être rapportée à une origine pas trop éloignée au S., la nappe du Chablais et du Stockhorn doit avoir fait un chemin infiniment plus grand. Elle a été poussée bien plus au Nord que celle-là. C'est encore grâce à cette circonstance qu'elle a été épargnée par l'érosion, étant arrivée à un niveau bien plus bas; tandis que dans la région intermédiaire, elle a été enlevée par l'érosion, jusqu'aux lambeaux isolés déjà cités. Cette situation est sans doute en partie attribuable à un affaissement existant entre les vallées de l'Aar et de l'Arve, *car de part et d'autre de ces vallées les terrains à facies helvétique s'enfoncent sous le trias de la nappe de recouvrement du Chablais-Stockhorn.* Il est à présumer qu'ils vont se rejoindre au-dessous de celle-ci, puisqu'au SE, le contact anormal est nettement visible. Cette nappe repose du côté du nord, soit sur le miocène, soit sur d'épais dépôts de flysch (zone du Niremont-Gurnigel) avec terrains crétaciques et jurassiques repliés, qui paraissent comme pincés entre le miocène et le trias. Je croirais maintenant que ce flysch est le même que celui du Niesen; qu'il a été arraché de la partie interne de celui-ci pendant l'avancement de la nappe de recouvrement vers le bassin miocène. Il n'y aurait donc eu qu'une seule grande zone du flysch. Ce contact anormal, caractérisant le bord extérieur de la zone du Chablais fait absolument défaut dans les chaînes au SW. de l'Arve et au NE. du lac de Thoune. L'accident des Ralligstöcke qui pourrait faire croire à un recouvrement de la zone du Chablais par celle à facies helvétique, n'est qu'un accident local qui s'arrête

déjà au mont Pilate; les lambeaux à facies chablaisien qui se voient au pied du Siegriswilergrat, ne sont autre chose qu'une partie de l'ancienne nappe du Stockhorn pincée entre le miocène et le néocomien chevauché par-dessus. Ailleurs, au NE. comme aussi au SW. de l'Arve, le contact entre le tertiaire et le crétacique des chaînes alpines est normal, ou bien il y a simple renversement.

Mais la question est encore plus compliquée : si nous nions la chaîne « vindélicienne », où prendre les matériaux exotiques du flysch ? La réponse se donne presque d'elle-même. Le mouvement de cette nappe doit avoir commencé pendant l'époque éocène, lorsque sur le bord N. des Alpes se déposaient les calcaires nummulitiques. Il mit fin à cette sédimentation, pour inaugurer celle de la formation du flysch. Ce terrain a dû tirer la majorité de ses matériaux détritiques des débris détachés de cette muraille s'avançant lentement. Cela explique ces brèches de débris jurassiques, triasiques et cristallins dans le flysch; car la nappe en mouvement a dû entraîner des masses considérables de terrains cristallins. Après la formation du flysch, les cours d'eau se jetant dans les bassins miocènes ont emprunté des débris autant à cette nappe de recouvrement qu'au flysch lui-même. La dernière grande dislocation des Alpes a jeté le reste de cette nappe encore plus en avant, jusqu'au contact des terrains miocènes. Les paquets de flysch poussés par ce dernier effort par-dessus le miocène, constituèrent la zone du Niremont et du Gurnigel. Ainsi s'explique encore la présence de gypse et de cornieule triasiques au pied N. de la Berra, au contact de la mollasse helvétienne et la ressemblance du néocomien du Niremont avec celui de la vallée de l'Avançon.

Cette hypothèse, aussi hardie qu'elle paraisse, infirme à tel point la théorie qui m'a paru tout expliquer jusqu'à présent, que je dois sans hésiter lui donner la préférence. Plusieurs faits me semblent parler tout particulièrement en sa faveur :

1° La brèche jurassique du Chablais et de la Hornfluh n'a pas d'analogue sur le versant N. des Alpes, tandis que dans la zone du Briançonnais au S. du Mont-Blanc, il y a des formations de ce genre. Cette brèche forme dans sa situation actuelle certainement des lambeaux de recouvrement qui auraient cheminé avec la nappe qui les supporte.

2° Les roches cristallines apparaissant sous forme de pointements dans le Chablais et au Pays d'Enhaut vaudois, ne sont pas en place. Ce sont des lambeaux fortement disloqués, entraînés sans doute au moment où la nappe sédimentaire s'est détachée du soubassement cristallin. Ils se trouvent d'ailleurs toujours dans le voisinage de la nappe chevauchée, soit de la brèche, soit de la grande nappe du Chablais. Il en est de même, sans aucun doute, des lambeaux de permien ainsi que du carbonifère de Tanninges; ils n'ont pas racine dans la profondeur. Au Sud du Mont-Blanc existe du carbonifère du même facies; il y a là des porphyrites, des gabbros, des serpentines, etc., semblables à ceux du flysch, toutes roches qui sont inconnues en place au N. de la chaîne des Alpes. La protogine des pointements du Chablais est très semblable à celle du Mont-Blanc.

3° Le mécanisme d'une grande nappe glissant sur une masse de détritus, ou du terrain plastique (gypse, etc.), surtout si l'on admet une certaine pente, déterminant presque un mouvement spontané sous l'action de la

pesanteur, s'explique tout au moins aussi facilement que celle d'un horst cristallin écrasé et étranglé, dont la couverture sédimentaire aurait chevauché de tous les côtés.

4° Enfin, il faut rappeler encore l'extrême parenté entre les granits contenus dans le flysch et ceux des Alpes orientales et méridionales. M. Charles Sarasin qui a étudié ces roches au point de vue pétrographique, affirme même leur identité de provenance [1].

Il me semble ressortir de ces considérations que la dernière des hypothèses mériterait la préférence. Si j'ose l'exprimer, c'est avec l'assurance qu'elle sera accueillie avec l'attention qu'elle mérite et en sollicitant des connaisseurs du problème un contrôle sévère. Leur collaboration me sera précieuse. Car si l'on arrivait à une démonstration directe, non seulement la solution de la question de l'origine des Préalpes serait une acquisition de la plus haute valeur scientifique, mais celle de la formation du flysch serait peut-être résolue du même coup. Il me semble en effet que *la formation du flysch doit être étroitement liée au développement de ces grandes nappes de recouvrement.* En tout cas, la solution doit être la même pour toutes les régions où existe la formation, encore inexpliquée, du flysch avec brèches à roches exotiques, klippes, etc.

J'en avais sans doute le pressentiment, lorsqu'en 1885 [2] j'écrivais, en parlant des grands blocs exotiques et des klippes encastrés dans le flysch..... Pour eux la théorie de transport par des glaciers est la seule qui puisse être invoquée; *à moins qu'il n'y ait des forces ou*

[1] N. Jahrb., f. Minéralogie, Géologie, etc., 1892. Inaugural Dissertation.

[2] Matériaux pour la carte géol. de la Suisse. XXII, 210.

des phénomènes dont la portée nous est encore inconnue, comme l'était celle du phénomène glaciaire avant de Charpentier et Venetz.

Eh bien, le phénomène inconnu alors nous l'avons décrit, nous en connaissons maintenant des exemples en grand nombre dans presque toutes les parties du monde; *c'est le charriage des nappes sédimentaires, la formation des nappes de recouvrement, commençant par un simple chevauchement, un pli-faille et conduisant à des déplacements de bien des kilomètres!*

Le savant qui nous a surtout fait voir avec évidence l'existence de ce phénomène, dont on parlait encore à peine il y a dix ans, c'est M. Marcel Bertrand; et l'on peut bien dire qu'en le démontrant M. Bertrand s'est acquis un mérite égal à celui de Charpentier lorsqu'il établit la théorie de la période glaciaire!

Veytaux p. Montreux, novembre 1893.

Léon Du Pasquier. — *Géologie glaciaire du Val-de-Travers.* Communication faite à la Société des sciences naturelles de Neuchâtel, dans sa séance du 14 février 1893. (*Archives*, février 1894.)

Comme ailleurs dans le Jura on reconnaît au Val-de-Travers deux zones de dépôts glaciaires. Une zone intérieure de glaciaire abondant et une zone extérieure de glaciaire sporadique.

La zone intérieure est celle qui a été occupée par les glaciers alpins pendant leur dernière grande extension, tandis que pendant une phase précédente ils se répandaient bien au delà des limites de la zone intérieure et atteignaient à une altitude plus considérable sur les flancs du Jura.

Les dépôts des deux zones ne diffèrent pas seulement en quantité mais aussi en qualité, fait important, l'un des seuls qui dans notre coin de pays milite en faveur d'époques glaciaires réitérées.

Le Val-de-Travers est en grande partie occupé par la zone intérieure qui s'étend d'un bout à l'autre de la vallée principale, les dépôts glaciaires y sont donc assez nombreux quoiqu'ils le cèdent il est vrai en nombre et en importance à ceux de la plaine suisse.

Ces dépôts peuvent être classés sous différentes rubriques: ce sont, soit 1) *des moraines terminales* avec leurs formes caractéristiques de bourrelets, soit 2) des *moraines profondes*, lambeaux informes de terrain glaciaire, soit 3) des *blocs erratiques* isolés, des *traînées* ou *amas de blocs*.

Parmi les moraines il y en a de plus ou moins *stratifiées* et d'autres qui ne le sont pas; les moraines stratifiées sont susceptibles d'être définies comme *moraines stratifiées argileuses, sableuses* ou *graveleuses;* leur stratification est toujours irrégulière, les galets striés ne leur manquent pas.

M. Du Pasquier croit devoir insister sur l'importance des galets striés et s'élève contre les procédés de certains géologues qui, ne connaissant rien aux phénomènes glaciaires actuels, prennent pour des moraines des dépôts qui n'ont qu'une vague analogie extérieure avec elles. Le fait est que sans cailloux striés, il n'y a pas de preuves certaines de glaciation d'une région quelconque tant soit peu étendue.

Les moraines et blocs erratiques du Val-de-Travers font presque tous partie de la zone intérieure, c'est-à-dire des dépôts de la dernière glaciation.

Pendant cette phase de son extension le glacier du Rhône pénétrait dans le vallon par en bas, par les gorges de l'Areuse. Entre la Tourne et la montagne de Boudry la limite supérieure de l'erratique abondant est à 1100 mètres environ, elle descend de là jusqu'au Haut-de-la-Tour au-dessus de St-Sulpice où elle n'est plus qu'à 920 mètres, indiquant ainsi la pente superficielle du glacier qui remontait le Val-de-Travers.

On comprend que lors de son retrait le glacier produisit un barrage et partant un lac qui occupait tout le fond du Val-de-Travers. Mais ce fut surtout après le retrait du glacier que ce lac acquit une importance considérable.

A ce moment-là, en effet, eut lieu au Creux-du-Van un énorme éboulement qui, renforçant et rehaussant la digue de moraines située immédiatement en aval de Noiraigue fit monter l'eau du lac du Val-de-Travers jusqu'à une altitude de 800 mètres au moins. Comme témoins de l'existence de cet ancien lac nous avons encore au débouché de presque tous les petits vallons transversaux des anciens deltas qui occupent plusieurs niveaux jusqu'à 800 mètres d'altitude. En outre l'argile qui constitue partout le fond très plat de la partie inférieure de la vallée est remplie de coquilles d'eau douce (limnées, planorbes, petits pisidium, etc.). Cette marne argileuse de fond ainsi que les deltas sont nettement postérieurs aux moraines, comme du reste aussi l'éboulement du Creux-du-Van qui avait été considéré jusqu'à présent comme la moraine d'un glacier local.

Cet éboulement n'a pas seulement contribué pour sa part à la formation du lac du Val-de-Travers, il a encore défléchi le cours de l'Areuse vers le nord, l'a obligé pendant la période d'érosion subséquente à creuser son lit hors de l'axe de la vallée, dans la roche en place. L'ancien *thalweg* n'a point été retrouvé, seules les sources du Champ-du-Moulin peuvent être considérées comme les eaux du bassin de Noiraigue qui sous les moraines et l'éboulement suivent encore l'ancienne vallée.

M. Du Pasquier parle encore incidemment de l'ancien glacier jurassien local des Verrières qui témoigne d'une altitude de la ligne des neiges persistantes inférieure à 1100 mètres.