

Recherches sur les causes auxquelles les Alpes du Pay-d'Enhaut doivent leur relief

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **20 (1884-1885)**

Heft 90

PDF erstellt am: **05.08.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

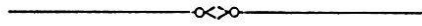
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

TROISIÈME PARTIE

RECHERCHES SUR LES CAUSES AUXQUELLES LES ALPES DU PAYS-D'ENHAUT
DOIVENT LEUR RELIEF

Dans la partie précédente de ce travail, nous n'avons fait que constater tout ce qui se rapporte à la forme et à la structure des montagnes du Pays-d'Enhaut. Nous avons vu que bon nombre de chaînes paraissent être dues à d'étranges dislocations des couches qui les composent.

Nous allons maintenant rechercher comment et dans quelles conditions les terrains stratifiés, d'abord horizontaux, ont été disloqués et diversement bouleversés, de manière à former les sommets élancés et les arêtes découpées de cette région alpine.

Dans ce but, il sera nécessaire de résumer ici rapidement ce qui a été dit dans la partie orographique. Nous essayerons de rattacher aux faits constatés des considérations théoriques sur le mécanisme probable des dislocations des terrains et de vérifier ces suppositions par des expériences. Il nous sera possible, ainsi, de déduire les lois suivant lesquelles les terrains ont été redressés dans les Alpes.

Il m'a paru intéressant de faire quelques expériences analogues à celles de M. le professeur A. Favre ¹ sur la compression des couches d'argile plastique; mais au lieu d'agir sur une seule couche, j'en ai comprimé plusieurs, de consistance et d'épaisseur différentes, et disposées de façon à imiter la série des terrains formant telle ou telle chaîne des Alpes du Pays-d'Enhaut, dont je voulais étudier le mécanisme de formation.

Je consacrerai un dernier chapitre à l'*Hydrographie* du Pays-d'Enhaut en général, en portant une attention plus spéciale sur l'*origine des vallées transversales*, question dont les géologues s'occupent vivement depuis quelques années.

¹ *Arch. des sc. phys. et nat., Bibl. univers.* T. LXII, p. 193. 1878.

A. Mécanisme des dislocations.

CHAPITRE XV.

Action du refoulement.

Le relief des chaînes de montagnes est déterminé par les deux facteurs suivants :

- a) les dislocations ;
- b) l'érosion.

1° *Les chaînes de montagnes sont formées par le plissement (parfois accompagné de rupture) des terrains stratifiés formant la partie superficielle de l'écorce terrestre.*

A cette loi fondamentale s'en ajoute une seconde, basée sur la théorie de Laplace :

2° *La force qui a produit cette action de plissement provient de ce que la masse totale de la terre, d'abord fluide, s'est couverte, par refroidissement, d'une croûte solide et a diminué de volume. Par l'effet de son propre poids, cette croûte solide a dû suivre le mouvement de retrait de la partie interne qui se refroidissait de plus en plus ; il en est résulté un refoulement latéral, agissant dans le sens de la tangente.*

Cette loi, défendue actuellement par les plus illustres géologues, fut déjà soupçonnée, vers la fin du siècle dernier, par de Saussure, cet observateur incomparable qu'on cite à juste titre comme le modèle d'un naturaliste. Si ses idées avaient été suffisamment appréciées, bien des théories absurdes sur l'origine du soulèvement des montagnes n'auraient pas vu le jour.

Je ne puis discuter ici la valeur des anciennes théories sur le soulèvement¹ des montagnes. Je n'essaierai pas même de démontrer pourquoi la loi énoncée ci-dessus donne la seule et vraie explication de l'origine des montagnes. Les beaux travaux de MM. A. Favre, Suess, Heim, etc., ont suffisamment prouvé que cette loi n'est plus une hypothèse, ni une théorie, mais un

¹ On ne devrait plus, en réalité, parler du *soulèvement* des montagnes, mais ce terme est si commode qu'on ne saurait guère s'en passer. Puisque l'idée juste de ce qu'il signifie est comprise, pourquoi le rejeter ? Ne dit-on pas « le soleil se lève, » sachant bien qu'il est immobile !

fait indiscutable. M. Heim ¹ n'a-t-il pas calculé que par le plissement des Alpes centrales, le méridien qui traverse ces montagnes a dû diminuer de 120,000^m environ, soit 0,003 de sa longueur totale ! Cette approximation n'atteint pas à la réalité, car la longueur des couches plissées par le refoulement latéral est toujours inférieure à la longueur réelle des couches primitivement horizontales, à cause de la *plasticité relative* des terrains, facteur dont on ne peut tenir compte d'une manière certaine.

Dans la région alpine qui nous occupe, le refoulement latéral et horizontal est la seule cause de toutes les dislocations qui y jouent un rôle orographique important. A part quelques effondrements dans les terrains gypseux, il n'y existe qu'un petit nombre de dislocations isolées, qui, sans avoir été produites directement par le refoulement latéral, en sont cependant une conséquence. Partout ailleurs, ce n'est que par une pression latérale excessive que les terrains ont été déplacés de leur position horizontale, pour prendre l'aspect bouleversé qu'ils ont actuellement. Toutes ces voûtes, tantôt régulières, tantôt écrasées et déjetées, ces failles, ces chevauchements si remarquables que nous a révélés l'étude orographique du Pays-d'Enhaut, sont dus à cette seule force du refoulement qui résulte elle-même de la contraction de la terre.

La force étant donnée, nous allons essayer de trouver quel rôle le refoulement latéral paraît avoir joué dans la formation des plissements et des dislocations. Dans ce but, j'ai fait une série d'expériences avec de l'argile disposée en couches de consistance différente. Elles ont donné des résultats satisfaisants pour la plupart des cas de dislocations dont je voulais étudier le mécanisme. Voici dans quelles conditions ces expériences ont été exécutées ² : La pièce principale de mon appareil est une plaque de caoutchouc, longue de 15 centimètres, large de 8, pouvant s'étirer jusqu'à 23 centimètres, et se composant de deux lames, épaisses de 5 centimètres. Suivant les besoins, j'en ai ajouté une troisième de même épaisseur. La force contractile de cette double plaque, étirée à 22 centimètres, est de 30 à 35 kilos. Une de ses extrémités est boulonnée sur une planche; l'autre est fixée de la même façon à une pièce mobile pouvant glisser sur

¹ Heim, *Mechanismus*, II, p. 213, etc.

² On me pardonnera cette minutie de détails; ils pourront être utiles à ceux qui voudraient continuer des recherches dans le domaine de la géologie expérimentale.

cette planche. Celle-ci porte un écrou dont la vis vient s'accrocher à la pièce mobile et sert à étirer la plaque de caoutchouc, qui est munie, à chaque extrémité, d'un rebord haut de 7 centimètres. C'est entre ces rebords qu'on place l'argile à comprimer.

Pour commencer, j'ai mis dans l'appareil de simples couches homogènes d'argile de plasticité diverse. On peut observer, tout d'abord, que la compression ne produit pas immédiatement des plissements, même dans de l'argile peu plastique. *Une certaine quantité de force et de mouvement refoulant est absorbée pour vaincre cette plasticité*, qui, suivant la consistance de l'argile, peut amortir de 1 à 5 centimètres de mouvement, sur une longueur de 22 centimètres. Ce n'est qu'au bout de quelques instants que commence le plissement, pendant lequel il reste encore de la plasticité à vaincre. Ce fait ressort clairement des figures jointes à ce travail (pl. VI à IX). On pourra s'assurer que dans la plupart des couches plissées on ne retrouve plus la longueur primitive, et que même les couches d'argile dure ont plus ou moins diminué de longueur, suivant le poids qu'elles avaient à soulever. Ce fait a dû se présenter dans la nature, quoique moins accentué peut-être. Si la consistance des terrains, et par suite leur résistance au plissement, sont bien supérieures à celle de l'argile, la force de refoulement est aussi proportionnellement beaucoup plus grande que les quelques kilogrammes de pression dont nous pouvons disposer dans ces expériences. En somme, il ne paraît pas douteux que la plasticité des roches ait une valeur relative, qui varie dans un même terrain suivant la charge verticale qu'il supporte; elle est plus grande dans les couches profondes qu'à la superficie.

Ces expériences sur une simple couche d'argile homogène n'ont pas une valeur absolue et sont loin de représenter les conditions qu'on trouve dans la nature. Si l'on prend de l'argile molle, la plasticité nuit aux plissements qui s'accusent à peine (pl. VII, fig. 6); si l'argile est dure, elle se décolle et forme des voûtes vides, des cavernes, lors même qu'on a soin de la faire adhérer à la plaque de caoutchouc par une mince couche d'argile pétrie, très tenace. La fig. 8, pl. VII, en offre un exemple très curieux: une couche d'argile glaciaire, taillée dans la masse même et non pétrie, a formé, outre des petits replis, une grande voûte déjetée et rompue.

Les expériences faites dans ces conditions-là ne pouvaient donc, en aucun cas, donner la solution des problèmes à résoudre.

Il fallait autant que possible imiter la nature pour obtenir l'explication expérimentale de ses phénomènes.

L'écorce terrestre n'est pas une couche homogène, mais un *complexe de couches* de différente nature. Il est donc nécessaire de multiplier le nombre des couches d'argile, et de varier leur consistance, de façon à représenter en petit les grandes assises des montagnes. Une couche plastique, d'épaisseur convenable, simulera le lias et le jurassique inférieur; un lit proportionnellement plus résistant tiendra lieu du jurassique supérieur, qui, dans les Alpes, est généralement formé par un massif calcaire; enfin une nouvelle couche plastique très puissante représentera les dépôts éocènes (flysch, etc.). Les premiers essais ne furent pas couronnés du succès attendu. Il est en effet très difficile de faire adhérer entre elles des couches d'argile qui n'ont pas la même dureté. Le lit d'argile dure se détache de l'argile inférieure et forme des voûtes vides, malgré le poids de l'épaisse couche d'argile molle qui le recouvre. Dans la nature, les couches ne s'écartent guère, parce qu'elles sont soumises à l'action de la pesanteur, qui n'agit pas avec la même intensité dans des expériences faites sur une si petite échelle. Il fallait donc remplacer ce facteur par l'adhérence des couches entre elles. J'y suis arrivé en interposant entre chaque couche d'argile ordinaire une faible quantité d'argile pétrie, fine et tenace. Ce procédé permet en même temps le glissement des couches les unes sur les autres, sans qu'elles puissent se séparer. Dans la nature, le glissement des bancs sur leur surface de délit paraît ordinairement s'être produit lorsqu'une série de couches a été fortement courbée. Cette sorte de dislocation a certainement une grande importance dont on ne se rend pas toujours assez compte. Quoique le procédé indiqué facilite peut-être un peu trop ce mouvement, il ne présente pas d'inconvénient.

L'appareil décrit est encore fort primitif. Il a pourtant prouvé qu'avec peu de chose on peut souvent obtenir de bons résultats. J'espère pouvoir continuer plus tard ces recherches d'un intérêt tout particulier. Il est certain qu'avec des appareils plus perfectionnés et de plus grandes dimensions, les résultats seront de beaucoup supérieurs.

La géologie expérimentale, dont on commence à peine à utiliser les résultats pratiques, est loin d'avoir dit son dernier mot dans l'explication des phénomènes orographiques. Cependant elle présentera peut-être toujours une grande lacune, en ce sens

que des deux facteurs qui ont modelé la surface de la terre, savoir *le plissement* et *l'érosion*, le dernier n'a aucune part dans ces expériences. De même que les soulèvements ne se sont pas produits d'un seul jet, l'érosion n'a pas attendu leur accomplissement total pour commencer son action; au contraire, elle a agi *simultanément* au plissement, sitôt après l'émersion. Ce fait explique de nombreux phénomènes (direction des cours d'eau, creusement des vallées transversales, des lacs, etc.), jusqu'à présent mal interprétés.

Une autre lacune de ces expériences, est le peu de temps employé pour produire la compression de l'argile; les quelques minutes nécessaires sont loin de représenter les centaines de siècles qu'il a fallu pour la formation des Alpes. Elles sont de plus défectueuses en ce que la pression agit uniquement dans une direction donnée, ce qui n'a évidemment pas lieu dans la nature. La disposition des montagnes en chaînes allongées provient de ce que la simple courbure était plus facile qu'une courbure complexe. En réalité la courbure des chaînes de montagnes n'est pas simple, mais elle se rapproche de celle d'un ellipsoïde très allongé, de sorte qu'une des courbures est insignifiante par rapport à l'autre.

Pour bien étudier le mécanisme des soulèvements, il faudrait recouvrir de couches d'argile une sphère élastique gonflée d'air, puis en diminuer le rayon en faisant sortir lentement une partie de l'air. Ce serait un moyen fort intelligible pour faire naître expérimentalement des chaînons de plissement. Ce nouveau mode d'opérer présentera sans doute des difficultés bien plus grandes que le précédent.

L'écorce terrestre, dont le plissement a produit les chaînes de montagnes, est formée, comme je l'ai déjà dit, d'un complexe de couches de nature diverse, qui offrent, par conséquent, une résistance différente à l'action du refoulement. Celui-ci, loin d'agir d'une manière identique sur toutes les couches, s'est manifesté de diverses façons, suivant la nature des terrains qui en ont subi l'influence. Il en résulte ainsi une grande variété dans les formes orographiques, dont les Alpes du Pays-d'Enhaut offrent des exemples frappants.

Les expériences montrent :

1° Qu'une seule couche d'argile plastique, soumise à la compression, forme des plis peu accentués; qu'elle augmente surtout

en épaisseur et subit ainsi un déplacement intérieur de ses particules.

2° Qu'une couche résistante se plisse avec une intensité inversement proportionnelle à sa plasticité.

Ainsi, le refoulement se transmet surtout dans les couches peu plastiques, ce qui, du reste, va de soi.

Lorsqu'une série de couches variant dans leur plasticité, comme c'est le cas pour les terrains sédimentaires, est soumise au refoulement, toute la masse doit se plisser d'une manière différente que si elle était homogène, c'est-à-dire que les assises *réagiront* les unes sur les autres et modifieront mutuellement l'effet de la pression latérale sur chacune d'elles.

Prenons le cas le plus simple qui puisse être réalisé par l'expérience.

Une assise d'argile presque sèche est interposée entre deux couches molles (argile mélangée de limon lacustre qui en diminue la plasticité). La couche molle inférieure, tout en augmentant d'épaisseur, suit assez exactement le mouvement de la couche plus dure qui la recouvre. Celle-ci forme des replis intenses, moins aigus cependant que lorsqu'elle n'est pas recouverte d'une seconde couche plastique. Celle-ci, identique à la première, n'augmente presque pas d'épaisseur; elle subit le même plissement que la couche dure (fig. 1, 2, 3, pl. VI). L'intensité de ce plissement diminue de bas en haut, tandis que le contraire a lieu chez la couche molle inférieure, et que le pli devient nul à l'endroit où l'argile adhère au caoutchouc. On est donc en droit de conclure que les couches dures, étant les conductrices de la force refoulante, agissent *activement* sur les couches molles qui les recouvrent, en les *soulevant* réellement, et que la couche molle inférieure, *moins active* que la couche dure, est cependant forcée de suivre le mouvement de celle-ci, grâce à l'adhérence qui l'empêche de s'en détacher. Dans la nature cette adhérence est remplacée par la *pesanteur*. Il est indubitable que la pression des terrains supérieurs sur les couches inférieures doit être énorme à une certaine profondeur. Or au moment où une couche compacte (calcaire) commence à se voûter, la pression que les couches supérieures exercent sur les couches inférieures à cette couche compacte, cesse à l'endroit même où a lieu la courbure anticlinale; elle n'agit plus que sur les deux côtés de la voûte, ce qui suffit pour forcer les couches

molles (marneuses) inférieures à suivre le plissement de la couche compacte et à s'adapter exactement à sa courbure concave, de même qu'une pâte molle passe entre les doigts, lorsqu'on la presse contre la main. Ceci doit être d'autant plus vrai que la pression, qui agissait auparavant d'une manière égale sur toute la surface, se localise et augmente dès lors d'intensité vers les deux courbures synclinales, où les jambages redressés de la voûte, qui doit soulever *activement* les terrains mous superposés, trouvent leur point d'appui. Toutes les expériences sur l'action du refoulement montrent clairement ce fait. On peut voir les effets de cet excès de pression aux points *a* des fig. 1, 2, 3, pl. VI. Dans la fig. 1, c'est une légère inflexion des deux côtés de la voûte formée par la couche dure; dans la fig. 3, la couche molle inférieure a même été réellement *comprimée* de haut en bas, car elle a diminué d'épaisseur pendant le plissement (au lieu de 1,3 cm. elle n'a plus en cet endroit que 0,9 cm. d'épaisseur); dans la fig. 2, il y a aussi une légère compression verticale aux mêmes points. Inversément la couche molle a été comprimée et amincie en *b* (fig. 1, pl. VI) autour de la courbure anticlinale de la couche dure, plus *active* qu'elle. Cette réaction de la couche dure sur la couche molle inférieure se fait surtout remarquer pendant l'action du refoulement. L'échelle proportionnelle qui accompagne les figures pourra servir à s'assurer de ces faits. Je pense, avec plusieurs auteurs, que tous les terrains sont en eux-mêmes *passifs* par rapport à la force du refoulement qui tend à les disloquer; mais il n'en est pas moins vrai que les effets de cette force varient avec la consistance des terrains. Les terrains compacts, peu plastiques, se courbent et se rompent plus fortement que les terrains marneux; en sorte que les premiers paraissent *actifs* par rapport aux seconds, ce que nous croyons avoir suffisamment démontré dans ce qui précède.

Telles sont les premières conclusions de mes expériences sur les causes qui peuvent avoir déterminé les dislocations singulières de la région étudiée. Nous avons vu que la plupart des chaînes se sont formées dans des conditions voisines de celles de ces expériences.

Les effets du refoulement varient avec la position des couches. Lorsqu'elles sont horizontales et que le refoulement agit dans

le sens de la stratification, la résistance atteint son maximum ; mais quand elles commencent à former une voûte, la pression, qui se transmet toujours dans le sens de la tangente, agit *obliquement* à la stratification jusqu'à ce que les couches soient devenues verticales. Dès lors la pression agit transversalement sur celles-ci ; il en résulte qu'elles sont plus minces aux jambages des voûtes qu'aux points de courbure ; elles semblent avoir été *laminées* ou *aplaties* par la pression.

L'inverse se produit, au contraire, lorsqu'il y a réaction d'une couche plus dure sur une couche molle ; c'est alors cette dernière qui est *aminée autour* de la courbure convexe de la couche dure.

Ces déductions, tirées en grande partie de l'expérience, peuvent aisément se vérifier par l'observation dans la nature. Les grands plis ne se prêtent guère à ce genre d'étude, tandis que les petits plissements des couches schisteuses du flysch m'ont fourni plus d'une fois la preuve de ce que j'avance ici.

Jusqu'à présent je n'ai parlé que du cas où une seule couche dure se trouve entourée de lits plus mous. Mais si l'on fait des expériences sur un complexe de couches formé d'alternances plus dures et plus tendres, on trouvera que tous les lits durs seront à la fois les conducteurs de la pression proportionnellement à leur épaisseur et à leur consistance. Lorsqu'il y a plissement leur effet s'ajoutera et les couches plastiques seront seulement *entraînées* dans le redressement. L'effet *actif* des couches dures s'ajoutera donc tant qu'il n'y aura ni écartement ni rupture de la voûte. Aussitôt que les couches supérieures se rompent et que les lèvres de la rupture s'écarteront, celles-là, ne supportant plus leur propre poids, *s'opposeront*, par ce fait même, au plissement des couches inférieures. On peut dire que plus une voûte a été puissamment rompue (par rupture, *non* par érosion), plus la force active des couches *inférieures* aura été grande par rapport aux couches supérieures. Nous arrivons ainsi à une sorte de contradiction ; car, la surface de la terre étant sphérique, le refoulement a dû nécessairement être plus intense dans les couches superficielles que dans les couches profondes, inversement à la charge qu'elles supportent. Mais très souvent les couches superficielles, récentes, sont moins résistantes que les couches profondes ; et dans ce cas il peut arriver

que l'excès de force active des couches profondes ne soit pas vaincu par le poids des couches superficielles et que celles-ci soient écartées. Ceci *ne peut* cependant se produire quand la couche supérieure est plus résistante et moins plastique que les couches profondes (malm reposant sur dogger).

Ces considérations à elles seules ne me permettent pas d'attribuer à des ruptures, comme on le fait fréquemment, la formation des *vallées anticlinales*. Le jurassique supérieur, pour autant que j'ai pu étudier son rôle, ne me semble pas se comporter de façon à donner raison à une telle hypothèse. Au contraire, lorsque le massif du malm se rompt à la courbure anticlinale, cette rupture ne doit être que superficielle; les bords inférieurs des deux lèvres de la rupture n'ont pas dû pouvoir s'écarter en restant pressés l'un contre l'autre. Si, dans la plupart des cas, les bords des couches rompues ne se touchent plus actuellement, c'est à l'*érosion* qu'il faut l'attribuer. Ceci ressort de l'étude orographique du Jura autant que de celle des Alpes. Les montagnes du Jura septentrional paraissent bien plus déchirées que celles du Jura méridional, où il est bien rare de trouver une vallée anticlinale, quoique les plissements y soient non moins intenses et aigus. Le contraste est encore bien plus grand quand on considère les montagnes situées entre le lac d'Annecy et l'Arve, où l'Urgonien joue le même rôle que le jurassique supérieur dans le Jura; les vallées anticlinales y sont rares, bien que l'intensité des plissements ait produit bien des ruptures. Ces différences s'expliquent par le fait que l'érosion a agi bien moins longtemps dans le Jura méridional que dans le Jura septentrional, tandis que le Jura central forme une zone intermédiaire.

En étudiant les Alpes du Pays-d'Enhaut, nous arriverons à des considérations bien différentes. Nous y trouvons à la fois des chaînes à vallées anticlinales et d'autres qui, rompues, ne présentent pas de traces d'érosion dans les ruptures anticlinales. Cela tient à la constitution fondamentale des montagnes et à la manière dont le refoulement paraît avoir été localisé.

Les chaînes de plissement des Alpes du Pays-d'Enhaut présentent des formes très différentes. L'étude de cette question m'a fait voir que dans certaines régions la formation des chaînes de plissement a été fortement influencée par le voisinage de puissants dépôts éocènes, et que, d'autre part, le refoulement n'a pas agi avec une force égale dans toute l'épaisseur des cou-

ches redressées, c'est-à-dire qu'au plissement des couches profondes n'a pas toujours correspondu un plissement proportionnellement plus intense des couches supérieures.

Un coup d'œil jeté sur le profil 5, pl. 1, rendra la chose plus compréhensible. On ne peut qu'être frappé de la différence qui existe entre la chaîne de Cray et les chaînes plus méridionales. La première a une forme très régulière, pouvant rivaliser avec celle des chaînes du Jura, tandis que les chaînes des Gastlosen, du Rubli et de la Gummfluh ne paraissent être dues qu'à la dislocation d'une *seule* couche, le massif calcaire du malm. Pourquoi n'en a-t-il pas été de même pour la chaîne de Cray qui se trouve dans des conditions assez analogues quant aux terrains qui la composent? C'est que dans cette chaîne les couches inférieures au lias ont évidemment pris part à la formation des voûtes, tandis que tout fait supposer que dans les chaînes précédentes au sud les plis disparaissent rapidement dans la profondeur et n'atteignent pas les couches inférieures au lias. Le *jurassique supérieur seul paraît y avoir subi une forte poussée*, qui l'a profondément bouleversé en le redressant sous forme de voûtes écrasées et diversément disloquées. D'un autre côté le flysch, dont les dépôts énormes remplissent les synclinales de ces chaînes et couvrent tout l'espace compris entre les Hautes-Alpes et la chaîne de la Gummfluh, a nécessairement exercé une grande influence sur la formation de ces montagnes. Ceci ressort du fait déjà démontré que les chaînes du Rubli et de la Gummfluh et probablement aussi celle des Gastlosen *existaient déjà pendant la formation du flysch*.

Ce phénomène curieux peut s'expliquer de deux façons, toutes deux basées sur des suppositions, seule ressource en pareil cas, puisqu'on ne peut pas disséquer les montagnes. On peut admettre avec beaucoup de certitude que le terrain sous-jacent aux couches à *Mytilus*, qui sont redressées avec le malm dans les chaînes en question, doit être du *lias* probablement très puissant et de nature marneuse. Il est vraisemblable que, par suite de l'énorme pression verticale exercée par les dépôts éocènes, le refoulement n'a produit dans ce terrain que des *contournements* et des *froissements* pendant que le malm, bien plus résistant, n'a pu former qu'un petit nombre de plis qui furent écrasés et finirent même par se disjoindre (ch. des Gastlosen).

Il serait cependant possible que la poussée refoulante n'ait agi que sur le malm qui aurait entraîné une partie du dogger.

Des apparences semblent appuyer cette supposition qui réunirait même certaines probabilités, s'il se trouvait des massifs centraux dans le voisinage des chaînes du Pays-d'Enhaut. Ces massifs, sans qu'on puisse leur attribuer un rôle actif dans le plissement des dépôts sédimentaires, y ont cependant contribué en donnant un point d'appui aux couches récentes. On sait, en effet, que dans le voisinage de ces massifs, considérés maintenant, à juste titre, comme des voûtes de terrains très anciens, le plissement des couches sédimentaires est excessivement intense. Tels sont le double pli glaronnais et le pli totalement couché des Dents de Morcles, etc.

Serait-on autorisé à supposer dans le massif élevé de l'Oldenhorn et des Diablerets l'existence d'un bombement des terrains cristallins recouverts par des terrains plus récents? L'extrême bouleversement de ceux-ci serait une raison pour l'admettre.

Le sens des chevauchements de la chaîne des Gastlosen (le jambage S-E de la voûte est constamment poussé par dessus le jambage N-W) semble indiquer une poussée venant du S-E. Dans cette direction se trouve le massif des Diablerets. Le bouleversement extrême de ces montagnes et surtout leur forte élévation ont peut-être influencé le développement des chaînes extérieures des Alpes, en offrant aux couches un point d'appui et en produisant ainsi une *poussée apparente*. Ce serait une sorte de *réaction* qui, dans d'autres cas dont il va être question, peut se montrer d'une façon très manifeste.

Quoique la disposition des chaînes de montagnes, le sens de leur déjettement et de leur chevauchement puissent ajouter quelque vraisemblance à cette dernière explication, je m'en tiendrai plutôt à la première, quoiqu'elle ne puisse guère se vérifier plus facilement.

J'ai souvent remarqué que, dans le voisinage des voûtes calcaires déjetées, les couches du flysch étaient singulièrement repliées, comme si elles avaient été pressées contre les bancs calcaires. Ce fait se montre très nettement au pied sud de la Gummfluh (profil 5 au milieu). Les curieux replis du flysch ne peuvent s'expliquer que par la compression de ces couches contre le pied de la voûte jurassique qui leur offrait un *obstacle* et un *point d'appui*. Les massifs cristallins auraient-ils exercé

une action pareille sur les terrains plus récents qui sont si singulièrement bouleversés dans leur voisinage? Serait-ce là leur prétendue activité? Je pose ces questions sans pouvoir les résoudre pour le moment.

L'exemple du pied de la Gummfluh est néanmoins très curieux; il fait voir comment les terrains récents peuvent parvenir à exercer une pression latérale sur les voûtes des terrains plus anciens qui les traversent. Cette pression ne peut être que la cause unique de la *structure en éventail* qui est si caractéristique pour les massifs cristallins et qui se rencontre même assez fréquemment dans des voûtes calcaires.

J'ai pu vérifier par l'expérience cette réaction des voûtes de terrains plus résistants sur les couches plastiques qui les entourent. Une couche d'argile peu plastique (fig. 7 *a* et *b*, pl. VII), taillée dans un bloc d'argile naturelle, de 22,5 cm., fut placée dans l'appareil de façon à former d'avance deux faibles bombements (A et B), elle fut recouverte d'argile molle, puis d'une nouvelle couche d'argile, moins plastique et identique à la première, venant toucher le sommet de l'un des bombements du lit inférieur, de manière à simuler des terrains en transgression. Cet ensemble de couches fut comprimé jusqu'à 15 cm. On peut voir que le bombement B, qui n'était pas chargé au sommet, s'est accentué en formant une *voûte écrasée*, tandis que l'argile molle s'est fortement épaissie des deux côtés de celle-ci. Le bombement A, entièrement recouvert d'argile, s'est un peu agrandi. La couche superficielle, pressée contre la voûte B, s'est repliée *indépendamment* de la couche inférieure, ce qu'il faut, sans doute, attribuer à la forte plasticité de la couche intermédiaire. Ici, la grande voûte B a joué, en quelque sorte, le rôle d'un massif central, en offrant un point d'appui aux couches superficielles.

La plasticité presque égale de la couche supérieure et de la couche inférieure rend évidemment cette figure un peu disproportionnée. Le pli de la couche profonde est beaucoup trop fort par rapport aux faibles plissements superficiels.

CHAPITRE XVI

Classification des plissements dans les Alpes du Pays-d'Enhaut. — Expériences démontrant leur mécanisme.

Suivant leur rôle on doit distinguer deux catégories de plissements :

A. **Les plis orographiques** qui forment les chaînes et les vallées, soit en général la charpente des montagnes.

B. **Les plis intérieurs** (plissements, contournements, etc.) qui ne se manifestent pas dans le relief du sol.

Il est incontestable qu'on ne peut tracer une limite tranchée entre ces deux groupes de plis dont le rôle varie avec l'intensité de l'érosion. Les plis orographiques embrassent d'ordinaire des masses considérables de terrains compacts ou de nature variable, tandis que les contournements et plis intérieurs abondent surtout dans les terrains de nature homogène, marneux ou schisteux.

Dans le Pays-d'Enhaut les plis intérieurs ou contournements se rencontrent tout spécialement dans les terrains éocènes; ils sont moins fréquents dans le dogger et dans le lias, où ils ont cependant joué un grand rôle dans la formation des chevauchements, comme je le démontrerai dans le chapitre suivant.

Les formes qu'affectent les plis intérieurs sont tout à fait les mêmes que celles des plis orographiques; elles sont, si possible, plus variées encore, de sorte qu'il serait inutile de tenter d'en faire une classification spéciale.

Dans ce groupe rentrent les plis en *zig-zag* qu'on peut voir dans le flysch de la chaîne de Chaussy et de la Cape au Moine, ainsi que dans le crétacé supérieur du Rocher de la Raye. On peut y ranger les grands lacets du flysch de la Doggelisfluh, de la Männliflüh, dans la chaîne du Niesen (B. Studer), etc.

Je ne sais si l'on peut placer dans cette même catégorie les singuliers replis ou *Klippen* que les couches rouges forment souvent au milieu du flysch qui les recouvre, notamment dans la vallée de Château-d'Ëx (prof. 7) et aux Monts Chevreuils (prof. 9). Le mécanisme de ces plis peut être envisagé de deux façons : La forte courbure synclinale du jurassique supérieur a

pu produire ces rides des couches rouges, de même qu'un morceau de cuir épais qu'on plie en forme d'U se ride à sa surface concave. Cependant les plis de la vallée de Château-d'œx sont si nombreux qu'on ne peut guère se les expliquer de cette façon. Il me semble qu'on doit plutôt les attribuer à une poussée horizontale produite par une dislocation (chevauchement?) invisible des rochers déjetés et bouleversés de la Braye. Cette cause peut seule expliquer les affleurements et replis du crétacé supérieur, au sommet d'une voûte, près de la Chuantze, sur les Monts Chevreuils (profil 9).

Les plis orographiques du Pays-d'Enhaut.

La différence essentielle entre les plis orographiques des montagnes du Pays-d'Enhaut consiste en ce que les uns forment des voûtes *régulières, droites* ou *déjetées*, tandis que les autres sont tellement écrasés que les jambages des voûtes paraissent presque parallèles, ou qu'ils affectent même la disposition en éventail; ce sont les *plis écrasés*, qui peuvent être droits, déjetés ou couchés.

Les *voûtes régulières* n'existent que dans la chaîne de Cray, qui est elle-même formée de deux plis. La courbure y est parfaitement régulière jusque dans le noyau anticlinal. Tout fait supposer que de telles voûtes ne se forment que lorsque le plissement embrasse une *grande épaisseur* de couches et agit avec une intensité normale dans tout leur ensemble.

Expériences.

J'ai toujours obtenu des voûtes normales en faisant agir le refoulement sur des séries de couches d'argile placées bien horizontalement sur l'appareil, sans aucun bombement antérieur. C'est dans ces conditions qu'ont été réalisées les expériences représentées fig. 1, 2 et 3, pl. VI.

Fig. 1. La voûte de la couche d'argile dure est légèrement déjetée.

Fig. 2. L'une des voûtes est très régulière; l'autre est un peu rompue au sommet et présente un noyau disloqué et presque chevauché.

Fig. 3. Il y a plusieurs voûtes droites ou légèrement déjetées.

Les voûtes régulières se forment habituellement lorsque la

couche dure est recouverte d'une couche d'argile plastique, ou lorsqu'elle est très épaisse. Mais quand la couche dure se trouve au-dessus d'une couche molle et qu'elle n'est pas recouverte d'argile plastique, elle forme le plus souvent des voûtes aiguës et brisées au sommet (fig. 9, 10, 11, pl. VIII, et 17, pl. IX).

Les **voûtes écrasées**, dont les chaînes du Rubli et de la Gummfluh présentent les plus beaux exemples, sont le résultat de l'action refoulante agissant presque exclusivement sur le jurassique supérieur. Le contraste entre ces voûtes écrasées et les plis réguliers de la chaîne de Cray est si frappant qu'on se demande involontairement quelle peut être la cause d'une telle divergence.

On peut supposer qu'au moment du dépôt du flysch, les plis qui forment actuellement les chaînes en question existaient déjà à l'état de simple *bombement* ou *voûte régulière*. Plus tard, le refoulement continuant après l'émersion des dépôts du flysch renfermés dans les synclinales, ceux-ci se trouvèrent fortement comprimés par le fait que la grande masse du flysch au sud de la chaîne de la Gummfluh empêchait toute déviation de ce côté-là; ils exercèrent ainsi une pression considérable contre les flancs de la voûte, qui fut écrasée et dont les jambages devinrent presque isoclinaux.

Ce qui est assez extraordinaire, c'est la direction différente que présente le déjettement dans les diverses chaînes à voûtes écrasées. Celle des Gastlosen est constamment déjetée (ou chevauchée) au N-W. Celle du Rubli l'est tantôt au N, tantôt au S, et celle de la Gummfluh toujours au S. Il n'est donc pas probable que la direction de la poussée ait influencé d'une façon quelconque le sens du déjettement; il paraît plutôt dépendre de la hauteur des jambages et de la résistance des dépôts placés latéralement, soit, pour le cas qui nous occupe, de la *puissance du flysch* qui se trouvait de chaque côté de la voûte.

Expériences.

Nous avons vu qu'une couche d'argile peu plastique, intercalée entre deux couches d'argile molle, ne donne pas toujours des voûtes écrasées, mais plutôt des voûtes sensiblement régulières (fig. 1, 2, 3, pl. VI). Une couche peu plastique superposée à une couche d'argile molle ne réalise pas davantage les conditions demandées. Voici le procédé qui m'a donné les meilleurs résultats: Supposant que les chaînes du Rubli et de la

Gummfluh émergeaient pendant le dépôt du flysch, je superposai comme précédemment une couche dure à une couche molle (mélange d'argile plastique et de limon lacustre) et je les comprimai de 22 centimètres à 19,5 centimètres, jusqu'à formation d'un faible bombement (fig. 5 a, pl. VII), puis je remis une nouvelle couche d'argile molle bien horizontale et je comprimai de nouveau le tout jusqu'à 16,5 centimètres. Le résultat dépassa mon attente, car j'obtins une voûte à *jambages isoclinaux* (fig. 5 b, pl. VII) légèrement déjetée. Les trois lignes verticales, tracées sur l'argile, marquent le mouvement horizontal de celle-ci. Elles ont été placées à égale distance *avant* la compression.

Un autre exemple non moins intéressant est représenté fig. 4, pl. VI. Comme dans l'expérience précédente, un lit d'argile dure fut superposé à une épaisse couche de mélange mou. Le tout fut comprimé de 23 à 18 centimètres; il se produisit une voûte rompue au sommet. De nouvelles couches, d'épaisseur inégale, furent placées des deux côtés de cette voûte, de façon à ce qu'elle dépassât encore l'argile. En comprimant de nouveau jusqu'à 15,5 centimètres, je vis apparaître une voûte écrasée, dont l'un des jambages, celui qui avait été le plus chargé, glissa par dessus l'autre, indiquant ainsi un commencement de chevauchement. Il est de plus à remarquer ici que le déjettement s'est fait du côté de la moindre résistance.

J'ai obtenu un véritable pli écrasé en comprimant une couche d'argile dure superposée à une couche molle. Il est figuré pl. VIII, fig. 11. Ici, l'argile dure s'est détachée de la couche molle et la voûte écrasée est venue s'appuyer contre une seconde voûte en faîte de toit. La voûte aiguë (fig. 9, pl. VIII) a une forte tendance à devenir une voûte écrasée, quoiqu'elle soit loin de ressembler à celles des figures 4 et 5 b.

Si ces expériences m'autorisent à une conclusion, ce serait celle-ci :

Les plis des chaînes du Rubli et de la Gummfluh ont commencé à se former avant le dépôt du flysch. C'est la présence de ce dernier dans les synclinales du jurassique supérieur qui a déterminé l'écrasement des voûtes pendant l'action consécutive du refoulement.

CHAPITRE XVII

Les failles dans le Pays-d'Enhaut. Mécanisme de leur formation.

Si, dans ce travail, je me suis permis de traiter d'une manière un peu trop générale des questions orographiques qui ne sont, en bonne partie, pas nouvelles, il sera, je crois, moins superflu de parler des *failles*. Le sens et la valeur que les géologues des divers pays attachent à ce terme, si malheureusement choisi, sont des plus variables. Ceci paraît un peu inhérent au sens du mot; une faille n'est ordinairement pas visible comme l'est une voûte; on doit la *supposer* et son existence n'est basée que sur des indices extérieurs plus ou moins certains. Il s'est cependant trouvé suffisamment de cas, où, par un heureux hasard, on a pu *voir* des failles, de sorte qu'on peut définir, à peu d'exceptions près, ce qu'il faut entendre par cette expression.

On doit toujours appeler FAILLE une solution de continuité des sédiments, avec déplacement des lèvres de rupture, quelle que soit leur position, et sans qu'elles soient nécessairement écartées. En limitant ainsi le sens du mot faille, il n'y a plus lieu de faire des confusions.

C'est surtout chez les géologues français que l'on trouve des manières fort divergentes d'envisager les failles. M. Ebray¹ professe à leur sujet une opinion qui ne paraît guère plausible. Selon lui, *les failles seraient plus en accord avec les procédés de la nature que les ondulations*. Ce sont elles qui auraient produit le relief des montagnes de la Savoie et du Chablais; il y aurait là différentes failles dont les unes détermineraient les hautes arêtes et les autres les cluses. Il est évident que cette manière de voir est loin d'être démontrée. M. Lory² adhère à une opinion analogue dont nous aurons à nous occuper ailleurs. Comme M. Ebray, ce savant attache aux failles une bien plus grande importance qu'aux plissements et attribue la plupart des chaînes de montagnes à des failles longitudinales qui auraient découpé les terrains en bandes étroites, etc. Je ferai simplement remarquer que M. Alph. Favre ne cite aucune faille

¹ Ebray. *Bull. Soc. géol. de France*, IV, p. 568, 1876, et V, p. 394, 1877.

² *Bull. Soc. géol. de France*, 1875, p. 127. — *Arch. Soc. helv. sc. nat.*, 1877. « Essai sur l'orographie des Alpes occid., » page 10, 1878.

dans certaines parties des montagnes de la Savoie, là où M. Lory en voit en grand nombre.

Tant que la conception des accidents orographiques ne sera pas mieux précisée et généralisée, il ne sera pas possible à la géologie orographique de faire des progrès marqués; ce qui est clair pour les uns est presque incompréhensible pour d'autres. Sur ce point, il reste encore un grand pas à faire dans l'unification de la nomenclature géologique.

Les failles ont souvent joué un singulier rôle dans l'histoire de la géologie. A plusieurs reprises déjà, j'ai eu l'occasion de parler des *failles d'induction*, moyen infallible d'expliquer des questions difficiles. On les représente par des lignes verticales, tracées au travers du point discuté comme un coup de glaive dans le nœud gordien. Si la méthode du roi macédonien peut avoir son bon côté, ce n'est certes pas en géologie, et mieux vaut avouer l'incertitude où l'on se trouve que soutenir l'erreur qu'on ne veut pas reconnaître. Ces failles verticales, auxquelles on attribue parfois un rejet fabuleux, sont encore un héritage de l'ancienne théorie des *soulèvements par poussée verticale*, ou de celle des *affaisements*; elles pouvaient, à la rigueur, s'expliquer de cette façon, mais comment les accorder aujourd'hui avec la théorie du plissement des montagnes par le *refoulement latéral*? Je suis loin, cependant, de vouloir nier totalement l'existence des *failles de crevassement* à rejet vertical, mais je ne puis admettre qu'elles atteignent dans les Alpes les dimensions et l'étendue qu'on leur attribue parfois.

Les failles de grande importance, surtout celles qui jouent un *rôle orographique*, doivent nécessairement être le résultat direct ou indirect de la pression latérale, comme les plissements des couches. Si les formes des plissements sont infinies, celles des failles le sont aussi, et leurs dimensions varient depuis les plus grandes ruptures des massifs calcaires jusqu'aux fissures presque microscopiques des feuilletts schisteux. Je ne parlerai dans ces pages que des *failles orographiques* qui affectent de grandes épaisseurs de terrains, et l'on verra qu'on peut les attribuer, à peu d'exceptions près, aux effets du refoulement latéral. Je me suis efforcé, depuis bien des années, de rechercher *la cause* des failles et leur *mécanisme*, et j'ai vu, autant dans les Alpes que dans le Jura, que les failles de crevassement étaient sans contredit *les plus rares*, tandis que celles produites par le *refoulement* étaient relativement fréquentes.

M. Heim ¹ démontre d'une manière fort intelligible comment un pli exagéré peut passer à une faille; il combat ainsi, sans le vouloir peut-être, la théorie de M. Lory ², qui soutient que les failles ont *précédé* les plis et que les terrains sédimentaires, pressés par le refoulement, sont venus s'adosser contre les gradins élevés par ces failles.

Il me paraît que les failles sont, tout au contraire, en liaison intime avec le plissement des terrains, ce dont je me suis assuré à maintes reprises dans le Jura, et plus encore dans les Alpes du Pays-d'Enhaut, où l'on peut voir, dans maintes chaînes, *des failles et des voûtes se remplacer alternativement*, fait qui prouve leur origine commune!

Je distingue 3 sortes de failles :

- 1° *Les failles de crevassement* (Spaltenverwerfungen).
- 2° *Les failles de plissement* (Faltenverwerfungen).
- 3° *Les failles chevauchées* ou *chevauchements* (Ueberschiebungen).

Toute faille répondant à la définition énoncée plus haut pourra toujours être rangée dans l'un ou l'autre de ces trois groupes.

Failles de crevassement.

Paraclases de M. Daubrée, Spaltenverwerfungen.

Ce sont de simples ruptures des terrains sédimentaires. Le rejet se fait dans un plan vertical, ou tout au moins sensiblement perpendiculaire aux strates. J'en figure un exemple pl. V, fig. 4. Suivant la disposition des couches, les paraclases sont anticlinales, isoclinales, synclinales, etc. Les couches faillées sont toujours en contact par la tranche.

Les failles longitudinales du Jura ne rentrent pas dans ce groupe, mais dans le groupe suivant. Une seule fait exception, celle de la montagne du Vuache, près Genève, qui est fort extraordinaire, et dont j'espère pouvoir m'occuper plus tard. Les failles transverses y sont plus nombreuses; elles résultent du soulèvement inégal de deux tronçons de chaîne, équivalent à un affaissement.

¹ *Mechanismus der Gebirgsbildung*, pl. XV, fig. 14. T. II, p. 44, etc.

² Lory. *De l'orographie des Alpes de la Savoie et du Dauphiné.*

Au Pays-d'Enhaut les failles de crevassement sont excessivement rares et ne paraissent pas être en relation directe avec le refoulement latéral. Celles du Rubli et de la Laitmaire sont dues à l'*affaissement d'une assise chevauchée*. Les petites failles du Rocher à pointes ont la même origine. Il est possible cependant que certaines failles de crevassement aient eu pour cause le refoulement latéral; elles peuvent se produire dans des *chevauchements incomplets*, comme le montre la fig. 18, pl. IX, en *a*; dans ce cas le plan du rejet n'est jamais perpendiculaire aux strates.

Les failles paraclases sont superficielles et n'atteignent jamais une grande profondeur.

Je me suis souvent demandé si les voûtes vides qui se produisent fréquemment dans les expériences, avaient leurs analogues dans la nature. Leur existence permettrait d'expliquer la formation de beaucoup de failles de crevassement, par suite de l'effondrement de telles cavernes. Il est fort probable que la pesanteur des terrains sédimentaires, presque nulle dans les expériences, ait empêché la formation de ces cavernes, ou qu'un affaissement lent des couches ait comblé celles qui auraient pu se produire.

Les failles de plissement

Faltenverwerfungen

Sont intimement liées aux plissements. Elles se forment par suite de l'écrasement du jambage médian d'un pli en S très accentué et déjeté. Lorsque cet écrasement n'est pas fort avancé, il en résulte une sorte d'intermédiaire entre le pli et la faille, que j'avais l'habitude de nommer *étrangement*. L'exagération des failles de plissement forme passage aux chevauchements (fig. 5 *c*, pl. V).

Les failles de plissement sont très fréquentes dans le Jura, et l'on doit considérer comme telles la plupart des *failles longitudinales* de cette chaîne, comme celle du flanc N-E du Val-de-Travers et celle de la vallée de la Valserine, entre Mijoux et la Mantière, qui passe à un chevauchement près de Chézery.

Les Alpes du Pays-d'Enhaut ont subi des bouleversements trop considérables pour qu'on puisse y observer des failles de plissement bien tranchées. De plus, lorsqu'un pli s'est disjoint,

les couches paraissent s'être immédiatement chevauchées; il n'est pas douteux, cependant, qu'un étranglement des couches ait précédé leur dislocation. Les figures théoriques (5 *a*, *b* et *c*, pl. V) montrent le passage d'un pli très aigu à une faille de plissement, et l'on conçoit facilement qu'il en puisse résulter des chevauchements tels que ceux des Alpes du Pays-d'Enhaut.

Expériences.

Quand on comprime fortement une couche d'argile dure entre deux couches d'argile molle, la couche supérieure s'amincit très souvent au point de courbure de la couche dure (pl. VI, fig. 1, en *b*). Le même effet se produit, mais avec une intensité plus grande encore, lorsque la couche d'argile dure est chevauchée (en E fig. 12 et 13, pl. VIII).

Dans l'expérience 18, pl. IX, il s'est formé un véritable étranglement des couches au point D, où la couche d'argile dure (4) a été littéralement laminée par suite du chevauchement de la couche 2.

Failles chevauchées ou chevauchements.

Ueberschiebungen.

Les chevauchements résultent sans contredit du refoulement latéral et surtout du refoulement superficiel dont j'ai déjà parlé plus haut. Notre région en renferme des exemples remarquables qui justifient une étude plus détaillée de cette question. Du reste, les chevauchements ne sont pas localisés dans les Alpes du Pays-d'Enhaut; des études plus spéciales en feront découvrir dans d'autres parties des Alpes, et l'on verra que beaucoup de failles telles qu'on les comprend d'habitude ne sont que des chevauchements. M. le professeur Alb. Muller ¹ en a déjà fait connaître plusieurs dans le Jura bâlois et bernois, aux environs de Reigoldswyl et de Bretzwyl, ainsi qu'au Mont-Terrible.

Les chevauchements diffèrent des failles de crevassement et de plissement en ce que le contact des deux lèvres de rupture ne se fait plus par la tranche des couches, mais par leur *surface*,

¹ Alb. Muller. *Ueber anormale Lagerungsverhältnisse im westl. basler Jura*. Verhandl. d. Naturf. Gesellsch., Basel 1877, p. 428, et 1859, p. 348.

l'une des lèvres buttant contre la *surface* du banc disjoint. Il en résulte que les chevauchements embrassent toujours *une série de couches nettement limitée*, tandis que leur dislocation horizontale, c'est-à-dire leur *rejet*, est pour ainsi dire *illimité*.

D'après la disposition des bancs chevauchés, je distingue dans les Alpes du Pays-d'Enhaut trois sortes de chevauchements :

- Les chevauchements anticlinaux (et latéraux).
- Les chevauchements isoclinaux.
- Les chevauchements synclinaux.

Chevauchements anticlinaux. Ils atteignent dans la chaîne des Gastlosen le massif calcaire du malm avec une faible épaisseur des couches bathoniennes à Mytilus. Tout fait supposer qu'on doit chercher l'origine de ces chevauchements dans une voûte disloquée, dont le jambage sud a été poussé par dessus le jambage nord, de manière à ce que les couches à Mytilus reposent sur le flysch qui est lui-même renversé.

Au Rocher de la Raye, le chevauchement anticlinal passe à un pli déjeté au nord et les couches du jambage nord tendent à se chevaucher par-dessus le jambage sud (chevauchement latéral). Depuis la Laitmaire jusqu'à Gerignoz, la partie supérieure de l'arête a été enlevée par l'érosion et l'on peut voir que *le chevauchement a pour base un pli anticlinal déjeté* (profil 5, B). Ces faits démontrent qu'il faut attribuer la cause des chevauchements au refoulement latéral.

Le rejet de ces chevauchements doit atteindre, dans quelques cas, *plus de 1000 mètres*. Il semble que les couches à Mytilus qui sont à la base du massif ont été favorables à cette dislocation en facilitant, par leur nature plus marneuse, le glissement de la partie chevauchée sur les couches restées en place.

On ne rencontre aucun chevauchement dans la chaîne du Rubli, bien que les conditions stratigraphiques aient été à peu près les mêmes. Il faut admettre que les chevauchements anticlinaux se produisent de préférence dans des couches très compactes, mais relativement peu puissantes, reposant sur une série importante de couches marneuses (couches à Mytilus, lias).

L'arête chevauchée qui relie la Laitmaire au Rocher de la Raye est encore aujourd'hui presque entièrement recouverte de flysch. Ceci nous autorise à supposer que ce terrain recouvrait jadis *toute cette chaîne* et que le chevauchement qu'elle a subi a

dû s'accomplir *dans l'intérieur de la masse du flysch* qui enveloppait de toutes parts la chaîne calcaire. Il n'en a pas été de même pour le Rubli et la Gummfluh. Si ces chaînes sont des voûtes écrasées, c'est qu'elles étaient appuyées, c'est-à-dire pressées des deux côtés par le flysch des synclinales, tandis que la voûte des Gastlosen, totalement recouverte de flysch, s'est chevauchée *parce qu'elle ne pouvait pas s'accentuer comme voûte*. A voir les formes hardies des Pointes des Pucelles, de la Dent de Ruth et surtout des Gastlosen (prof. I), on ne peut croire que cette étroite paroi calcaire, découpée aujourd'hui en pics élancés et en aiguilles souvent inaccessibles, ait pu se redresser ainsi jusqu'à la verticale sans s'affaisser; on est forcé d'admettre que cette arête a dû se former au sein d'une masse peu résistante, qui l'enveloppait et l'étayait de tous côtés, et que l'érosion a enlevée plus tard, mettant à nu les rochers vertigineux de l'arête calcaire. Cette masse molle ne pouvait être que le flysch qui atteint une grande épaisseur dans cette région, puisqu'il forme encore maintenant des sommités voisines dépassant parfois en altitude l'arête des Gastlosen.

Diverses circonstances plaident en faveur de cette hypothèse. Le prof. 3, pl. II, montre l'arête chevauchée arrivant juste à fleur du flysch. A la Laitmaire, le massif chevauché, au lieu d'être vertical, est couché et semble reposer horizontalement sur le flysch qui a un prolongement bien plus fort (prof. 5).

Si l'on se représente le mécanisme des chevauchements dans des conditions telles que je les suppose, il ne sera pas difficile d'admettre que *la formation d'une voûte calcaire, même écrasée, au sein d'une masse de flysch devait rencontrer une résistance infiniment plus grande que celle d'un chevauchement*. En effet, dès que la voûte, en se rompant au moment où la force re-foulante atteignait son maximum d'intensité, eut permis la formation d'un chevauchement, celui-ci prit naissance, car il était bien plus difficile au massif calcaire de soulever la lourde charge de flysch qui le surmontait, que de pénétrer dans la masse relativement molle de ce terrain, à l'instar d'un soc de charrue s'enfonçant dans la terre. La poussée horizontale pouvait ainsi se faire jour facilement.

Je me résume. *Il paraît certain que les chevauchements de la chaîne des Gastlosen, jusqu'à la Laitmaire, dérivent d'une voûte préexistante qui n'a pu se développer, parce qu'elle était chargée d'une grande masse de flysch, et qui s'est disjointe et transformée*

en chevauchement anticlinal (à l'exception du chevauchement isoclinal du Rocher de la Raye). Il est bon de rappeler que la poussée latérale paraît avoir agi essentiellement sur le massif du malm et sur le flysch qui le recouvre, tandis que dans le lias le refoulement a sans doute été compensé par des plis intérieurs tels que je les figure théoriquement pl. V, fig. 6 *a* et *b*.

Expériences.

Comme précédemment, j'ai disposé mes expériences de façon à me rapprocher autant que possible des conditions stratigraphiques de la chaîne des Gastlosen, afin de voir s'il se produirait des chevauchements pareils à ceux qu'on y rencontre. La masse du flysch fut simulée par un mélange d'argile et de limon lacustre. La couche représentant le massif calcaire devait avoir une consistance particulière qui lui permît de se briser facilement, sans être cependant trop peu consistante. Dans les expériences précédentes, j'avais remarqué qu'une couche d'argile, même passablement sèche et dure, se rompait avec peine, parce qu'elle se ramollissait, pendant l'opération, au contact de l'argile plastique qui la faisait adhérer à la couche inférieure. Je voulus remplacer l'argile dure par une couche de plâtre, mais cela ne réussit pas, car il est trop difficile de saisir le moment de solidification de cette substance, qui présente en outre l'inconvénient d'absorber l'eau des couches d'argile et d'empêcher ainsi leur adhérence. Forcé d'en revenir au procédé primitif, je préparai des couches d'argile fine que je fis sécher complètement; puis, au moment de l'expérience, je les humectai graduellement au moyen d'un pinceau. L'argile ainsi traitée adhère facilement aux autres couches, sans reprendre sa plasticité et sa ténacité première. Ces plaques, épaisses de 5 centimètres, furent placées entre deux couches de mélange, longues de 23 centimètres. En comprimant, j'eus le plaisir de voir de légères bosses se former dans l'argile dure qui finit par se rompre obliquement. Une des moitiés de la couche glissa par dessus l'autre, en refoulant devant elle la masse molle qui la recouvrait. La couche inférieure se plissa légèrement, surtout au-dessous du point de rupture, où elle augmenta sensiblement d'épaisseur.

Les figures 12, 13 et 14, pl. VIII; 15 et 16, pl. IX, rendent compte des résultats obtenus. La longueur primitive et l'épaisseur des couches d'argile sont indiquées pour chaque figure.

Comme la pesanteur n'agit pas avec autant d'intensité dans ces expériences que dans la nature, il peut arriver que la couche supérieure soit écartée par le chevauchement et qu'il se produise une caverne.

Quelquefois la voûte primitive a été totalement oblitérée (fig. 14 et 16), ou bien la rupture ne s'est pas faite à la courbure anticlinale. Parfois il ne s'est même pas formé de voûte (fig. 13, pl. VIII), mais la couche dure s'est rompue et chevauchée sans se plisser, ce qui aurait pu donner naissance à un *chevauchement isoclinal*.

L'expérience 12, pl. VIII, est remarquable, quoique disposée un peu autrement que les précédentes. La couche d'argile dure a été posée directement sur la plaque de caoutchouc, rendue adhérente et recouverte d'une couche molle. Par la compression, il s'est formé d'un côté un chevauchement et de l'autre un pli écrasé et couché dans le sens du chevauchement, ce qui fait voir la liaison entre ces deux sortes de dislocations.

Je figure (pl. IX, fig. 18) une autre expérience à cause des dislocations singulières qu'elle présente. Il y a cinq couches d'argile, trois couches molles (mélange d'argile et de limon) et deux couches dures préparées comme il vient d'être dit. Le tout fut comprimé de 23 à 18 centimètres. J'obtins un chevauchement anticlinal dans la couche 2, un pli aigu dans les couches 3, 4 et 5, et un étranglement de la couche 4, en D. La poussée produite par le chevauchement (2) étant plus considérable que celle d'une voûte, les couches supérieures, qui formaient un pli et ne s'élevaient qu'à la moitié de la hauteur de la partie chevauchée, ont dû nécessairement s'écarter et se rompre. C'est probablement pour le même motif que la couche 4 a été déchirée en D et la couche 3 en c. La petite faille en a a été produite par la résistance que les couches supérieures opposaient au chevauchement. Il est douteux que des dislocations semblables se rencontrent dans la nature.

Comme plusieurs des chevauchements anticlinaux obtenus par l'expérience n'ont pas commencé par des voûtes, il serait possible qu'il s'en soit formé de pareils dans les terrains sédimentaires. Rien ne permet cependant de soutenir qu'ils se sont produits de cette manière plutôt que de celle expliquée par les figures théoriques 6 a et b, pl. VI. Du reste, mes expériences ne font connaître qu'un nombre restreint de formes; elles ne peuvent reproduire toutes les formes multiples qu'on pourra trouver dans les Alpes, où les conditions varient à l'infini.

Chevauchements latéraux. J'ai donné ce nom à des chevauchements anticlinaux formés par le redressement de l'un des jambages d'une voûte couchée et rompue, par dessus cette voûte et en sens inverse du déjettement. Des chevauchements de ce genre ne peuvent se produire que *par l'affaissement* d'une voûte sur l'un de ses côtés. Ils sont donc passablement différents des chevauchements anticlinaux proprement dits. Leur mode de formation est clairement démontré par la présence simultanée de ces deux sortes de chevauchements dans la chaîne du Rocher de la Raye (prof. 2, pl. II). J'en ai représenté le mécanisme probable par la figure théorique 6 c, pl. V. La voûte du malm, rompue jusqu'aux couches à Mytilus, s'est déjetée au N-W par suite d'une poussée violente venant du S-E. (Cette poussée est prouvée par le chevauchement isoclinal de toute la chaîne.) Puis la voûte s'est affaissée et le jambage N-W, en position verticale, a glissé par dessus le jambage S-E, ce qui est très apparent sur les lieux (prof. 2). Le mouvement d'affaissement a sans doute été compensé dans l'intérieur par des contournements des couches marneuses (lias?) qui forment, avec les couches à Mytilus, le noyau de la voûte déjetée.

Le rejet des chevauchements latéraux n'est pas illimité comme celui des chevauchements anticlinaux; il reste toujours dans des limites restreintes qui dépendent de l'affaissement de la voûte.

Le chevauchement latéral du Rocher de la Raye m'explique maintenant la position des couches du Valangien inférieur, au pied de l'escarpement du Salève, près du Coin sur Archamp, où elles sont redressées contre le jurassique supérieur. Le Salève étant formé d'une voûte couchée vers le nord, le redressement du Valangien doit être attribué à la même cause que celui du Rocher de la Raye. Du reste, les failles qu'on peut voir dans l'escarpement et qui ont un rejet inverse au déjettement des couches, prouvent que la voûte du Salève s'est affaissée sur elle-même.

Chevauchements isoclinaux. Il n'y a qu'un pas des chevauchements anticlinaux aux chevauchements isoclinaux, dans lesquels l'une des parties chevauchées recouvre l'autre de façon à ce que les couches soient à peu près parallèles, comme s'il y avait superposition régulière.

Le plus bel exemple de chevauchement isoclinal que je con-

naisse se rencontre au Rocher de la Raye. Il est facile à constater et bien compréhensible; son rejet ne me paraît pas être en dessous de 800 à 1000 mètres. Il se trouve à l'endroit même où le chevauchement anticlinal de cette chaîne est remplacé par une voûte déjetée, accompagnée d'un chevauchement latéral à faible rejet, ce qui prouve que le chevauchement isoclinal du flanc sud-est contrebalance le chevauchement anticlinal qui manque sur ce point. (Profil 2.)

Expériences.

Il n'est guère besoin de donner des explications sur les chevauchements isoclinaux. J'en ai obtenu dans l'expérience figurée pl. IX, fig. 16, en *a*. Le chevauchement anticlinal qui s'est produit dans cette même expérience aurait pu former, en s'affaissant, un chevauchement isoclinal; il en est de même pour la plupart des essais où la couche supérieure s'est décollée en formant une caverne (fig. 13 et 14, pl. VIII).

Chevauchements synclinaux. Cette forme de chevauchement, assez rare du reste, n'existe pas, à mon savoir, dans les Alpes du Pays-d'Enhaut. On devrait peut-être la ranger dans le groupe des failles de plissement, car le seul exemple que j'en connaisse et qui se trouve dans la vallée de la Valserine près de Chésery, se rattache à la longue faille de plissement qui longe le pied occidental de la première chaîne du Jura, déjetée au nord-ouest. Cette faille est si accentuée que l'urgonien semble pénétrer, comme un fer de charrue, dans le terrain oxfordien de la voûte presque couchée.

J'ai obtenu un chevauchement semblable par l'expérience. J'en fus d'autant plus surpris que je ne le cherchais pas. Ce cas est représenté pl. IX, fig. 17. Deux couches d'argile, dont l'une, très molle, supportait une couche plus dure épaisse de 0,5 cm., furent comprimées de 22,5 cm. à 15,4 cm. Il se forma trois voûtes; la médiane se compliqua d'un *chevauchement synclinal* qui prit naissance à l'angle de la courbure synclinale, de sorte que le jambage sud de la voûte voisine pénétra dans la masse molle du noyau de la voûte médiane. Le chevauchement n'eut lieu que d'un côté, car du côté opposé la synclinale est complète; par contre, la voûte est plus élevée en *a* qu'en *b*.

Conclusions.

Les dislocations du sol croissent d'intensité en approchant de la surface du sol. Dans les couches profondes le refoulement produit surtout des plissements intérieurs, tandis que les ruptures se trouvent à la superficie et surtout dans les terrains compacts. Si les couches plastiques ont été faillées, c'est qu'elles ont été *entraînées* dans le mouvement des couches compacts.

La classification des dislocations des couches, telle que je la propose, m'a paru la plus logique et la plus en accord avec les faits autant qu'avec les idées actuellement admises.

La cause des failles et des plissements doit être unique, puisque nous avons pu constater qu'il y avait partout des passages insensibles entre les failles et les plissements (sauf pour quelques failles d'affaissement). Ce même refoulement latéral qui, sur un point, a produit un simple *pli*, a donné naissance ailleurs à une *faille* quelconque : étranglement, chevauchement, etc., etc. Nous avons également pu voir qu'il y a des transitions entre les divers groupes de failles. Il en résulte que la classification que j'ai admise est, comme toute classification, un peu artificielle, mais comme il n'y a rien d'absolu dans la nature que la vérité, je serai satisfait si j'ai pu m'en rapprocher ¹.

¹ Les importantes recherches de M. Daubrée (*Comptes-rendus Acad. d. Sciences*, 1878, etc.) démontrent que certaines *failles* ne sont pas l'effet direct du refoulement latéral. C'est en particulier le cas pour les *réseaux de failles* si bien constatés dans les bassins houillers. Ces failles sont toutes des *failles de crevassement* ou *paraclases* et appartiennent, quant à leur mécanisme, à toute une autre catégorie que celles dont il est question dans ce travail. Le Pays-d'Enhaut ne m'a pas révélé de semblables dislocations; il est même probable qu'il n'en existe pas dans toute la chaîne des Alpes. Je me range donc entièrement à l'opinion de M. Daubrée qui les attribue à un effet de *torsion* sur des couches relativement cassantes. J'admets d'autant plus volontiers la théorie de ce savant qu'elle est la seule qui puisse expliquer le mécanisme de formation des réseaux de failles parallèles ou entrecroisées dont les Alpes, tout autrement bouleversées, ne présentent pas d'analogues, si ce n'est dans les extrêmes fissures de bancs calcaires fortement ployés et parfois même tordus.



B. Hydrographie du Pays-d'Enhaut.

CHAPITRE XVIII

Recherches sur l'origine des vallées.

On divise ordinairement les vallées des régions montagneuses en *vallées longitudinales* et en *vallées transversales*. Les premières sont déterminées par les replis des terrains, c'est-à-dire par la disposition des chaînes de montagnes. Les secondes, au contraire, coupent ces chaînes sous des angles variables. Toutes les dépressions, appelées vallées, *sont dues essentiellement à l'érosion*, quelle que soit leur direction par rapport aux chaînes.

Dans l'étude de l'hydrographie du Pays-d'Enhaut, nous aurons donc à nous occuper de l'un des agents qui ont déterminé le relief des Alpes, savoir de *l'érosion*, et tout spécialement de l'érosion fluviale dont le précurseur est toujours l'érosion atmosphérique. Celle-ci ne peut entrer dans le cadre de cette étude; il en a été dit quelques mots à l'occasion des terrains d'alluvion, des éboulements, etc. Son action ne présente, du reste, aucun phénomène particulier dans le Pays-d'Enhaut.

Le but que je me propose de poursuivre est de fixer le rapport qui doit exister entre la disposition des terrains dans leur état de plissement et la direction que suivent les principaux cours d'eau.

En examinant à un point de vue tout à fait général l'orographie des Alpes du Pays-d'Enhaut vaudois et des régions fribourgeoises qui bordent la plaine suisse, on se demande involontairement pourquoi les deux principaux cours d'eau de cette contrée ont traversé plusieurs hautes chaînes calcaires, au lieu de suivre les synclinales en fond de bateau qui devaient leur offrir des conditions bien plus favorables d'écoulement et d'érosion, puisqu'elles sont habituellement comblées par les terrains argileux et marneux du flysch. Quiconque connaît les longues vallées longitudinales du Jura est surpris de voir que dans les Alpes les principaux cours d'eau suivent rarement les synclinales et que celles-ci sont le plus souvent réduites au rôle de vallées *accessoires* (secondaires). Ce n'est qu'en examinant attentivement

la chose, et en reconstituant par la pensée la masse des terrains que l'érosion a enlevée, qu'on parvient à se rendre compte d'un phénomène qui paraît si étrange au premier abord.

Dès longtemps, l'origine des vallées a préoccupé les géologues. Je n'ai pas l'intention de faire un commentaire de toutes les idées émises à ce sujet. Je ferai simplement remarquer qu'on commet une erreur en n'attachant que peu d'importance aux effets de l'érosion. Les petites rivières contrastent singulièrement avec les gorges profondes au fond desquelles elles coulent. On en a conclu qu'il fallait attribuer la direction des cours d'eau à des canaux formés d'avance que les eaux auraient suivis parce qu'ils se trouvaient justement sur leur passage. Ceci peut être admissible lorsqu'il s'agit du Jura, où beaucoup de vallées longitudinales sont de véritables *vallées de plissement*. Mais la structure des Alpes est bien différente de celle du Jura et les lois de l'hydrographie n'y sont pas les mêmes. L'erreur consiste en ce qu'on n'a tenu aucun compte du temps. Quelque faible que soit le volume d'un cours d'eau, son action prolongée ne sera plus proportionnée à son volume.

Les vallées transversales, les cluses, si nombreuses dans les Alpes et si apparentes dans la région qui nous occupe, ne peuvent être considérées comme ayant été formées d'avance. Et cependant toutes les vallées transversales furent pendant longtemps attribuées à des ruptures qui auraient joué dans les Alpes le même rôle que certaines vallées de plissement dans le Jura. Ces vallées transversales furent appelées *vallées de rupture* (Spaltenthäler), par opposition aux *vallées de plissement*. Leur origine devait être une crevasse profonde, atteignant presque au niveau actuel des vallées, et que l'eau n'avait eu qu'à élargir et à agrandir. Cette théorie est encore admise par beaucoup de géologues français. M. Lory ¹ attribue toutes les vallées transversales à des coupures (cassures) élargies par les eaux. Il base sa thèse sur le fait que sur les deux côtés de ces coupures le plongement des couches, leur niveau et la direction des chaînes présentent parfois des changements très sensibles. Ces circonstances se retrouvent aussi dans le Pays-d'Enhaut, mais je leur attribue une toute autre cause, ainsi que je le démontrerai plus loin. M. Ebray est encore plus absolu; il attribue tout simplement les cluses à des failles (loc. cit.). Quelque ex-

¹ *Sur l'orographie des Alpes occidentales*, 1878, p. 39, etc.

plicités que soient les observations de ces géologues, dont le nom fait autorité, je ne puis admettre leurs conclusions et j'attribue les vallées transversales, de même que les vallées longitudinales des Alpes, *au seul effet de l'érosion*, me ralliant ainsi aux opinions si brillamment défendues par MM. Rutimeyer, Heim ¹, etc., dont les travaux ont jeté une vive lumière sur la question si obscure de l'origine des vallées.

La théorie de l'origine des vallées transversales par rupture rencontre une première et grave objection. On devrait, en effet, trouver actuellement des ruptures transversales où nul cours d'eau n'ait encore passé. Mais on n'en connaît nulle part. Dans le Pays-d'Enhaut, où les principaux cours d'eau traversent de nombreuses séries de cluses, il n'existe, en dehors de celles-ci, aucune coupure ni rupture transversale, même d'une profondeur insignifiante. Dans les endroits les plus ravinés de la chaîne de Cray, dont les deux flancs sont entamés par des *ruz* qui se rejoignent souvent sur l'arête, l'intérieur de la montagne ne présente aucune rupture transversale. Si de telles coupures existaient, elles seraient encore visibles, ce qui n'est aucunement le cas.

Du reste, ces ruptures transversales ne peuvent être, comme les failles, que des phénomènes superficiels et n'atteignent que des couches dures.

Au sujet de la chaîne de Cray, M. B. Studer se demande pourquoi la Sarine a traversé cette haute chaîne, au N-W de Château-d'Œx, par une cluse très profonde, au lieu de suivre à l'ouest la synclinale qui ne renferme que du flysch, terrain facile à entamer. Ne pouvant expliquer par l'érosion seule ce singulier phénomène, M. Studer a admis que ces cluses, et d'autres du même genre qu'on rencontre dans les Alpes, ne pouvaient avoir l'érosion pour cause unique, mais qu'elles étaient originellement de grandes crevasses. Or la chaîne de Cray, formée de deux voûtes presque droites, ne présente, comme je viens de le dire, aucune crevasse transversale dès la Hochmatt jusqu'au Mont-Arvel. Des crevasses pareilles peuvent par contre exister dans les plis déjetés et couchés, ce qui s'explique assez facilement; mais elles n'y sont qu'accidentelles, et l'on ne rencontre jamais sur toute une série de chaînes une suite de crevasses régulières et disposées en ligne presque droite, comme

¹ Rutimeyer, *Ueber Thal und Seebildung*, 1869. — Heim, *Mechanismus*, I.

le sont les cluses que traversent la Sarine, l'Hongrin, la Jogne, etc.

On conçoit aisément que les principaux cours d'eaux, qui suivent les canaux les plus profonds, soient aussi les plus anciens. Leur direction donne, à priori, celles des premiers cours d'eau. Or, la direction des principales rivières du Pays-d'Enhaut est, sur une certaine longueur, transversale aux chaînes, en allant de l'est à l'ouest (Sarine, Hongrin, Jogne). Ces rivières ont été formées les premières; tous les autres affluents qui coulent dans des vallons anticlinaux ou synclinaux sont de formation secondaire. Nous arrivons ainsi à la conclusion suivante : *Puisque les principaux cours d'eau, qui sont nécessairement aussi les plus anciens, ont creusé des vallées transversalement aux chaînes de plissement, il s'ensuit que la disposition de ces dernières n'a pas été la cause directrice des cours d'eau des Alpes comme c'est le cas pour ceux du Jura.* Les vallées longitudinales (anticlinales et synclinales) des Alpes, pour la plupart de formation secondaire, étant occupées par des cours d'eau de faible volume, affluents de l'une des artères principales, il semble évident que ces vallées ne sont pas des vallées de plissement ou de rupture, mais des vallées d'érosion, puisque la direction des premiers cours d'eau n'a pas été influencée par le plissement.

Essayons de nous représenter les Pré-Alpes au moment de leur émergence. Le plissement des terrains, qui avait commencé avant le dépôt du flysch et s'était continué pendant la formation de celui-ci, n'était pas encore achevé. Cette émergence a dû coïncider avec le commencement de la période miocène. La chaîne des Hautes-Alpes (Diablerets, Oldenhorn, etc.) et toutes les Alpes cristallines étaient déjà sans doute émergées et devaient présenter un plissement plus avancé que celui des Pré-Alpes. Il est en outre assez certain que l'émergence s'est effectuée, comme le plissement, depuis le centre des Alpes vers les bords, qui ont été les derniers à émerger et à recevoir leur plissement définitif.

L'émergence des Alpes en général est attribuée d'habitude à un mouvement de bascule, auquel correspondrait un affaissement d'une autre région. Ceci peut être vrai. Il est aussi possible que l'émergence soit précisément due à l'augmentation d'épaisseur des couches profondes, correspondant au plissement des couches superficielles.

Considérant que de grandes masses de flysch éocène remplissent encore actuellement la plupart des synclinales et y atteignent des altitudes égales sinon supérieures à celles des anticlinales, nous sommes en plein droit d'admettre qu'au moment de l'émersion les synclinales étaient, à peu d'exceptions près, totalement comblées par ces dépôts, en sorte que la surface émergée ne présentait qu'un relief peu accidenté. Cette assertion est d'autant plus justifiée que rien ne nous permet de supposer qu'au moment de l'émersion le plissement des couches ait été totalement achevé; il est, au contraire, assez probable que le plissement définitif des Alpes n'a eu lieu que vers la fin de l'époque miocène, ou même plus tard, ou qu'il n'est pas encore terminé, puisque on y rattache souvent la fréquence des tremblements de terre dans le voisinage des Alpes.

Ce sont donc les accidents superficiels, existant au moment de l'émersion, qui ont seuls influencé la direction première des cours d'eau.

La plupart des voûtes calcaires paraissent avoir été recouvertes par les terrains éocènes, à l'exception des chaînes de la Gummfluh, du Rubli et du Mont-d'Or, qui ne sont traversées par aucun cours d'eau, et qui, malgré leur déjettement et les dislocations qu'elles ont subies, ne présentent aucune coupure ou crevasse transversale. Ce fait même explique pourquoi la Tourneresse, qui se dirige d'abord du S au N vers la Gummfluh, se détourne au pied de cette chaîne pour la suivre jusqu'à l'endroit où les Rochers de Coumattaz et le Rocher du Midi s'abaissent rapidement, et là, reprenant son ancienne direction du S au N, traverse en ligne presque droite deux voûtes calcaires des plus apparentes.

Le parcours de la Sarine entre Gessenay et Montbovon est encore plus intéressant. Cette rivière, à partir de Gessenay, traverse d'abord au Vanel un petit repli du crétacé supérieur, puis entrecoupe, sans changer de direction, l'arête de la Laitmaire (chaîne des Gastlosen), traverse *obliquement* la synclinale de Château-d'Ëx, où elle ne suit pas du tout le thalweg, et se jette près de la Chaudanne dans la cluse de Rossinières, qui coupe le double pli de la chaîne de Cray, pour en ressortir près de Montbovon. Remarquons, en outre, que la direction de cette cluse ne forme pas un angle droit avec celle de la chaîne, mais qu'elle est oblique à celle-ci. Ce n'est que près de la Tine, où la

Sarine se dirige vers la synclinale de Montbovon-Grandvillars, que la cluse devient plutôt transverse à la chaîne.

Le cours de l'Hongrin offre les mêmes particularités. Comme la Tourneresse, il coule d'abord du sud au nord, en se dirigeant sur le Mont-d'Or, se détourne à l'est et reprend ensuite sa direction primitive pour franchir cette arête à son point le moins élevé. Dès lors, son cours est assez semblable et presque parallèle à celui de la Sarine. Après avoir entamé la partie supérieure de la voûte des Monts-Chevreuil, il traverse la chaîne de Cray entre la Dent de Corjon et les Rochers de Naye et va se jeter dans la synclinale de Montbovon où il rejoint la Sarine.

La Jogne, qui coule au nord de la Sarine, suit sur une longueur d'environ 10 kilomètres le pied sud de l'arête des Gastlosen qu'elle traverse ensuite par une étroite cluse et n'entre-coupe pas moins de cinq voûtes importantes, sans faire aucun détour notable, avant d'aller se rallier à la Sarine près de Bulle.

S'il est difficile de croire qu'un cours d'eau puisse rencontrer sur son passage une série presque rectiligne de crevasses ou coupures toutes prêtes à le recevoir, il serait absurde de supposer que ce fait ait pu se répéter pour ces trois rivières indépendantes, l'Hongrin, la Sarine et la Jogne, qui traversent les mêmes chaînes, avec la même direction, et à une assez grande distance les unes des autres. *La nature ne peut avoir de telles préméditations. Il est évident que ces séries de cluses ne sont pas le fait de ruptures, mais qu'elles ont été creusées par les eaux mêmes qui les traversent, c'est-à-dire qu'elles sont dues à l'érosion.* La direction des rivières a été déterminée par la pente maximale de la surface émergée; c'est en suivant cette pente que les premiers cours d'eau se sont creusés leur lit. Ainsi, la gorge du Pissot, au fond de laquelle coule la Tourneresse entre l'Étivaz et les Moulins, n'a certainement pas pu provenir d'une crevasse, puisque la rivière a dû traverser les terrains du flysch sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, *avant d'atteindre les deux voûtes calcaires qu'elle a profondément entamées.*

Comme je viens de le dire, l'érosion par les cours d'eau a commencé aussitôt après l'émersion; elle a donc agi *pendant toute la période miocène*, preuve en sont les énormes amas de graviers et autres terrains de charriage qui composent le ter-

rain miocène du plateau suisse et dont les matériaux les plus grossiers se sont déposés le long du pied des Alpes ¹.

C'est pendant cette période que l'érosion fut la plus rapide, puisqu'elle attaquait surtout les terrains peu résistants du flysch. Mais comme les Pré-Alpes étaient encore en voie d'émer-sion et de plissement, l'action de l'érosion a dû être modifiée par ces deux facteurs, sans qu'on puisse en préciser la portée. Les parties voisines des Hautes-Alpes émergèrent plus tôt que celles des bords, et les cours d'eau purent facilement passer par dessus les plis et les voûtes, mais celle-ci s'accrochèrent de plus en plus, en même temps que les eaux commencèrent à les entamer. Pour cette cause même, l'érosion devint plus active, tout en se localisant. Tant que la pente fut égale, comme devait l'être celle des Pré-Alpes après leur émer-sion, l'érosion fut uniforme et proportionnelle à la masse d'eau; mais à mesure que l'émer-sion s'avança et que les plis s'accrochèrent, *il dut se former une chute plus forte au bord des Alpes*. Or, l'intensité de l'érosion, qui est le travail de l'eau en mouvement, dépend à la fois de la masse d'eau et de la hauteur de la chute. La valeur de ces deux facteurs étant la plus grande au bord des Alpes, c'est aussi là que l'érosion fut la plus rapide. Elle diminuait d'intensité en se rapprochant de la source. J'en conclus que si de nos jours l'érosion avance avec une lenteur extrême, c'est parce que *la plus forte chute* se trouve maintenant près de la source des rivières, là où leur volume d'eau est le moindre. *Dans les montagnes, l'érosion fluviale est donc en voie de régression, quoique le volume d'eau soit peut-être demeuré le même*, ce qui paraîtra fondé, si l'on considère que ce volume ne dépend pas de la hauteur des montagnes, mais uniquement de la grandeur du bassin hydrographique et de la quantité d'eau qui tombe annuellement sur l'unité de surface. Nous pouvons considérer cette quantité d'eau comme étant restée sensiblement constante dès l'ère tertiaire.

Tous les grands phénomènes d'érosion qui nous paraissent aujourd'hui si surprenants, ont été accomplis à une époque où le produit de la masse d'eau et de la vitesse acquise par la chute (Mv^2) avait une valeur maximale bien plus grande que

¹ J'ai fait connaître l'existence de dépôts analogues au pied du Jura vaudois, où ils sont composés de matériaux provenant du *jurassique supérieur, du crétacé et du sidérolithique* (éocène), et renferment des fossiles d'âge miocène inférieur. (*Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, 1880, t. XVI, 609, etc.)

de nos jours, où elle est en voie de diminution¹. Plus l'érosion avance, plus son effet s'amointrit, sans que pour cela le volume du cours d'eau, c'est-à-dire de l'eau tombée, subisse de changements. *L'activité de l'érosion n'a varié que par le déplacement de la chute sur le parcours des cours d'eau.* Il faut bien qu'il en ait été ainsi, puisque beaucoup de chaînes des Pré-Alpes ont leurs plus hauts sommets à plus de 1000-1200 mètres d'élévation au-dessus du fond des cluses qui les entrecoupent.

Quelque étranges que puissent paraître les assertions que je viens d'exprimer, essayons d'en appliquer les conséquences à l'étude des rivières du Pays-d'Enhaut. Reprenons tout d'abord l'examen du cours de la Sarine que nous avons interrompu pour nous occuper de considérations théoriques.

De Montbovon jusqu'à Enney, la Sarine suit assez exactement le fond d'une synclinale renfermant de grands dépôts des terrains néocomien et crétacé supérieur. Comment s'expliquer qu'elle quitte cette synclinale pour traverser les hautes chaînes situées au nord d'Enney, notamment l'arête de la Dent de Broc ? On comprend facilement que la Sarine ait eu la tendance de suivre le fond de bateau de la vallée de Montbovon, qui ne renferme guère de terrain éocène, à l'exception de quelques lambeaux de flysch disséminés ; elle constitue dans presque toute sa longueur *une véritable vallée de plissement*, quoique son niveau soit fort inégal. Le passage de cette rivière à travers la chaîne de la Dent de Broc peut aussi s'expliquer sans avoir recours à des crevasses ou fissures. J'ai dit plus haut que le plissement des chaînes intérieures des Alpes avait précédé celui des chaînes du bord ; il est donc fort probable que les chaînes de la Dent de Broc et autres n'étaient pas encore aussi accentuées que maintenant, lorsque la Sarine commença à les entamer en sortant de la synclinale de Montbovon. A mesure que les chaînes s'élevaient et avec elles toute la région des Pré-Alpes, les eaux de la Sarine les entrecoupaient progressivement, avec augmentation de chute du côté de la plaine où se trouvait le bassin miocène.

¹ L'érosion étant ici le travail accompli par l'eau en mouvement, son activité doit être proportionnelle aux variations de la valeur Mv^2 (force vive) dans laquelle v^2 dépend de la chute.

Cette hypothèse nous permet d'expliquer les légères différences que présente la chaîne de la Dent de Broc sur les deux côtés de la cluse. En effet, lorsqu'une chaîne est entamée par l'érosion fluviale pendant qu'elle est en voie de plissement, ses deux moitiés n'étant plus attenantes, peuvent se déjeter diversement, ou se déniveler avec d'autant plus de facilité que la cluse est plus profonde et la chaîne plus étroite. Ceci nous ramène à discuter les arguments qu'invoque M. Lory (*loc. cit.*) pour appuyer sa théorie de la formation par *crevassement* ou par *cassure* des cluses et des vallées transversales. Il est, en effet, souvent fort difficile de rétablir la continuation virtuelle des couches des deux côtés d'une cluse. Tel est le cas pour la cluse de l'Hongrin, à l'extrémité N-E du Mont-d'Or, et pour celle de la Sarine entre la Laitmaire et les Rochers de la Braye. Par contre, ces deux rivières passent à travers la chaîne de Cray sans que les deux côtés de leur cluse présentent des différences notables. Dans la cluse de l'Hongrin, entre Allière et le Tabouset, le raccordement virtuel des terrains se fait également avec la plus grande régularité.

La chose n'est, du reste, pas très importante, car l'érosion, qui a produit les vallées transversales, a le plus souvent tellement dénaturé les deux côtés des cluses qu'on ne sait si ce sont des *accidents de plissement* ou des *éboulements et des glissements postérieurs* à l'érosion qui sont la cause des différences qu'on y observe. D'autre part, il semble que des accidents locaux ont parfois favorisé le passage des eaux sur un point plutôt que sur un autre. Ainsi, la Gérine, qui sort d'une synclinale comprise entre la Gummfluh et le Rocher du Midi, coupe la chaîne du Rubli justement à l'endroit où la voûte déjetée au sud passe à la voûte déjetée au nord qui forme le Rocher du Midi. Cet accident orographique a dû nécessairement déterminer un abaissement de la chaîne en cet endroit. Le petit vallon de la Rytte, qui coupe en ligne très oblique la chaîne du Rubli, passe sur un point où la voûte s'abaisse sensiblement et plonge à l'est en formant des « Klippen » sous le flysch.

Cours d'eau disparus. Abaissement des partages d'eau.

Il y a lieu de croire que le Creux-du-Pralet, profonde dépression entre le *Rocher-Plat* et le *Rocher à Pointes*, était autrefois parcouru par un torrent permanent qui prenait naissance dans

le flysch de la synclinale de la Videman, mais que le ravin de la Gérine et ceux de Rubloz et de Comborsin, en se rapprochant de plus en plus du sommet de la Videman, ont recueilli toute l'eau de cette synclinale, en sorte que le Creux-du-Pralet est maintenant le plus souvent à sec.

Les vallées de *la Manche* et de *Vertchamp*, presque totalement creusées dans le flysch, sont relativement récentes. Vers le haut de cette dernière vallée, dans une région marécageuse, il existe un partage d'eau près duquel se trouve un bas-fond souvent inondé par le lac temporaire de la *Mocausa*. Ce marais occupe un espace compris entre deux rochers formant une anticlinale qui a évidemment été coupée par l'érosion. Il me paraît probable qu'une bonne partie de l'eau qui s'écoule actuellement au S-W dans la vallée de Vertchamp, s'écoulait autrefois en sens inverse par le ravin du *Rio du Mont*, petit ruisseau dont le faible volume contraste étrangement avec les hautes chaînes qu'il traverse par de profondes cluses, et qui devait avoir jadis plus d'importance que maintenant, car il recevait, en outre, une grande partie de l'eau qui s'écoule aujourd'hui par la vallée de la Manche. La chaîne du Rocher de la Raye est coupée près de la Corne Aubert par une profonde entaille, le *Perte à Bovay*, par où passe un fort petit ruisseau qui va se jeter dans le Rio du Mont. Ce ruisseau devait être autrefois bien plus volumineux; il avait son champ collecteur dans les collines du flysch, au sud-est de l'arête du Rocher de la Raye, qui atteignent encore plus de 2000^m d'altitude. La majeure partie de l'eau qui s'amasse dans ces collines s'écoule actuellement par la vallée de la Manche. Il est probable qu'autrefois il n'en était pas de même, car si l'on reconstitue la masse de flysch qui a été enlevée dans le haut de la vallée de la Manche, il paraîtra évident qu'une grande partie de cette eau s'écoulait par le Perte à Bovay qu'on ne peut attribuer à une rupture accidentelle. On peut encore voir aisément que le champ collecteur des torrents qui se jettent dans le ruisseau de la Manche, ont, en reculant vers leurs sources, par le fait de l'érosion, soustrait peu à peu l'eau du champ collecteur du torrent du Perte à Bovay, sur lequel ils empiétaient de plus en plus, et qui n'est plus représenté que par une faible dépression en forme d'entonnoir.

Cet exemple prouve que l'érosion progresse du côté de la source, qu'elle dépasse même parfois en découvrant le parcours

souterrain de l'eau. L'abaissement des partages d'eau nous en fournira de nouvelles preuves :

On se demande pourquoi la Sarine se jette à Gessenay dans son parcours actuel, où elle doit couper des chaînes élevées de plus de 2000 mètres, au lieu de traverser les Saanenmööser, à l'est de Gessenay, élevés de 1300 mètres à peine ? C'est que les cluses de Rossinières, d'Enney, etc., étaient déjà creusées lorsque le partage d'eau entre la Simmen et la Sarine a commencé à s'abaisser. Les dépôts de flysch des Saanenmööser étaient primitivement plus élevés que les chaînes qui sont entrecoupées en aval par la Sarine, et l'érosion devait achever son œuvre sur les bords avant de pouvoir agir en amont avec une égale intensité. C'est par érosion rétrograde, depuis les bassins de la Simme et de la Sarine, que le partage d'eau des Saanenmööser a été abaissé ; mais le cours de ces deux rivières étant toujours resté plus bas que leur partage d'eau, la Sarine n'a jamais pu traverser le passage des Saanenmööser.

Théorie du creusement des cluses composées.

L'effet de l'érosion sur le parcours des rivières se traduit toujours par un *déplacement de la chute en sens inverse à la direction des eaux*. De cette manière les rivières, d'abord superficielles, se sont peu à peu encaissées dans les profondes vallées qu'elles traversent actuellement, sans que leur volume moyen ait diminué ou augmenté de beaucoup. La chute n'a pas diminué non plus, mais elle s'est déplacée en s'éloignant tout à fait du cours principal ; elle a progressivement reculé jusqu'aux derniers torrents, c'est-à-dire près des sources. Prenons un exemple. Chacun des nombreux petits affluents de la Sarine possède maintenant une chute égale ou même supérieure à celle qu'avait originellement le cours principal de cette rivière sur le bord des Alpes. Les points d'attaque de l'érosion étant ainsi multipliés infiniment, son action sur chacun d'eux est relativement bien plus faible. Avec cette division coïncidait l'agrandissement du *champ collecteur superficiel*, qui s'étend encore par la mise à découvert de petits cours d'eau souterrains qui n'en existaient pas moins auparavant et qui formaient le *champ collecteur souterrain de la rivière*.

L'érosion n'agit jamais avec la même intensité sur toute la

longueur d'un cours d'eau alpin, mais elle est toujours localisée en un ou plusieurs endroits, suivant les conditions des terrains qu'il traverse. Elle finit cependant toujours par faire reculer la chute jusque vers les sources; dès lors le cours inférieur de la rivière n'a plus qu'une chute excessivement faible et son lit tend même à s'exhausser par suite des matériaux charriés.

La figure 7, pl. V, représente d'une manière idéale la progression de l'érosion d'une rivière *à travers une série de plis*, afin de rendre plus intelligible la formation *des cluses composées*, comme il s'en présente sur le parcours de la Sarine, de l'Hongrin, etc.

J'ai supposé les voûtes formées de jurassique supérieur compact, leur noyau de dogger et de lias marneux, et les synclinales qui les séparent comblées de flysch. Au moment de l'émersion de cette surface ainsi constituée, le cours d'eau supposé, ayant sa source en S, passe par-dessus les voûtes calcaires sans les atteindre. La plus grande chute est en ce moment entre la Plaine et B; elle recule peu à peu et atteint la voûte A qu'elle entame; ce n'est qu'après l'avoir sensiblement entaillée que l'érosion s'attaque à la voûte B, puis à la voûte C. Tant que cette dernière reste intacte, la source de la rivière ne se déplace pas et reçoit par voie souterraine presque toute l'eau de la synclinale où elle se trouve. Sitôt la voûte C entamée, la chute devient plus forte entre S et C et l'érosion y agit avec plus d'intensité, de sorte que le cours souterrain des eaux est mis à découvert et que la source semble reculer. Celle-ci prend successivement les positions S¹, S², etc.; elle arrive enfin dans le voisinage du partage d'eau, vers l'arête d'une autre chaîne dont le flanc opposé est aussi entamé par un cours d'eau qui en est peut-être arrivé au même point que celui qui nous occupe. Cette arête peut alors s'abaisser graduellement par érosion et éboulement subséquents.

Les lignes pleines indiquent les niveaux successifs du lit de la rivière pendant l'approfondissement de la vallée. A l'entrée et à la sortie des cluses, le massif de calcaire compact qui revêt les voûtes a déterminé la formation d'entailles étroites ou gorges (roffla). Pendant le creusement du lit des rivières, les mêmes phénomènes qui se sont produits vers les sources, se reproduisent dans chaque synclinale; c'est-à-dire que les eaux qui arrivent latéralement à la rivière, par voie souterraine ou par de nombreux petits filets superficiels, creusent et prolongent de

plus en plus leur lit par l'augmentation de leur chute, et finissent par former, de chaque côté de la rivière, des torrents aux sources nombreuses. Il en est de même pour les cluses, au centre desquelles il se fait souvent un élargissement très considérable. Les torrents latéraux, d'après leur volume, peuvent s'encaisser et reculer de plus en plus. C'est ainsi que se forment dans les Alpes les vallées *anticlinales* et *synclinales*, qui, dans ce cas, sont de *formation secondaire* par rapport à la vallée transversale. La figure 7 *b*, pl. V, en donne une juste idée. Elle représente le dernier stadium du creusement d'une grande vallée transversale, lorsque l'artère principale n'a plus qu'une chute minime. La rivière forme alors des méandres sur son passage dans les synclinales et dans les cluses élargies, tandis qu'une gorge marque l'entrée et la sortie de ces cluses.

A l'aide de ces figures idéales, il est bien facile de s'expliquer la formation des *lacs de cluse*, dont on trouve si souvent des traces dans les Alpes. Il suffit qu'un éboulement, même peu considérable, vienne obstruer la gorge ou roffla de sortie d'une cluse pour que le bassin élargi qui en forme le centre se remplisse d'eau et forme un lac. Si c'est la gorge d'entrée qui est obstruée, ce sera la synclinale en amont qui sera transformée en lac.

On peut également expliquer la formation de certains lacs par le fait que le plissement des montagnes se poursuivait pendant le creusement des vallées. Il suffisait que le plissement d'une chaîne fût plus rapide que le progrès de l'érosion pour qu'il se formât un lac en arrière de cette chaîne. Ceci est l'opinion de plusieurs géologues suisses au sujet des lacs du pied nord des Alpes.

On s'est plu parfois à attribuer aux glaciers une trop grande part dans le creusement des vallées, surtout des vallées transversales. Il est indubitable que le creusement des vallées a continué pendant la grande extension des glaciers, mais rien n'indique que cela ait eu lieu d'une façon plus intense qu'antérieurement ou postérieurement à cette époque. Les observations faites sur les glaciers actuels n'ont du reste fourni aucun argument en faveur de cette opinion.

Conclusion : Le creusement des vallées transversales (cluses composées) dans les Alpes s'est fait depuis le commencement de l'époque miocène jusqu'à l'époque actuelle. Pendant ce

temps le volume d'eau des rivières a dû rester sensiblement le même.

La valeur de Mv^2 tend à devenir très petite sur le parcours principal des rivières, tandis qu'elle croît à l'approche des sources des affluents pour lesquels M est représenté par $(m_1 + m_2 + m_3 \dots m_n)$, si le nombre des affluents est n . Cette somme est toujours inférieure à M .

L'origine des vallées transversales, et en particulier celle des cluses composées, a formé le sujet d'importantes recherches de la part de nombreux géologues. Si la plupart d'entre eux, à part les géologues français déjà cités, sont d'accord pour attribuer à l'érosion seule le creusement des vallées transversales, ils diffèrent sensiblement dans leur façon d'expliquer la manière dont ce phénomène a dû s'accomplir.

Les travaux de M. le prof. Heim¹ ont fait faire un grand progrès à cette question, les théories de ce savant se rapprochent le plus de celle que je soutiens. J'en diffère en ce que je considère l'action érosive des cours d'eau actuels comme étant moins active qu'autrefois.

Dans deux travaux importants M. E. Tietze² s'efforce de démontrer que l'érosion étant l'unique agent du creusement des vallées, son action aurait commencé dès l'origine et dans la partie supérieure des cours d'eau, partie qui serait aussi la plus ancienne. Ce savant combat vivement une théorie d'érosion rétrograde défendue par M. Löwl³, laquelle n'est pas totalement en accord avec ma manière d'envisager ces phénomènes.

CONCLUSION

Ce travail est devenu plus long que je ne l'avais prévu. Plusieurs questions nouvelles se sont présentées pendant sa rédaction.

¹ Heim, *Mechanismus*, II, p. 311, etc., 325.

² E. Tietze, *Ueber Bildung. v. Querthälern*. Jahrb. K. K. Reichsanstalt. 1878. T. 28, p. 581 et 600; 1882. T. 32, p. 714, etc.

³ Löwl. *Ueber die Entstehung. der Durchbruchthäler* (Petermann, Mittheilungen).

tion. Le lecteur y aura rencontré de nombreux germanismes, inévitables pour quelqu'un qui écrit dans une langue étrangère.

J'ai pu me persuader qu'il n'était guère possible de se mettre d'accord avec toutes les opinions. Je me suis vu à plus d'une reprise en opposition avec les opinions de savants distingués pour lesquels j'ai la plus haute estime. Si parfois j'ai exprimé un peu vivement ma manière de voir, c'est que je me sentais dans le vrai et que la vérité ne connaît pas deux chemins. Dans des cas où je me suis trouvé dans l'incertitude je n'ai pas craint de l'avouer plutôt que de m'arrêter à une opinion qu'il n'était pas possible de soutenir avec sincérité.

Il est possible, je l'espère même, que les opinions émises dans ce travail (chapitre V en particulier) soulèveront des contestations; car n'est-ce pas du choc des idées que jaillit la lumière? Mais je souhaite avant tout qu'aux recherches que je me propose de poursuivre viennent s'ajouter aussi celles des géologues qui pourraient être d'un autre avis; il ne me reste pas de doute qu'elles serviront à démontrer avec plus d'éclat encore l'exactitude de ce que je soutiens.

Montreux, le 14 avril 1884.

ERRATA

Page 11,	ligne 14,	lisez : qu'ils		au lieu de : qu'elles.
» 19,	» 2,	» avec	»	» sous.
» 19,	» 24,	» séparent le malm de la brèche calcaire.		
» 26,	» 2,	» tantôt la roche ressemble....		
» 28,	» 1,	» Protogine	au lieu de :	Protogyne.
» 28,	» 3,	» Biotite	»	Phlogopite.
» 42,	» 26,	» Hohenhöwen	»	Hohenhöfen.
» 44,	» 18,	» compact	»	compacte.
» 60,	» 25,	» (cylindre?)	»	cylindre ?
» 82,	» 23,	» à	»	dans.
» 94,	» 5,	» Orbignyana,	»	Orbiguyana.
» 102,	» 35,	» d'y,	»	à y.
» 149,	» 16,	retranchez : au sud.		
