

Failles et diaclases suivant quelques vallées transversales alpines (Suisse et France voisine) : essai d'interprétation morphotectonique

Autor(en): **Lombard, Augustin**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences et compte rendu des séances de la Société**

Band (Jahr): **38 (1985)**

Heft 2

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-740471>

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.

FAILLES ET DIACLASES
SUIVANT QUELQUES VALLÉES TRANSVERSALES ALPINES
(SUISSE ET FRANCE VOISINE).
ESSAI D'INTERPRÉTATION MORPHOTECTONIQUE

PAR

Augustin LOMBARD

«Si nous travaillons, c'est moins pour obtenir des résultats positifs [...] que pour ressentir cette émotion esthétique et la communiquer à ceux qui sont capables de l'éprouver.»

Henri Poincaré
Dernières pensées. 1902.

INTRODUCTION

Ce travail a pour objet d'attirer l'attention des géomorphologistes sur un aspect délaissé de la géologie alpine: les relations entre les structures longitudinales des plis (culminations, ensellements etc.), leurs fractures transversales et l'emplacement de quelques vallées transversales.

Deux maîtres ont ouvert la voie des recherches: M. LUGEON (1901) et R. STAUB (1934). Le premier a analysé le Massif des Bornes et la Savoie. Il met en rapport les anomalies de structures longitudinales et le tracé des principaux torrents qui les drainent.

Le second, R. STAUB, partant des mêmes prémisses, mais à grande échelle, a établi les relations entre les grandes structures ensellées et l'axe des cours d'eau transversaux de l'ensemble des Alpes.

Auparavant, P. LORY (1900) avait défini le rôle des synclinaux transversaux et des déviations de faisceaux de plis dans l'emplacement des vallées transversales. Alb. HEIM (1910) juge primordial l'effet de mouvements récents dans le creusement des vallées.

E. ARGAND (1912) a montré à grande échelle, et particulièrement pour le pennique, les relations entre les principales vallées alpines internes et les grandes structures tectoniques.

R. CABY (1973) a décrit des éléments structuraux qui complètent nos connaissances dans ce même domaine.

Dans ce cadre, j'ai repris de nombreuses notes de terrain et suivi quelques vallées de nos environs.

C'est au cours de ces récentes investigations que j'ai observé la présence de linéaments, parallèles au cours de rivières transversales. Leur présence s'inscrit dans la perspective ouverte par les publications des deux premiers auteurs précités. De nombreux autres travaux ont étayé mes recherches; ils figurent dans la liste bibliographique ou sont inclus dans les bibliographies des auteurs cités ici. Depuis lors, les connaissances et les hypothèses sur la formation des Alpes ont beaucoup évolué. L'analyse du réseau fluvial et torrentiel n'a pas suivi. Je m'aventure donc dans ce domaine avec beaucoup de réserves et me limite à une première série d'observations. Je ne prends pas position sur quelques notions-cadres qui concernent:

- les mouvements verticaux et l'érosion (J. P. SCHAER, 1979)
- la subduction du socle (R. TRÜMPY, 1975)
- la déformation des nappes préalpines, leur cinématique et leur dynamique. (R. PLANCHEREL, 1979).

J'ai introduit le terme de «transfailles» pour définir de manière générale les cassures diaclases et failles qui coupent transversalement ou obliquement les axes des plis longitudinaux autochtones, helvétiques et les socles.

Il convenait en effet de classer dans un groupe spécial ces «cassures» parallèles aux talwegs des cours d'eau transversaux, parfois mal exposées, avec ou sans rejet ni ouverture, souvent liées à des gradins de versants et dont le mécanisme de formation reste énigmatique.

Ces transfailles sont en liaison avec des accidents tectoniques de type graben, actuellement enfouis sous les alluvions des rivières.

Leur rôle dans la morphologie l'emporte bien souvent sur celui de l'érosion qui n'a fait que les suivre dans de nombreux cas.

Vallée du Chéran

La position du Chéran dépend d'une suite d'abaissements d'axes des plis des Bauges dès la traversée de l'anticlinal du Semnoz au N jusqu'à Ecole au S.

Cet abaissement, déjà observé par M. LUGEON (1901, p. 301) se voit à l'entrée de la vallée dans une butte-témoin d'Urgonien au N-E d'Allèves. Le point bas du pli

passé sous les alluvions du Chéran. Cette butte est découpée par des transfailles parallèles à l'axe de la vallée, presque verticales. Des failles parallèles se trouvent également sur le versant de la rive droite. Ce sont elles dont la présence nous intéresse ici.

L'anticlinal suivant (Margeriaz) plonge également du S-S-W vers le Chéran, pendant 1195 m entre Margeriaz et le Chéran, sur 10 km. Le pli remonte sur la rive opposée. La présence d'un synclinal transversal (transsynclinal) est nette.

Le pli suivant (synclinal de Châtelard-Entrevernes) montre un fort plongement axial entre les deux versants de la vallée. Ici encore des transfailles divisent le pli en compartiments abaissés vers le Chéran. Les axes du pli divergent des deux côtés de la rivière et sont décrochés.

Dans la région d'Ecole, la vallée s'élargit. L'anticlinal jurassique passe par le col du Frêne et se poursuit jusqu'à Ecole sur le Chéran. Ce pli est très recouvert de glaciaire. Il plonge peu vers le Chéran et réapparaît sur la rive droite mais avec une direction axiale différente (40°). Une faille cachée sous l'alluvion est probable.

Plus haut encore vers l'amont, le Chéran est divisé en 3 affluents issus de la large combe synclinale de Bellevaux. La carte géologique n'indique aucune faille.

Pour compléter les observations qui précèdent, il faut remarquer qu'à plus grande échelle, on constate que les deux versants du Chéran ne se ressemblent pas lorsqu'ils sont vus en plan. Cette non-prolongation est due à la complexité d'un accident transversal profond du soubassement dont nous ne voyons que les effets dans les couches plissées de la surface, nous reviendrons plus loin sur ce problème.

L'anticlinal d'Ecole barre la vallée. C'est un bloc entre failles dont l'axe subit un décrochement sous les alluvions du Chéran. Vers l'amont, à gauche de Gratte-Loup, un compartiment effondré paraît détaché des crêtes urgoniennes qui le dominent. L'effondrement est dirigé vers l'axe de la vallée.

A ce point de la vallée du Chéran, les grandes structures des Bauges sont cisailées par deux failles chevauchantes obliques et l'axe du Chéran se perd, du moins dans l'état actuel de nos connaissances.

En résumé, le tracé du Chéran à travers les plis des Bauges suit un accident structural profond qui se répercute en surface par des abaissements des axes de plis, des transfailles et des compartiments dissociés. Il débute dans la combe de Bellevaux et se répercute en surface vers le N-W jusqu'à la cluse d'Allèves-Banges à travers le pli du Semnoz. L'érosion de cette cluse résulte d'une épigénie ou d'une antécédence. M. LUGEON opte pour la première solution. Peu importe dans le cadre de cette étude, où seuls comptent l'emplacement et l'origine du tracé.

L'axe structural du Chéran se prolonge encore plus loin vers Alby, Rumilly et le cours inférieur du Fier. L'accident tectonique est alors hypothétique. La rivière existait à la fin du Miocène. Son axe tectonique était déjà marqué en surface.

D'Ugines au lac d'Annecy

Cette longue dépression n'est pas rectiligne ni entièrement transversale. Son tracé brisé et sa largeur considérable suggèrent bien une origine structurale profonde mais elle a été reprise et modelée dans la suite par l'érosion torrentielle, glaciaire et fluviale. Passons à grands traits sur le secteur d'Ugines à Marlens. Seule, entre Outrechaise et Marlens, l'extrémité nord-est de l'épaisse série crétacée est coupée par une transfaille SW-NE. Elle isole le compartiment de la Montaz qui domine la vallée de La Chaise.

Plus loin vers le lac d'Annecy, la traversée du synclinal du Reposoir correspond à un plongement de ce pli vers le Nord, à partir du col de Tamié jusqu'à la vallée principale. La continuation du synclinal au nord de la vallée n'est pas l'exacte prolongation du versant Sud. Une transfaille avec fort rejet pourrait expliquer cette anomalie.

Entre Faverges et le Sud du lac, la vallée coupe l'anticlinal de la Tournette-Sambuy suivant une dépression axiale longée par une faille oblique par rapport à la direction des plis mais parallèle à la vallée. Les plis ne se prolongent pas d'un côté à l'autre de la vallée, ce qui suggère un accident profond avec une direction Faverges-Lac d'Annecy orientée SE-NW. M. LUGEON (op. cit. p. 179) n'accepte pas l'hypothèse d'un décrochement entre les deux versants. Il s'agirait plutôt de conditions spéciales dans les plis. Nous pensons que ces conditions spéciales sont précisément dictées par une cassure profonde, suivant en cela E. HAUG (1895), W. G. COLLING-WOOD (1894) et MAILLARD (1891).

Du Lac d'Annecy au Vuache

La dépression occupée par le lac d'Annecy est d'origine structurale, reprise et modifiée par l'érosion. (A. LOMBARD, 1969). On retrouve ici un jeu de transfailles qui a rejoué et accentué la profondeur initiale. Des compartiments se sont formés ainsi: la presqu'île de Duingt et la Montagne-de-Chère. L'hypothèse d'une transfaille simple ou complexe se justifie encore par le changement de direction des plis frontaux du Semnoz et de la Montagne-de-Veyrier avec leur plongement axial vers le nord. La prolongation de ce linéament de cassures forme la faille du Vuache. Elle est encore décrochante entre la Montagne-d'Age et celle de Mandallaz. Elle change de caractère lorsqu'elle longe le front du pli du Vuache, après avoir isolé le Rocher-d'Arcine et passé entre le Mont-de-Musièges et le Rocher-de-Chaumont. Le Rocher-de-Léaz est encore un compartiment compris entre ses linéaments.

Le défilé de l'Ecluse

La tectonique régionale a été décrite par Y. ARIKAN (1964), complétant l'ouvrage classique de H. SCHARDT (1892). La traversée du premier chaînon interne par le Rhône a toujours posé un problème aux morphologistes. Pourquoi un passage à cet endroit plutôt que par la dépression du Mont-Sion? La préférence par l'Ecluse s'expli-

que, en partie tout au moins, par la présence d'une transfaille au voisinage du changement de direction de la chaîne. Cet accident est parallèle à celui de Sorgia, à l'W du cirque de Longeray. Les terrasses comprises entre ces failles sont des replats structuraux.

Un rejet accompagne cette faille. La voûte de l'anticlinal Crêt-d'Eau-Vuache est plus élevée au nord qu'au sud de la faille. Il faut donc admettre une relation entre la coupure de l'Ecluse et la traversée du chaînon par le Rhône, malgré l'importance indéniable des dépôts glaciaires successifs. Cela suppose une origine ancienne et profonde de la faille et son mouvement persistant.

Salève. Le col de Monnetier

Cette large ouverture sépare le Grand du Petit-Salève. Elle coupe transversalement le pli anticlinal du Salève dans sa descente axiale vers l'actuel cours de l'Arve. Suivant M. LUGEON, c'est une sorte de vallée suspendue et morte, attribuée à un cours antécédent de l'Arve. Cette hypothèse est généralement admise. De SAUSSURE et EBRAY voyaient le résultat d'une cassure mais aucune carte n'en mentionne. Mes recherches m'ont toutefois montré l'existence d'une transfaille peu visible dans la paroi de Veyrier mais apparente à la sortie amont du tunnel de l'ancien chemin de fer. Elle compartimente la masse de calcaire jurassique qui a subi un serrage et un rejet vertical. D'autres failles secondaires l'accompagnent mais l'ensemble disparaît sous les dépôts glaciaires du col, en direction de Monnetier.

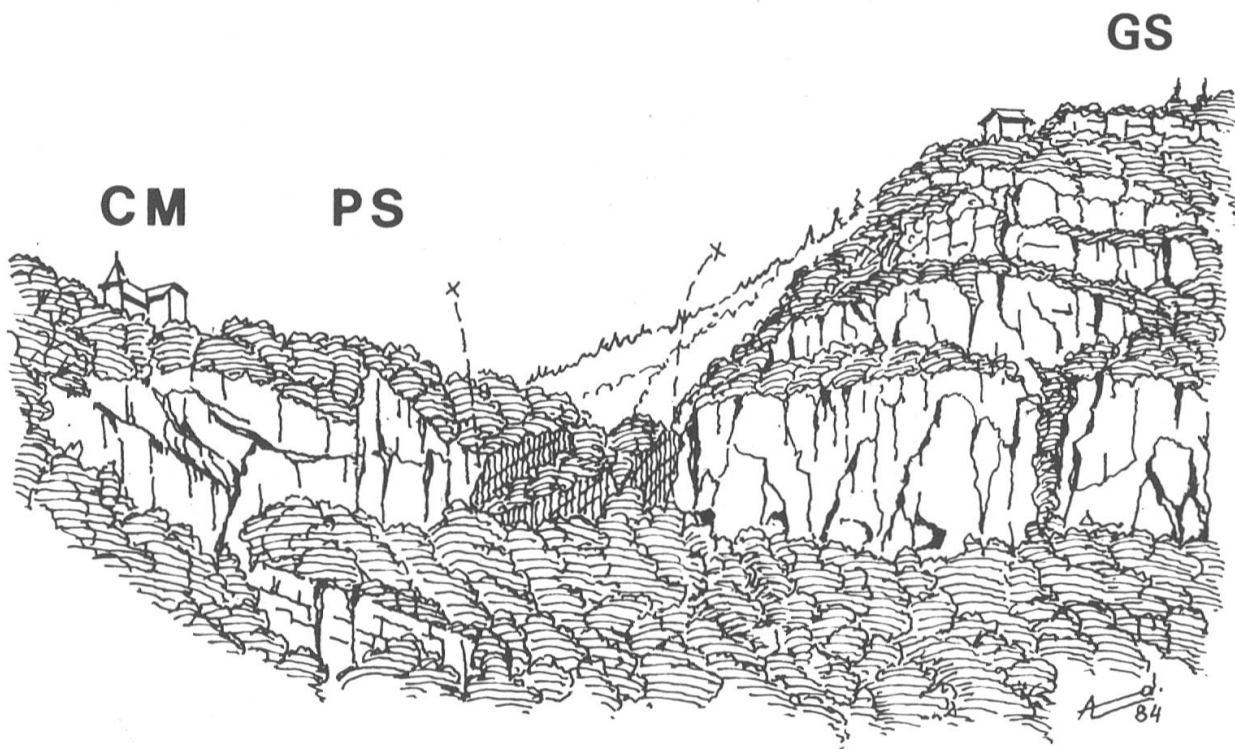


FIG. 1. — Le col de Monnetier dans le pli du Salève. Pris des environs de Veyrier. Transfailles limitant un compartiment intercalaire. C. M.: Château de Monnetier. P. S.: Petit-Salève. G. S.: Grand-Salève.

Sur l'autre versant du col, le long de la route de Mornex, affleurent deux transfailles certainement en relation avec celles décrites ci-avant. La première coupe le virage de la mairie et affleure dans une ancienne carrière. Sa direction est difficile à mesurer car elle se confond avec d'autres cassures locales. Elle coupe obliquement l'axe principal de l'anticlinal. La seconde est suivie par un ravin et par un détour de la route. Elle converge légèrement avec la première; sa prolongation est marquée dans le relief en direction du S-E. Entre ces deux failles affleure un bloc de calcaire extrêmement diaclasé.

L'ensemble est certainement à l'origine du col de Monnetier et de son emplacement. Il faut cependant s'étonner de la disproportion entre cet étroit linéament et la large ouverture actuelle du col. Cette même remarque est aussi valable pour la traversée du Fort-de-l'Ecluse par le Rhône et bien d'autres vallées analogues dont il sera question dans la suite.

L'extrémité du pli à Etrembières

A l'extrémité N-E du Petit-Salève, l'axe de l'anticlinal plonge brusquement, passant de 10° à 35° . Ce changement laisse supposer l'existence d'une dépression tectonique transversale sous les alluvions de l'Arve. Elle met fin au pli du Salève.

L'existence de cette dépression est confirmée par les mesures gravimétriques d'E. POLDINI (1963).

Le décrochement de la Croisette

Cet accident transversal sépare le Grand-Salève des Pitons et se marque très nettement par l'avancée des rochers du Salève par rapport à ceux des Pitons. La voûte de l'anticlinal est déprimée au col de la Croisette entre les failles limites du décrochement.

Si ce décrochement est mentionné ici, c'est parce qu'il illustre la complexité que peut atteindre un réseau de fractures transverses et les compartiments qui sont inclus. La transfaille principale du décrochement est précédée de transfailles latérales (gorge de la Mule, gorge de la Tine) et d'autres moins importantes séparant le compartiment du Coin, de celui qui plonge axialement vers le col. Il comprend un synclinal de Crétacé. Il est à son tour coupé par la transfaille-limite du côté des Pitons.

La dépression de la Croisette est due à un linéament comparable à celui de Monnetier avec toutefois un décrochement bien marqué, des transfailles, des compartiments intermédiaires et une flexure. Son anatomie apparaît d'autant plus clairement qu'il n'a presque pas été entaillé par l'érosion torrentielle mais simplement décapé. Des exemples comparables se trouvent à la Faucille et à Saint-Cergues, dans le Jura voisin.

Vallée de la Fillière

En quittant Thorens pour remonter la vallée de la Fillière, on voit une première transfaille (N. 35 W.) isoler un rocher d'Urgonien (N. 40 E.) exploité en carrière. Un

autre accident doit suivre l'axe de la vallée car, sur le versant opposé (rive droite) les couches ont changé de direction (N. 80 E.) dans la Pierre-Taillée. Une transfaille avec replat les coupe et se prolonge au-dessus d'Usillon.

La paroi urgonienne du Plan-de-l'Aigle est brisée par une transfaille qui pourrait être la prolongation de celle de la carrière de Thorens. Au-delà de la Verrerie, le fond de la vallée est traversé par les couches urgoniennes qui passent du Mont-Terret à celles de la Montagne-des-Frêtes au N-E. Pour éviter une longue description, constatons qu'elles sont plissées et faillées suivant un réseau complexe disposé dans l'axe de la vallée. Une transfaille les isole de la Montagne-des-Frêtes et passe au col des Collets avec un décrochement senestre et des changements dans le plongement des axes des plis.

Ce décrochement se perd en direction de la Fillière; il se prolonge par contre vers le S-E et la Montagne-des-Augés, au-delà des Glières. Ce dernier accident est oblique par rapport à la direction prolongée de la Fillière.

Dans son ensemble, la dislocation décrochante de la Fillière est arquée et la vallée l'a suivie. Le secteur des plis de la rive gauche est avancé par rapport à celui de la rive droite. La carte géologique montre clairement que les plis ne se correspondent que très approximativement. Ces observations démontrent que cette vallée transversale, reprise plus tard par l'érosion glaciaire et torrentielle a suivi une cassure du soubassement reflétée en surface à plusieurs reprises.

Vallée du Flan

Cette petite vallée presque rectiligne coupe obliquement les plis frontaux des Bornes entre la Fillière et le Borne. Son origine tectonique est démontrée par l'existence d'une longue faille axiale dont on trouve l'origine dans la vallée du Borne au col de la Spée (v. plus loin) et plus loin même dans le pli des Vergys où elle isole des blocs d'Urgonien (Roc-des-Tours, Roc-de-Charmieux).

Au fond de la vallée du Flan, cette transfaille est bien visible. Elle est multiple et isole des blocs de calcaire dont le plus imposant est celui de Roche-Parnal. D'autres se devinent dans le relief au Pré-aux-Vaches et au Chalet-de-La Balme, dans le haut de la vallée. Plus bas, la trace de ce linéament se perd sous les éboulis. Elle longe probablement le talweg du Flan et intersecte des failles longitudinales.

Elle débouche sur le plateau à la Chapelle-d'Orange. Elle se prolonge en direction du col de la Croisette (Pitons). L'érosion de cette vallée a dû être régressive et relativement jeune. La faille existait déjà. Contrairement aux vallées voisines, les plis qu'elle coupe ne montrent pas d'inflexions mais une brève flexure transversale.

Vallée du Borne

De Saint-Pierre-de-Rumilly à Entremont, la vallée est presque rectiligne et orientée N-S; elle coupe obliquement les plis autochtones. De là à la Giettaz et au col des

Aravis elle devient transversale avec quelques décrochements. Son axe se prolonge ensuite dans la vallée qui descend vers Flumet et l'Arly.

Pour la clarté des descriptions et du repérage sur le terrain, nous procédons de l'aval à l'amont.

Le Borne coupe successivement les anticlinaux frontaux de Sur-Cou sur la rive gauche et d'Andey sur la rive droite. Celui de Sur-Cou-La Dent est divisé en compartiments par des transfailles avec une descente en gradins vers le Borne. Il en est de même dans l'anticlinal de Planet. L'ensemble de ces deux plis, vu de face, donne l'impression d'un large synclinal transversal dont le fond est occupé par le Borne. La carte géologique indique plusieurs failles transversales. Plus haut en amont et vu du village de Termine, le réseau de transfailles est très développé.

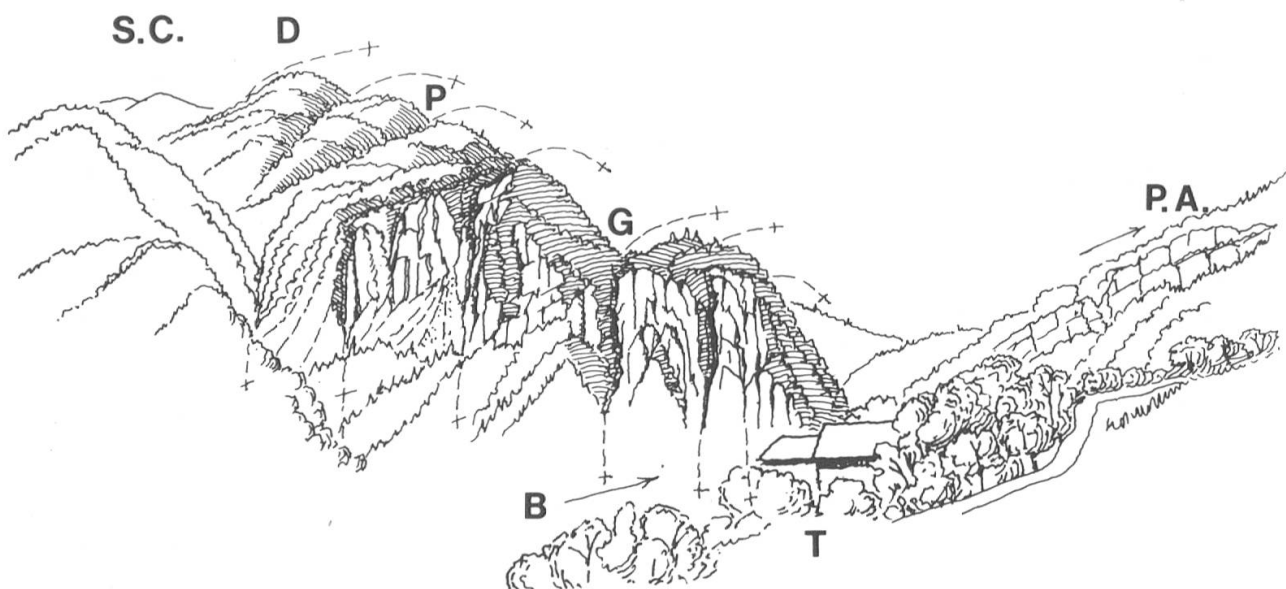


FIG. 2. — Vallée du Borne, vue vers l'aval, du village de Termine. Transfailles dans le Malm de la rive gauche. S. C. : Sur-Cou. D : Pointe-de-la-Dent. P : Col du Pacheux. G : Col des Gardes. B : Borne. T : Termine. P. A. : Pointe-d'Andey.

En amont et en face du Petit-Bornand, le flanc S de l'anticlinal des Frêtes est traversé par trois transfailles orientées N-S. Une autre faille, transversale celle-ci, diverge et coupe obliquement le pli de Sous-Dine vers le N-W. Elle passe par le col de Spée et le Pas-de-la-Truie. Son tracé est à l'origine du ravin de Flan qui débouche à Orange sur le haut plateau molassique d'Orange-Evires-La Roche décrit plus haut. Au sud du Petit-Bornand, dominant la rive droite du Borne, l'Urgonien est fracturé par des transfailles divergentes. Elles deviennent plus nombreuses entre Entremont et Saint-Jean-de-Sixt. La Roche-Blanche au sud est profondément marquée. Latéralement, une autre faille passe par le Grand-Bornand. Elle est très visible dans le relief et converge également vers le système du Borne. Sa direction N 45 W est suivie par le Borne.

Dominant la rive droite, le Mont-Suet est en Urgonien très fracturé par plusieurs transfailles N-S. Plus loin à l'amont, la barre urgonienne de La Clusaz est coupée par l'ancien cours du Borne. Il coulait entre deux compartiments visibles de part et d'autre de La Cluse-des-Etroits. Au-delà de La Clusaz vers le col des Aravis, la vallée suit une direction qui prolonge celle d'Entremont à La Clusaz (N 45 W) avec quelques inflexions.

Au-delà du col, dans la descente vers la Giétaz et Flumet, on perd tout indice de transfaille. Toutefois l'ancien cours traverse l'épaisse série jurassique perpendiculairement à la direction des couches et suivant la plus grande pente il rejoint la vallée de l'Arly.

En résumé, la vallée du Borne suit des structures N-S dans sa partie aval puis elle s'infléchit lorsqu'elle est sollicitée par un réseau N 45 W. De bas en haut de cet axe du Borne, on remarque plus ou moins distinctement les effets d'un décrochement ou d'un rejet de transfailles longeant le cours du torrent de manière discontinue. Les deux versants de la vallée sont dissemblables : par exemple entre les Rochers-de-l'Étalle et la chaîne des Aravis ainsi qu'entre les Glières et Cenise, puis entre les Rochers-de-Leschaux et les Frêtes.

VALLÉE DE L'ARVE

INTRODUCTION

La vallée de l'Arve, loin d'avoir un tracé rectiligne se divise en plusieurs secteurs d'origine structurales différentes et diversement érodés suivant les unités tectoniques et les terrains traversés.

Bien que transversale dans son ensemble, cette vallée longe et borde la marge des Préalpes du Chablais.

Salève, Voirons et Bonneville

La couverture quaternaire est épaisse et étendue; les indices d'accidents profonds sont rares. Ce sont : le plongement axial du Petit-Salève à Etrembières fortement accentué à son extrémité et les données gravimétriques régionales (E. POLDINI, 1963) reprises par moi-même en 1969). Ces relevés mentionnent un axe arqué négatif sous Annemasse au front des Voirons. Cet axe passe entre le Petit-Salève et le front des plis préalpins. L'Arve le suit en direction des Eaux-Vives. D'autres axes sont parallèles à celui-ci : Gaillard, Cologny et la Seymaz. Ils sont interrompus à proximité de la transversale des Eaux-Vives-Annemasse par une profonde dépression gravifique sous Gaillard. Elle serait leur point de rencontre.

Ces diverses observations montrent que des lignes structurales et morphologiques couvertes ont marqué le cours inférieur de l'Arve ou du moins celui de son premier glacier près de Genève. Plus haut, entre le Salève et Bonneville, aucun affleurement ne montre d'accident du soubassement ayant précédé l'invasion glaciaire.

De Bonneville à Cluses

L'Arve coule entre les plis autochtones et ceux des nappes préalpines. Les premiers plongent axialement mais il serait possible qu'une transfaille en interrompe la continuité sous les alluvions actuelles. Sur la rive droite, le château des Tours de Bonneville repose sur un promontoire de molasse curieusement épargné par l'érosion. Il serait le témoin possible d'un compartiment du soubassement et se prolongerait dans les collines d'Aise. Sur la rive gauche, les plis frontaux sont incurvés à partir de la transversale du Borne. De nombreuses cassures radiales précèdent la transfaille profonde de la vallée principale. Une des plus importantes est celle de la vallée du Bronze qui isole le compartiment de Mont-Saxonnet et des Chamoules. Une autre passe par le replat de Pincru et Marnaz.

L'îlot de flysch émergeant de la plaine de l'Arve entre Cluses et Scionzier est encore un indice du fractionnement du soubassement. La question se pose de savoir si cette cassure profonde supposée est la cause ou la résultante de l'inflexion des plis autochtones d'une part et de ceux des Préalpes de l'autre. On connaît la très forte montée axiale des plis du Môle à son voisinage. Dans la vallée suivante, les mêmes plis ont repris un axe horizontal.

De Cluses à Sallanches

A partir de Cluses et jusqu'à Sallanches, le grand pli anticlinal de l'Autochtone et ceux de la nappe de Morcles-Aravis montrent à plusieurs reprises des transfailles et des replats parallèles à l'axe de la vallée.

La différence des structures entre les deux versants est parfois très marquée. Ces différences sont autant d'arguments pour supposer l'existence d'une importance cassure sous ce secteur de la vallée. Le pli anticlinal de Cluses est divisé en plusieurs compartiments. Sur la rive droite, on en compte trois formant un escalier descendant de la Pointe-de-Chevrans vers l'Arve. Une transfaille suit le vallon de Tredon.

Sur la rive gauche, le pli anticlinal s'abaisse également par des compartiments au nombre de sept, bien marqués dans la morphologie. Chacun des rejets mesure de 20 à 70 m. Le Numulitique de Romme s'abaisse de 600 m vers Cluses. L'anticlinal ne se retrouve pas exactement de part et d'autre de la vallée, à cause d'un décrochement. La structure dominante qui a dicté le cours de l'Arve est un synclinal transverse car, plus à l'Ouest, on trouve des failles importantes avec leurs compartiments correspondants qui n'ont donné lieu qu'à des ravins transversaux mais que l'Arve n'a pas suivi. Il faut citer la vallée inférieure du Reposoir, la dépression de Nancy-La Frasse, le replat du Rocher-Blanc et plusieurs autres.

Au bas de l'anticlinal de la Sallaz, au niveau de l'Arve, une carrière ouverte au hameau de Chamonix montre un réseau de transfailles dont la partie extérieure plonge vers l'Arve et se trouve proche de son axe.

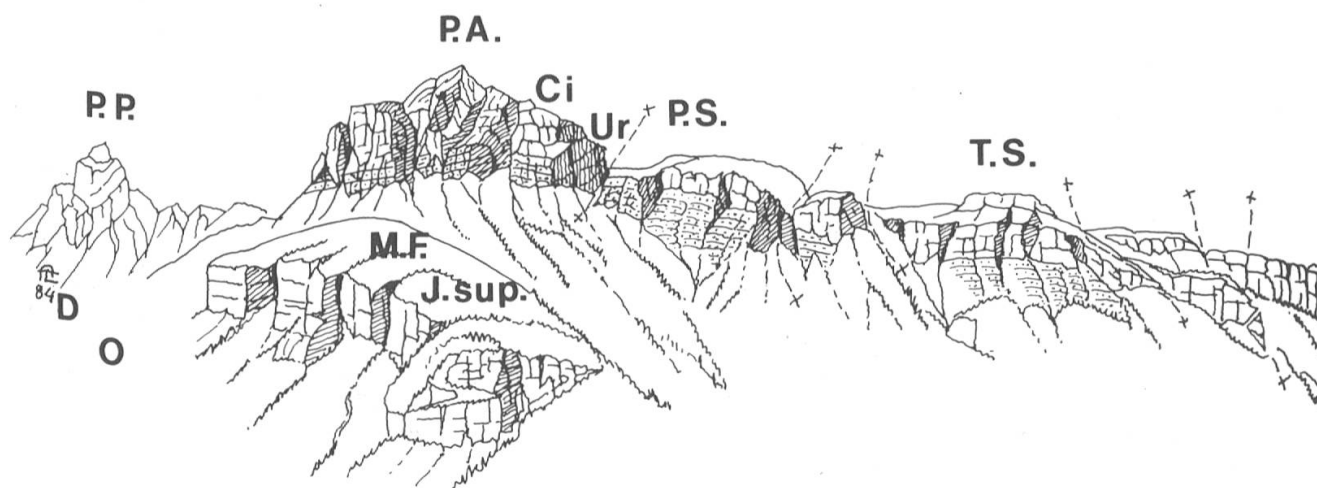


FIG. 3. — Barre d'Urganien sur la rive gauche de l'Arve. Les transfailles successives séparent des gradins qui s'abaissent vers Cluses (hors croquis, à droite). Le pli du Malm est également faillé dans le même sens. Ci et Cs: Crétacé inférieur et supérieur. Ur: Urganien. J. sup.: Malm. P. P.: Pointe-Percée. P. A.: Pointe-d'Areu. P. S.: Passage du Saix. T. S.: Tête-de-la-Sallaz. D: Doran. O.: Outredière. F.: Mont-Farrond.

Plus haut vers l'amont et sur la rive droite, sous le hameau de Luth, une faille N-S à fort plongement vers l'Est sépare deux séries discordantes de Crétacé inférieur dominant la vallée et formant un compartiment.

Plus haut encore vers l'amont, le promontoire dominant Saint-Martin est parcouru de diaclases N-S, parallèles à l'Arve. On les retrouve dans le vallon voisin de Luzier.

La série de replats bajociens entre Saint-Martin-sur-Arve, les Juillards et Passy ont toujours été interprétés comme des replis de couches dures dans le Bajocien. On pourrait aussi les assimiler à des compartiments isolés par des transfailles.

La prolongation structurale de l'axe de l'Arve vers l'amont passe par la zone tectonisée de la bordure du Mont-Blanc et remonte la vallée du Bon-Nant. Le massif cristallin ne porte pas d'entaille d'érosion qui prolongerait l'axe de Sallanches.

Dans le massif de la Tête-Noire, quelques ravins très incisés (Mont-Coutant et N du sommet 1741 m) suivent des transfailles. Leur orientation est SE-NW donc parallèle au cours de l'Arve et à celle de la vallée actuellement abandonnée mais suivie par la route et le chemin de fer. Cette direction est également voisine de celle du secteur amont du Bon-Nant, au S de Saint-Gervais.

La carte géologique du Massif du Mont-Blanc de DUPARC et MRAZEC (1898) indique une faille NNE-SSW à pendage W isolant le massif du Prarion du col de

Voza. Elle permet d'interpréter ce massif comme étant un gradin latéral du linéament du Bon-Nant.

Une autre faille, plus basse, s'en détache et isole un gradin inférieur en forme de coin.

Ces différentes cassures font partie du linéament de l'Arve.

VALLÉE DU RHÔNE

Le lac Léman et le cours du Rhône

Son origine est tectonique (LOMBARD, 1939). Elle se relie ainsi aux observations qui vont suivre et à leur interprétation.

L'actuelle partie inférieure du Rhône, en aval de Martigny, suit une coupure transversale du massif du Mont-Blanc, de celui des Aiguilles-Rouges, de leur couverture autochtone, de l'Helvétique et des nappes préalpines jusqu'à la molasse et le lac.

Suivant R. STAUB (1934, p. 67, pl. VIII), cette profonde entaille date de l'Oligocène. Le cours d'eau descendait du massif du Combin par l'Entremont et Bagnes et se dirigeait vers le delta du Mont-Pélerin. Par la suite, au cours du Miocène, le cours a été déplacé et s'est écoulé par la dépression transversale du Wildstrubel. Le tracé oligocène a persisté, captant au passage le Rhône supérieur et prolongeant son cours lémanique vers la Venoge puis vers Genève. Cette persistance serait due au graben dont nous cherchons les traces.

L'analyse du terrain procède de l'aval à l'amont car c'est dans ce sens qu'apparaissent le plus clairement les particularités morphologiques.

Les levés d'H. BADOUX sur les feuilles Montreux, Monthey et le stéréogramme des Préalpes valaisannes sont des documents dont on admire la précision et le talent de dessinateur; grâce à leur clarté, l'interprétation structurale est aisée dans un secteur particulièrement significatif.

Le fait que la vallée du Rhône corresponde à un accident tectonique transversal n'est pas discuté. M. LUGEON (1901) a décrit les cassures qui fractionnent les barres de Malm des Médiannes plastiques sur les deux versants de la vallée.

Sur la rive gauche, M. BADOUX (1950, 1962, 1965) figure très exactement les failles transversales «transfailles» des plis des Préalpes chablaisiennes. Elles séparent des «compartiments» qui sont tantôt des épaules (Chavallon) tantôt des sommets rocheux (Chambéry, Grammont) d'altitudes décroissantes; leurs inclinaisons axiales sont toutes de 10° à 25° vers l'est. Leur succession décroissante augmente la descente axiale vers le Rhône.

L'estimation de la valeur du plongement axial est sujette à caution. Trop de failles et de replis empêchent de mesurer des éléments repères. Une tentative, avec toutes les réserves voulues, est basée sur le plongement axial du fond du synclinal de Crétacé

des Cornettes-de-Bise. Au col il passe à 2100 m et la fermeture du pli à Miex à 820 m environ. L'angle est de 10° vers l'est. M. LUGEON (1901, p. 411) l'estime à 50%. Entre le point 2100 et la vallée du Rhône (400 m) la différence est de 1100 m, valeur qui permet d'estimer la profondeur du graben à cet endroit.

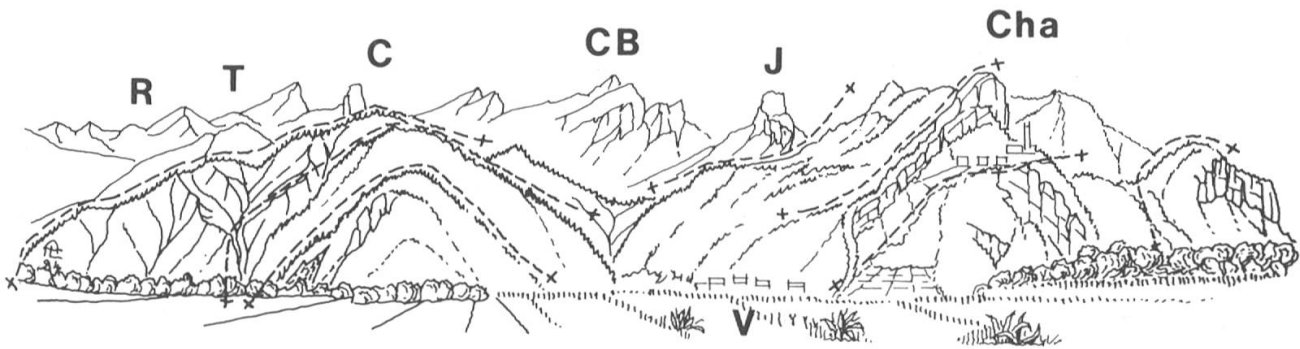


FIG. 4. — Le Chablais et les Préalpes médianes. Rive gauche du Rhône. Principales transfailles, vues de Chessel. R.: Reverulaz. T.: Torgon. C.: Chamossin. C. B.: Cornettes de Bise. J. Jumelles. Cha.: Chavallon. V.: Vouvry.

La plaine alluviale du Rhône est localement dominée à Port-Valais par une colline isolée de Lias et de Malm. Il s'agit probablement d'un compartiment du type de ceux qui nous intéressent ici, curieusement épargné par l'érosion. En résumé, le versant gauche du Rhône plonge axialement par compartiments successifs cartographiés avec minutie par H. BADOUX (1965). L'un d'eux forme le rocher des Bouilles; la transfaille correspondante détermine le plat de Charlavornaire. Elle se prolonge entre les rochers 1415 et 1489; parallèlement elle se bifurque pour passer entre les points 1539 et 1415 dominant le lac Tannay.

Le Rocher du Sex-Chavallon est traversé par plusieurs failles significatives; elles sont très redressées et parallèles au Rhône. Le rocher n'est pas un compartiment au sens où il a été défini; il s'intègre dans la descente axiale du pli de Tanay-Vélan vers le Rhône et comprend encore le sommet 1242. La transfaille-limite passe par le plat de Prélagine et se prolonge dans le fond du ravin de Vouvry (Le Fosan) lorsqu'on se base sur les failles visibles et la morphologie pour en reconstituer le tracé. Le Crétacé du rocher 1539 se retrouve dans celui de 1242 donnant ainsi un ordre de grandeur du rejet.

D'autres transfailles de ce pli pourraient encore être assimilées à ces linéaments rhodaniens. Restons prudents.

Voici deux compléments relatifs à ces structures:

La molasse du Bouveret a formé un obstacle à l'avancée des plis; il se marque par la divergence des directions des failles dans le Jurassique, sous la Croix de la Lé et de la tête du Prayon. On distingue alors deux massifs rocheux en retrait de la molasse: celui de la Croix de la Lé et celui de Charlavornaire. Le premier est cassé par la molasse-obstacle, le second dépend déjà de l'appel du Rhône.

Plus loin en amont, l'épaule de Torgon est un gradin dans la descente axiale du pli du Linleu. La pente est rapide. Une faille suivie par la gorge d'Avançon sépare ce bloc de Torgon de celui de Mayen situé plus bas et formant le dernier gradin avant la plaine du Rhône.

Plus haut encore vers l'amont, les Préalpes médianes rigides sont structurées par des dalles calcaires du massif de Dréveneuse. L'influence du graben du Rhône se marque de manière imprécise dans le rocher de Trias dominant Vionnaz. La carte n'indique que quelques plongements dispersés et une seule faille transversale.

La combe de Dréveneuse pourrait être un gradin incliné vers le N. Sa faille-limite suivrait la base de la paroi de l'Arête de Pré-Fleuri. Sa trace amont passe à la Pointe-de-Bellevue; elle réapparaît en aval dans le couloir du bas de la combe.

Le massif rocheux crétacé de l'Autochtone à Collombey montre beaucoup plus nettement l'influence du graben rhodanien. Le stéréogramme d'H. BADOUX l'indique très clairement.

Le couloir vertical du Pessot sépare le Crétacé de l'Oligocène. Ce dos crétacé de Muraz-Collombey est un gradin anticlinal plongeant axialement de 15° en direction N 30 E, dominant la plaine du Rhône. Sa structure est également rhodanienne avec les couches de position N 20 E/2 à 5° jusqu'à Monthey.

Au S-W de Muraz, dominant le village, un second anticlinal court parallèlement à celui de Colombey. Sa carapace en calcaire urgonien est fractionnée comme l'autre, par de nombreuses cassures N 50 W/40 E dont l'interprétation est difficile et dépend de conditions locales du soubassement voisin du bloc de Saint-Triphon.

Autochtone et parautochtone s'enfoncent sous les alluvions du Rhône et ne réapparaissent pas de l'autre côté de la plaine. C'est évidemment entre les deux que passe le linéament transversal du Rhône.

La grande carrière des Ilettes (Monthey) montre que la molasse oscille entre N 30 E et N 10 E avec un pendage vers la vallée variant de la verticale à 20° E. Cette position est préalpine dans le haut et rhodanienne en bas.

Le plateau de Vérossaz et son soubassement sont incomplètement cartographiés, sans failles ni signes de position. Les observations de terrain montrent des directions alpines (N 50 E, pl. 24 N-W) dans l'Hauterivien au Moulin, par contre: N 20 E pl. 10° dans un gradin vers Chez-Revet. Au niveau de la vallée à Chambovev, la direction de l'Hauterivien reste alpine, ainsi que tout l'ensemble des Rochers de la rive gauche du Rhône à Saint-Maurice.

Il existe localement plusieurs épaules. Sont-elles morphologiques ou structurales et liées au graben rhodanien? Il manque les transfailles-limites visibles qui permettraient d'admettre la présence de gradins enfoncés verticalement.

Sur la rive droite du Rhône, la bordure est du graben du Rhône est marquée par la pente des profondeurs maximales du Haut Lac et par le relief très abrupt du versant immergé entre Grandchamp et Montreux dans le secteur préalpin. Il reprend de la Tour-de-Peilz à Vevey et au-delà au pied du Lavaux.

La direction générale de ce talus est tout d'abord celle de la rive droite de la vallée du Rhône de Bex à Villeneuve. Elle s'incurve ensuite vers le NW au voisinage du conglomérat du Mont-Pélerin.

De Montreux à Villeneuve

La direction des plis est N 45-50° E à partir du lac. Toutefois, l'extrémité S des Préalpes externes s'incurve vers le S au N de Montreux ainsi que le front des Médiannes. (Chaînon du Cubly). On ne voit guère de relation avec un graben lémanique, vu le caractère très local de ces variations. Il en est de même des versants de Glion, Caux et du vallon de Jaman à Territet.

Au-delà par contre, les conditions vont changer.

M. LUGEON (1901, p. 411) remarque l'inflexion transversale des plis vers la vallée.

Le premier synclinal, celui des Rochers-de-Naye, plonge axialement de 28,5%.

M. L. le prolonge dans le pli du Grammont.

Le synclinal suivant, celui des Agittes-Roche descend avec 50%. En face, celui de Linleux montre des valeurs comparables. Le synclinal de Leysin, plongeant moins fortement, est perché au-dessus d'Aigle et coupé par plusieurs failles transversales. En face, sur la rive gauche le pli de Vionnaz-Révereule-Recon s'abaisse également. Tous sont marqués par un ensellement rhodanien. Les correspondances des plis sont interprétées autrement par H. BADOUX (1960, p. 22) qui relie le pli de Savalène-Linleux à celui de Leysin, l'anticlinal de Verne-Cornettes de Bise à celui des Tours-d'Aï et le synclinal des Cornettes-de-Bise au synclinal de Corbeyrier. «Les plis valaisans sont plus serrés que ceux du versant vaudois. Il est probable qu'un accident masqué sous les alluvions du Rhône, sépare ces deux faisceaux de plis» (op. cit., p. 22).

Nous sommes d'accord avec cette conclusion et poursuivons l'étude de la vallée dans ce sens.

De Villeneuve à Bex

Le massif proéminent de Roche (ou Mont-d'Arvel) est coupé par de nombreuses failles parallèles orientées N 10° à N 30° créant des compartiments descendant vers le Rhône.

Les directions des couches restent assez constantes indiquant l'enfoncement vertical des blocs qui ont répondu à un appel au vide vers la vallée. Le réseau de failles obliques N-S tranchant les barres calcaires du Malm remonte loin vers le N-E, aussi bien dans la crête du Malatraix que dans celle du Daillet et des Tours-d'Aï. Faut-il comprendre que l'appel du graben rhodanien s'étend aussi haut? Les pendages des axes des plis peuvent apporter une réponse. Suivant H. B. (1965, esquisse tectonique de la feuille Montreux), les plongements axiaux vers le N-E débutent suivant une ligne passant par la Cape-au-Moine, les Rochers-de-Naye, le Haut-Hongrin, les Tours-d'Aï, soit très sommairement suivant la crête du versant droit de la vallée du Rhône. On

peut alors admettre que les angles axiaux sont soit horizontaux soit inclinés vers le Rhône, mis à part les axes du synclinal de la nappe de la Simme aux environs de Corbeyrier (Tompey). A titre de complément, on peut relever des transfailles dont plusieurs limitent des gradins: à Roche l'épaule rocheuse du Mont-d'Arvel; à Yvorne la colline de Champillon; la barre de Malm qui descend de Rionde vers Pousa et Aigle. Elle s'achève dans les parois sous le point 980, à l'W de Drapel. Au S-E d'Aigle, le Plantour est un gradin.

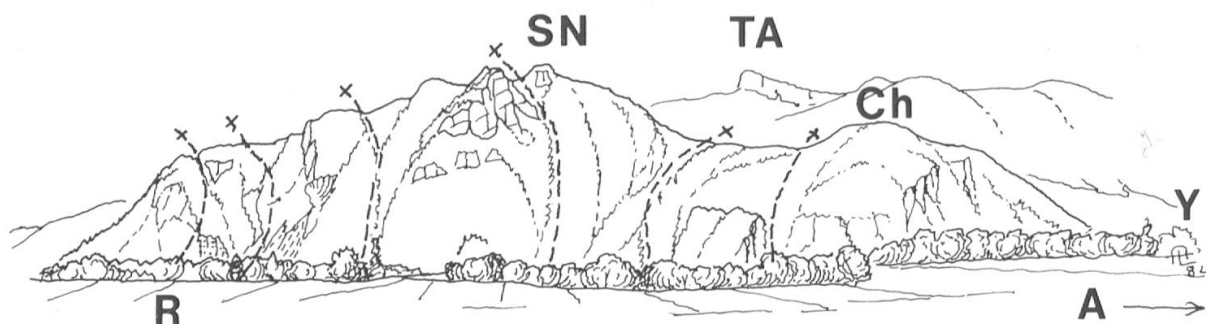


FIG. 5. — Préalpes médianes de la rive droite du Rhône vues de Chessel. Principales transfailles. S. N.: Sex des Nombrieux. T. A.: Tours-d'Aï. Ch.: Champillon. Y.: Combe d'Yvorne. A.: Aigle. R.: Roche.

La colline de Saint-Triphon

Cet inselberg émerge de la plaine du Rhône, limité à l'est par une faille rectiligne, N-NE, au N également par une faille mais celle-ci E-W. La face ouest, bien qu'érodée et exploitée est rectiligne dans son ensemble. Ce bloc entre failles est formé de Trias ladinien rattaché au flanc renversé d'un pli des Préalpes médianes; il se trouve face au Trias ultra-helvétique de Bex-Laubhorn. Suivant H. BADOUX (1960), ce bloc a subi une rotation lors de la mise en place de la nappe. Ce horst fait partie d'un des linéaments tectoniques du graben du Rhône. Sa position est surélevée par rapport à son environnement. Il a échappé à l'érosion. Est-ce à cause de sa surrection qui serait récente? Est-il monté sous l'effet de poussées salifères profondes? Ne serait-ce pas la conséquence de mouvements individuels de cassures allongées du socle créant des blocs positifs dans ce cas alors que d'autres se sont enfoncés? Nous penchons pour cette dernière hypothèse.

De Bex à Saint-Maurice

Failles et gradins coupent transversalement la colline de Champillon (S-W de Corbeyrier) au voisinage de la plaine du Rhône. La direction dominante est N-W. En amont, le Malm de l'anticlinal de la Tour-d'Aï et du synclinal de Leysin est fracturé suivant la même orientation. On la retrouve au S de la grande Eau dans le Ladinien du Plantour mentionné plus haut.

L'Ultrahelvétique est formé de gypses triasiques de la nappe de Bex-Laubhorn. Ce Trias renferme des lames anticlinales parallèles à la direction rhodanienne (N-N-W). Cette direction anormale s'explique par une «tectonique de poids» résultant de la surcharge des masses du Chamossaire et des Diablerets (H. BADOUX, op. cit., p. 21) sollicitées par le vide du graben du Rhône et freinées latéralement. On voit ici que l'appel de ce vide part de régions élevées et lointaines.

Sous la plaine du Rhône

O. Gonet (1965) a publié les résultats de ses profils gravimétriques dans la plaine du Rhône entre Saint-Maurice et le lac. De ses conclusions, on retiendra qu'aucune cassure tectonique ne «casse» ses profils transversaux dans la roche en place. Les profils ont une forme de cuvette plate peu profonde (70 à 100 m). Dans le profil en long, l'effet du surcreusement glaciaire est évident: deux bassins sont séparés par un verrou entre Roche et Chessel.

Cette analyse gravimétrique n'apporte pas d'arguments en faveur d'une origine tectonique dans ce secteur de la vallée du Rhône. Gradins et failles s'ils ont existé, ont été nivelés et usés par l'érosion glaciaire. C'est à une plus grande échelle et sur les versants qu'il faut regarder ainsi qu'au rocher de Saint-Triphon.

Le verrou de Saint-Maurice

Le relief préalpin rencontré jusqu'ici change de caractère ainsi que les quelques éléments structuraux rhodaniens que nous avons suivi jusqu'ici.

Les couches calcaires du Crétacé autochtone barrent massivement le fond de la vallée. Elles plongent faiblement vers l'aval et leur plongement axial vers le N-E est à peine sensible.

La surface du verrou et des versants est irrégulière. La rive gauche comprend le rocher du Château, les parois calcaires et l'entrée de la grotte. On n'observe aucune faille parallèle au cours du Rhône; il en est de même dans les rochers du canyon sous le pont.

La paroi de la rive droite est la prolongation de celle de la gauche. Aux Chenalettes comme en face, le Valanginien plonge faiblement vers le N et axialement de 10° vers l'E. Des diaclases verticales mesurent N 60 W ou N-S près de l'autoroute. Quelques bancs marneux montrent une schistosité N-S avec 18°-20° vers l'Est. On ne peut tirer de conclusions structurales de ces quelques indications. Seuls quelques gradins de calcaire valanginien et hauterivien dominant la voie CFF au N du tunnel, dans la colline de Saint-Martin et au-delà. Ils sont dominés par des parois diaclasées N-NW et N-W. Il faut renoncer à retrouver ici le passage de linéations et d'un graben.

La couverture autochtone visible dans le défilé n'est pas fracturée. Et pourtant le Rhône y enfonce ses eaux bouillonnantes, suivant un tracé à peine incurvé entre deux secteurs alluvionnaires. La conclusion paraît claire: la traversée du verrou de

Saint-Maurice entre Vérossaz et les collines de Chiètres est d'origine glaciaire. On verra plus loin les problèmes que pose cette absence apparente de structures transversales.

Les collines de Chiètres

Ces collines prolongent axialement le verrou de Saint-Maurice vers l'est. Elles ont un contour carré. A l'angle NE pointe le rocher de la Tour-de-Duin, klippe ultrahelvétique reposant sur le flysch parautochtone de Chiètres. Le côté occidental domine le Rhône de sa paroi de calcaires valanginiens qui prolonge le verrou de Saint-Maurice (Paroi de Sous-Vent).

Le plateau de Chiètres, abondamment couvert de moraines, est cartographié en flysch. Sa surface est très irrégulière, sans montrer d'orientation préférentielle dans son relief.

Quelques traits morphologiques retiennent cependant l'attention lorsqu'on poursuit l'hypothèse d'accidents tectoniques suggérant le tracé d'un Pré-Rhône tertiaire.

La paroi de Sous-Vent est sensiblement rectiligne suivant une longue cassure N-NE qui se prolongerait vers le S-SE dans le vallon entre les points 530,9 et 559.

Un vallon parallèle plus à l'est longe la base de la Tour-de-Duin et passe par le col à l'E de 608.

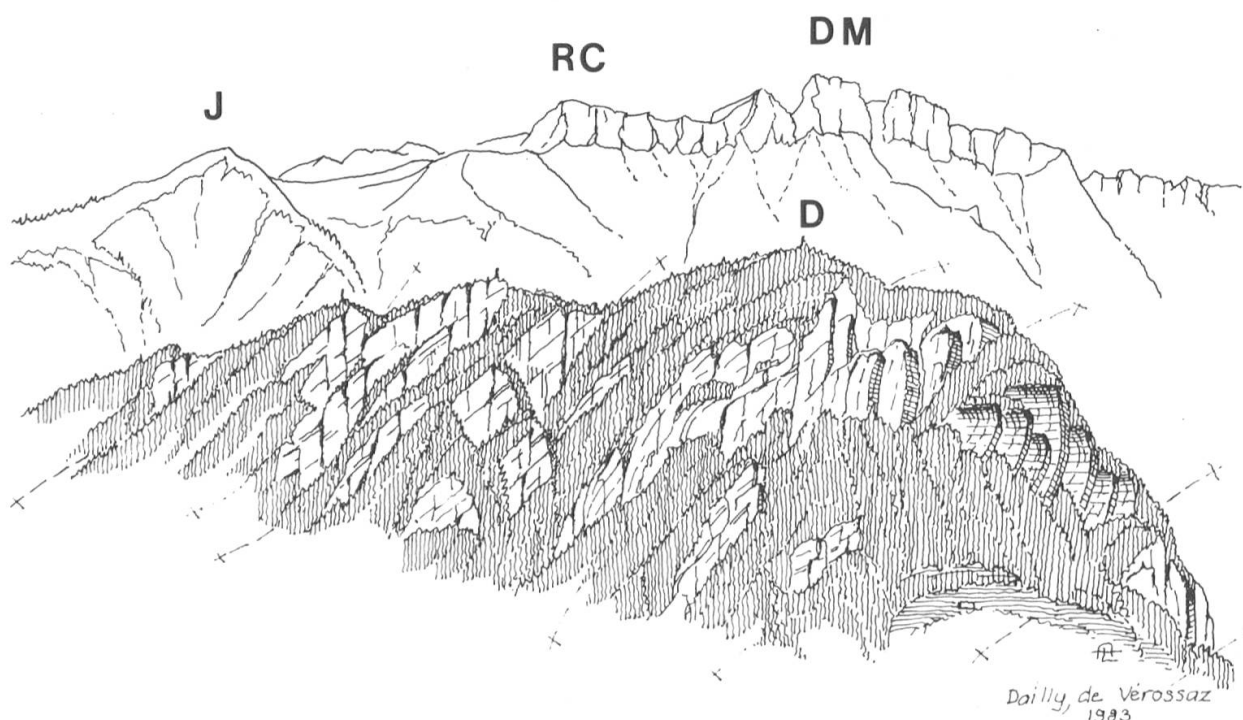


FIG. 6. — Le rocher de Dailly dans le Malm autochtone, sur la rive droite du Rhône. Vue prise du plateau de Vérossaz sur la rive gauche. Tracé des transfailles principales. J.: Croix de Javerne. R. C.: Roc Champion. D. M.: Dents-de-Morcles. D.: Dailly.

Un troisième vallon, très important passe par l'E de la Tour et traverse le col du Châtel. C'est un ancien cours du Rhône actuellement recouvert de moraine. Il s'est inséré entre le plateau autochtone de Chiètres plongeant axialement et la couverture

chevauchante du Parautochtone. Sa prolongation structurale passe au pied de parois rocheuses et de gradins; elle coupe le col entre la Rosseline et l'Aiguille-de-Dailly pour se perdre dans le ravin de Morcles.

Il est probable que des dépressions-failles séparent des ondulations mal nivelées par l'érosion glaciaire. Elles seraient le sommet de blocs entre failles, orientés suivant une direction rhodanienne et refléteraient des cassures profondes.

R. TRÜMPY (1969) n'a trouvé aucun accident transversal dans le défilé de Saint-Maurice ni plus haut dans la vallée. Nous allons revenir sur ce problème.

L'Autochtone dans son ensemble

Les faibles cassures décrites traversant l'Autochtone de Saint-Maurice ne suffisent pas à expliquer pourquoi ce défilé se trouve dans l'axe général du Pré-Rhône entre Martigny et le Léman, sinon par une épigénie. Il faut remarquer que ce secteur autochtone sépare deux domaines différents: en amont le massif des Aiguilles-Rouges et en aval les plis préalpins. Lors des phases paroxysmales du plissement alpin, le massif des A. R. s'est non seulement élevé mais a été poussé sur le socle autochtone cristallin (Ayrton, S. N. et Ramsay J. G., 1974).

La pente frontale des A. R. est devenue si raide que sa couverture sédimentaire s'est écoulée et tassée sur elle-même (H. BADOUX 1971, pl. I. profil). Par conséquent un bourrage a dû se produire en profondeur au contact des deux cristallins. Leurs cassures rhodaniennes ont été obturées et les assises crétacées de Saint-Maurice traversent sans rupture ni ensellement l'espace entre les deux versants de la vallée principale.

De Saint-Maurice à Martigny

La vallée du Pré-Rhône de Martigny au Léman est divisée en deux parties: en amont: Martigny-Saint-Maurice et en aval: Saint-Maurice-Léman. Les deux ne suivent pas la même direction. La première est incurvée vers le NW puis vers le N et la seconde part en aval de l'Autochtone vers le N-NW.

Son origine est décalée vers l'E des collines de Chiètres. Rappelons que M. LUGEON (1901, pl. 37) avait déjà remarqué que cette «inflexion synclinale» quittait la direction préalpine pour remonter le vallon de Pont-de-Nant dans la nappe de Morcles. Cette prolongation ne paraît pas compatible avec l'hypothèse d'un Pré-Rhône structural dont il est question ici.

La longue paroi du Sex dominant Saint-Maurice sur le versant gauche est continue jusqu'au torrent du Mauvoisin. En amont de cette profonde coupure, on entre dans les plis frontaux de la cascade des plis de l'Autochtone. Elle est dans le prolongement de ceux de Lavey-les-Bains mais on cherche en vain une correspondance des charnières entre les deux versants. La surface du socle cristallin est très différente d'une rive à l'autre (H. BADOUX, 1971, pl. I. et F. DE LOYS, 1917 dans E. GAGNEBIN, 1928).

Ces différences font supposer qu'entre les deux versants et sous les alluvions du Rhône se poursuit une faille transversale ou oblique par rapport à la direction du massif. On ignore tout de sa structure mais l'analyse des versants de la vallée montre quelques indices révélateurs dont voici quelques-uns.

Les parois rocheuses calcaires ou cristallines sont verticales et planes; elles semblent correspondre à de grandes diaclases de direction liées au tracé structural du Pré-Rhône. Le cas a déjà été observé et interprété auparavant.

L'érosion a évidemment usé le versant et façonné ces parois entre des replats. Dans les cas rencontrés jusqu'ici on voit que ces parois ont une origine tectonique. Certaines tensions internes du massif ont déterminé des plans de clivage et de décollement mis en évidence par l'usure de l'érosion. Il subsiste cependant un doute sur leur interprétation car le rejet relatif à cette cassure est inconnu, invisible ou parfois nul.

Ces surfaces de diaclases ont-elles alors une valeur significative pour une analyse de tectonique à grande échelle? Nous posons à nouveau le problème au moment où l'on change de milieu, passant des plis sédimentaires à des masses cristallines.

Le Rocher-de-Dailly est en Malm plissé dont les axes sont dirigés vers N 40-50 E. La grande paroi-diaclase (transfaille) coupe nettement cette orientation et mesure N 45 W. On trouve la même valeur dans la paroi sous Savatan mais elle passe à N 70 W aux Bains-de-Lavey. La direction des couches sous Savatan est E-W avec plongement N montrant une affinité avec la direction des couches du verrou de Saint-Maurice.

La conclusion à tirer de ce bref examen structural de l'Autochtone montre que le massif Dailly-Morcles n'est pas marqué par des changements de directions des plis mais il est distinct de celui de Savatan. Par contre trois gradins s'étagent le long du versant: La Rosseline, l'Aiguille-de-Dailly et l'Epaule-de-Savatan.

Dans le Cristallin, entre Lavey-les-Bains (ravin de l'Avançon de Morcles) et la crête des Follaterres, les pentes de la rive droite montrent quelques replats: au Mont, à Plex (sur Collonges et à Alesse (sur Dorénaz). On peut hésiter à les attribuer à un niveau glaciaire ou à une érosion sélective dans le Carbonifère, ou encore à des gradins de failles. La dernière hypothèse conviendrait bien.

Le rocher des Follaterres est intensément faillé suivant une direction pré-rhodanienne N 10-20 W.

La rive gauche

Le versant gauche de la vallée, en amont de Saint-Maurice, est coupé à sa base par le gradin de la Larsière. La route d'Epinassey à Mex remonte en zigzags en suivant la dépression de la faille qui le fracture. Cette faille, parallèle à la vallée, détermine d'autres gradins plus au sud à l'Epegna (sur Evionnaz), une série de parois-failles à 1000-1200 m d'altitude au-dessus de la Balmaz puis au-dessus de Miéville et finalement un replat se détache en silhouette sur le ciel aux chalets des Gays au-dessus de Pissevache.

D'autres failles et diaclases, également orientées vers le N, débitent en blocs la longue paroi du Mont-d'Ottan que prend en oblique la route de la Bâtiâz à Salvan.

L'origine du Pré-Rhône

Il faut partir de deux postulats. Suivant le premier, une rivière «Rhône primitif» a débuté à l'Oligocène et n'a cessé d'exister sur le tracé des Drances-Martigny-Léman, parallèlement à un autre Pré-Rhône qui passait par l'ensellement du Rawil. (R. STAUB, 1934). Celui-ci a alimenté des conglomérats du Mont-Pélerin jusqu'au moment où pour des raisons tectoniques, il a migré à l'ouest en s'engageant dans le graben rhodanien qu'il a transformé en sillon d'érosion.

Le second postulat veut que ce Rhône primitif lémanien ait pris ses sources dans le massif du Combin et au-delà peut-être, dans le Grand-Paradis avant sa capture par le réseau de la Doire Baltée. Seul un cours d'eau alimenté sur un aussi long parcours a pu développer l'énergie érosive suffisante pour tracer une vallée large et persistant à travers des unités tectoniques relativement mobiles (écoulement et ajustements isostatiques).

Plus en amont, de Saint-Maurice à Martigny, ce secteur se compose de trois unités tecto-morphologiques:

- a) le massif cristallin des Aiguilles Rouges. Arpille;
- b) sa couverture sédimentaire parautochtone-autochtone;
- c) la première nappe helvétique.

Le Cristallin des Aiguilles-Rouges s'incline axialement vers le N-E et le Rawil, entraînant ainsi l'abaissement axial de tous les plis qui lui sont superposés.

Sous l'effet de la pression pennique et dans l'axe de sa masse maximale, le massif des Aiguilles-Rouges se fracture, subissant une cassure linéaire, transversale et complexe dont on ne peut qu'imaginer la structure, faute d'affleurements. Cette linéation va devenir une ligne de moindre résistance à l'érosion; elle va faciliter l'incision du massif et de sa couverture sédimentaire à partir d'une région interne dès l'apparition d'un réseau de drainage.

Un rift aux versants évasés puis profondément encaissé sera suivi par ce Rhône lémanique jusqu'à une côte très inférieure au niveau alluvionnaire actuel.

La mobilité de ce graben rhodanien paraît permanente dès son origine, tant en verticale qu'en horizontale.

Le socle cristallin autochtone sous les nappes préalpines accuse la prolongation de la faille du massif des Aiguilles-Rouges. L'érosion par le Pré-Rhône lémanique ou peut-être quelque mouvement différentiel des linéations de la faille en font un fossé, un graben très profond puisqu'il s'enfonce au-dessous des grands fonds du Léman.

Cette transfaille descend-elle jusqu'au socle ou ne traverse-t-elle que le soubassement autochtone et les Préalpes? Nous pensons qu'elle descend jusqu'au socle ce que suggère son tracé rectiligne et presque aligné sur le secteur de Martigny-Léman et sa prolongation probable dans l'accident de Vallorbe.

Si elle ne descendait que dans l'Autochtone on ne pourrait expliquer sa continuité structurale de part et d'autre du seuil de Saint-Maurice.

Le socle et le rebroussement des deux masses préalpines

H. BADOUX (1962, p. 64) explique la division des Préalpes en deux lobes par une déchirure d'extension au cours de la mise en place des nappes. Les deux arcs — romand et chablaisien — étaient nettement séparés. «Ce partage résulte de la forme arquée de l'ensemble de la chaîne et non d'un obstacle placé dans l'axe de la vallée du Rhône». Voilà qui est clair. Notre conclusion repose sur des observations qui montrent la coïncidence de la transfaille lémanique et de la bipartition des Préalpes et, sur leurs influences réciproques. Le sillon rhodanien peut être considéré comme une forme d'obstacle à l'écoulement.

D'autres observations complémentaires confirment l'hypothèse d'une cassure active du soubassement :

- la paroi sous Savatan est faillée transversalement (N 30 W) alors que la direction des plis sous Dailly est alpine (N 40 E).
- le rocher de gneiss de Lavey-les-Bains est diaclasé selon N 40 W, transversalement à la direction du massif. Ce rocher n'est pas en face de son équivalent de la rive droite.
- en montant à Mex et vus de la route, le seuil de Veyrossaz et celui de Chiètres sont à des altitudes différentes. L'érosion glaciaire a évidemment joué son rôle mais le profil de la vallée n'est pas en U typique. On peut alors supposer une différence d'origine structurale.
- le rocher dominant Colombey est faillé suivant un réseau de failles dont la résultante est une cassure de transfaille en chevron, isolant un compartiment dirigé vers le «vide» du Rhône.
- le rocher suivi par la route qui conduit à Mex est coupé par un ravin et un col à La Liardière. La faille qui l'a déterminé est verticale et parallèle au Rhône. Elle se prolonge de l'autre côté du torrent du Saint-Barthélémy vers le nord et vers le sud suivant une série de replats vers les hauts de Miéville.
- dans le massif cristallin ainsi découpé, l'ensemble de la roche plonge vers le Rhône.
- de nombreuses failles parallèles dominant La Balmaz (avec un gradin) et cassent la suite des parois vers Vernayaz et au-delà jusque sous Ravoire.

Deux remarques encore. La première concerne les grandes parois des plis helvétiques presque rectilignes entre le Portail de Fully et les Dents-de-Morcles, Dailly et Lavey. Leur origine pourrait être due à de longues diaclases parallèles aux cassures rhodaniennes. On les retrouve dans l'Autochtone. Elles seraient des «miroirs de diaclases» que l'on retrouve souvent dans les calcaires préalpins helvétiques et suivant d'autres systèmes fluviaux.

La deuxième remarque illustre l'hypothèse d'une transfaille rhodanienne dans le Cristallin. Elle est suggérée par la différence entre les deux versants du massif des

Aiguilles-Rouges. Les grandes unités se prolongent obliquement mais elles changent de direction, suite à quelque décrochement et à ses conséquences sur les unités pétrographiques. Son rejet est faible et senestre. On retrouve sous cette forme une des conclusions de R. PLANCHEREL (1979) sur les déformations des nappes préalpines, mais cette fois appliquées au soubassement.

OULIANOFF (1941b) note l'alignement des vallées d'Entremont et de Champex. Cet axe est suivi par des failles orientées N 40 W, bien visibles et accompagnées d'un rejet. Elles passent entre La Breya et le Catogne et se répercutent dans les placages sédimentaires sous Champex.

Avec un certain décalage longitudinal dû à la montée tardive du massif, cet alignement prolonge l'axe du Rhône de Martigny au Léman.

Cette remarque est en contradiction avec celle de R. TRÜMPY (1969), qui limite l'extension du secteur Bex-Léman au seul secteur préalpin. Il généralise d'ailleurs son raisonnement et l'étend à d'autres unités tectoniques car, pour prouver qu'il y a eu fracture du socle, il faudrait que l'Autochtone et les nappes soient tous faillés après l'achèvement des mouvements des nappes. On verra par la suite et dans nos conclusions que d'autres faits interviennent qui nuancent ces conclusions.

VALLÉE DE L'AAR

Du lac de Thoune au front préalpin et helvétique, ce secteur transversal de la vallée est d'origine structurale. La vallée a été tracée en bordure des nappes préalpines et au contact de celles-ci avec les plis helvétiques. L'anticlinal du Niederhorn plonge axialement sous les Préalpes suivant une série de compartiments en gradins.

La recherche de cassures parallèles à la vallée, si fructueuse dans la vallée du Rhône, est ici presque négative; elle ne permet pas de supposer valablement l'existence d'un graben initial.

C'est à une échelle plus vaste qu'il faut chercher des indications sur une cassure transversale profonde ou alors abandonner cette hypothèse.

En faveur de son maintien, il faut relever:

- l'inflexion des plis préalpins à l'approche du lac, laissant supposer un obstacle (NICOL, 1956);
- le décrochement dextre de la vallée de la Gürbe (PLANCHEREL, 1969, pl. 1);
- l'isolement en forme de horst allongé de la colline molassique du Gurten entre deux vallées (transfailles possibles);
- l'asymétrie des structures entre les versants de la vallée de l'Aar;
- l'abaissement vers le lac du compartiment terminal de la nappe du Niesen, marquée par une transfaille passant entre ce sommet et le Fromberghorn;
- les vallées de la Kander et celle du lac de Thoune suivent des accidents tectoniques attribués à une zone-charnière des Alpes occidentales (LAUBSCHER, 1982). Ces accidents sont des failles dextres ou senestres convergeants à Merligen. Elles datent

du Tortonien. Elles jouent de toute évidence un rôle déterminant dans le tracé des vallées du lac de Thoune et de la Kander inférieure. Plus haut dans cette vallée, ADRIAN (1915) a mentionné la différence entre les structures des deux versants laissant ainsi supposer, ici encore, quelque accident tectonique transversal;

- près d'Interlaken, les traces de cet axe se perdent. Par contre un nouvel accident transversal serait annoncé par le fractionnement du pli du Därligengrat en gradins dont les derniers forment la Heimwehfluh et le Rugen;
- sur la rive droite de la Lutschine, de semblables failles coupent le bas de la Schynige Platte. L'accident majeur passerait entre les deux (Rugen et Schynige Platte) et se prolongerait dans l'une des Lutschine;
- en direction opposée, cette faille majeure expliquerait l'extrémité S-W abrupte du pli du Harder. On perd sa trace dans le vallon de Habkern.

On a supposé l'existence d'un décrochement du soubassement marquant l'extrémité du pli du Harder; ce pli est avancé de 500 m par rapport à celui du Morgenberghorn.

P. ARBENZ (1918), après une analyse détaillée du terrain arrive à une autre conclusion. La discontinuité entre le pli du Morgenberghorn et celui du Harder s'explique par un réseau de failles transversales nord-sud à plongement W, séparant

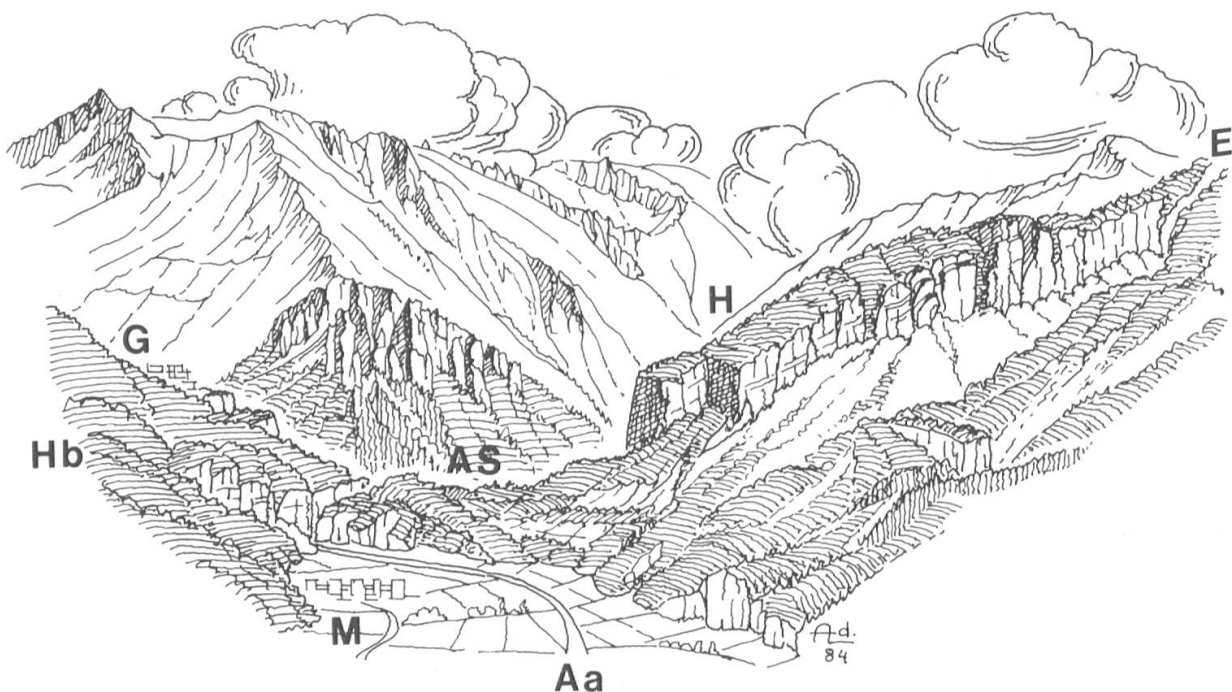


FIG. 7. — Vallée de l'Aar, Meiringen et le verrou du Kirchet (Aareschlucht). Fractionnement par transfailles et ensemlement. Hb.: Hasliberg. G.: Gadmental. M.: Meiringen. A.S.: Aareschlucht. H.: Hasli. E.: Engelhörner. Aa.: Aar.

des compartiments en échelons s'abaissant vers l'ouest. Le rejet se réduit à 300 m. Ces accidents transversaux se trouvent dans la prolongation des cassures du Rugen et des gradins de la Lutschine entre Wilderswil et Zweilutschinen. Ce sont autant d'indices d'une zone de cassures méridiennes à l'origine de cette vallée transversale. D'autres recherches seront nécessaires pour mieux en définir le tracé. Celui-ci se perd au N. Vers le S, on tombe dans la vallée du Hasli où nous n'avons pas observé de transfailles à proximité du talweg.

GÜNZLER-SEIFFERT (1936) décrit une longue faille parallèle à celui-ci, de Rosenloui à Kaltenbrunnen dans le Dogger du pli du Faulhorn. Elle détermine une paroi rectiligne presque parallèle au Hasli. Elle se rattache à un réseau de failles qui ont rejoué au Pléistocène et auquel on pourrait rattacher un linéament qui serait à l'origine de la vallée principale. Son miroir, visible localement, ne porte pas de stries. Elle est verticale; à son voisinage, les couches pendent vers le S-W. Ces caractéristiques se retrouvent dans plusieurs transfailles observées jusqu'ici. Ce même auteur (1952) met en évidence le changement de structures des deux versants entre le coude de l'Aar et Meiringen.

Avant de quitter ce secteur, il convient de mentionner quelques parties limitées de vallées préalpines orientées transversalement ou obliquement par rapport aux plis mais sans continuité apparente: Sarine entre Lauenen et Saanen, Simme entre les Simmenfälle et Zweisimmen, le Giffre-Risse en Haute-Savoie et d'autres parmi les plus marquées par des linéaments tectoniques.

La vallée de l'Aar à l'Aareschlucht

Le verrou du Kirchet

La barre rocheuse qui traverse la vallée présente un affleurement presque continu d'un versant à l'autre de la vallée. Il permet ainsi d'analyser les fractures du soubassement qui sont à l'origine de la vallée.

Il faut reconnaître que jusqu'ici une telle analyse n'a pas été faite. Seule existent une description d'itinéraire (Guide 1934) et un profil transversal (MÜLLER Fr. 1926).

Le verrou est en calcaire de la base du manteau sédimentaire autochtone recouvrant le massif de l'Aar. Il est traversé par plusieurs transfailles profondément érodées sans que des rejets verticaux aient été signalés. Une schistosité horizontale a favorisé le surcreusement du bassin d'Innertkirchen.

En amont du verrou, le long de la rive gauche, la base du versant est en calcaire massif jurassique fracturé en lames verticales séparées par des transfailles prolongeant celles du verrou.

Sur la rive droite une transfaille longe la terrasse du Wylerli.

Les deux versants de la vallée ne sont pas symétriques. Au S-W, la crête des Engelhörner est en Urgonien dont la direction est différente de celle du Blattenstock du versant N-E.

Entre deux s'intercale le bloc du Kirchet avec des couches presque horizontales et écaillées.

Cette indépendance des structures confirme l'origine tectonique du tracé de la vallée de l'Aar dans ce secteur.

Plus haut dans la vallée, en direction du Grimsel, il n'y a guère de transfailles marquantes.

Une schistosité parallèle au cours de l'Aar avec plongement E se développe à l'approche du col sur la rive gauche et dans le talweg. E. HUGI (1929) a relevé l'importance des diaclases N-W-S-E du granite de l'Aar suivant les grandes lignes morphologiques. Le cours supérieur de la rivière s'inscrit dans cette remarque.

VALLÉE DE LA REUSS

La recherche de structures transversales est complexe dans toute la région du lac des Quatre-Cantons. A celles-ci s'ajoutent des fractures obliques et longitudinales liées au plissement. Cet ensemble forme un réseau dont la diversité se traduit à l'évidence dans les bras si variés du lac.

Pour simplifier notre investigation, nous nous sommes limités au grand axe méridien de la vallée de la Reuss, de l'Urnersee aux Schöllenen.

Les transfailles sont rares. Sur la rive gauche, l'une d'elles longe la base de la falaise calcaire de Malm sous la longue terrasse du Grütli. Elle isole la Pierre-de-Schiller et coupe le rocher du débarcadère. Les falaises calcaires d'Isleten sont également cassées ainsi que celles du S de l'Isenthal et les grandes parois du Gitschenstock, en face d'Altdorf.

L'axe des plis helvétiques frontaux s'incurve du Muotathal (dir. NE-SW), vers l'Urnersee et Sisikon (dir. N-S), étant freinés dans leur progression par quelque obstacle dans l'axe de l'Urnersee.

Les directions axiales de la rive gauche ne montrent pas de dispositions correspondantes. On peut supposer entre les deux versants quelque décrochement senestre sinon une interruption d'ordre mécanique suivie par l'érosion.

Sur la rive droite, des failles subméridiennes fracturent les parois de Morschach à Sisikon ainsi que plus au S sous le Fronalp Stock et les Rophaien. Elles sont espacées (BRÜCKNER, 1956).

L'argument majeur d'ordre tectonique concernant l'origine de la vallée de la Reuss est donné à plus grande échelle par la dissymétrie des axes de plis de part et d'autre de la vallée. Un accident de la surface du soubassement a dû contrarier la mise en place des plis helvétiques. Le pli du Seelisberg plonge axialement sous celui de Morschach.

La prolongation vers le N du linéament de l'Urnersee se retrouve dans la chaîne de la Rigihochfluh, suivant une dépression transversale N-S à l'W de Brunnen. Elle se perd au-delà dans la Nagelflüh. Elle est peut-être à l'origine du col d'Arth, entre

le Rigi et le Rossberg; elle finit dans l'axe du lac de Zoug et suivant R. TRÜMPY (1969), atteint l'extrémité orientale des Lägern et des plis du Jura. Elle résulte d'une phase tardive de poussée alpine.

La partie amont de la vallée de la Reuss jusqu'aux Schöllenen suit un réseau de transfailles, parallèles les unes aux autres bien visibles dans le verrou cristallin du Pont-du-Diable.

A la hauteur de Gurtellen dans la Cristallin (Guetlibruch) ce réseau de failles parallèles à la vallée de la Reuss plonge suivant la pente du versant. On le retrouve jusqu'à Wassen, au Pont-du-Diable et dans les Schöllenen. Les zones de schistosité s'accroissent dans la cascade et varient dans leur position. La forte proportion de mica dans la roche augmente encore leur sensibilité à l'érosion.

Pour terminer cet examen rapide de la vallée de la Reuss, on constatera comme dans les vallées précédentes, la disparité évidente entre la faible importance des failles sans rejet apparent et l'amplitude du talweg de la vallée. On reviendra sur ce sujet dans les conclusions.

VALLÉE DE LA LINTH

L'histoire de cette vallée est complexe car elle est fonction du plissement Helvétique qui s'est déroulé en plusieurs phases (R. TRÜMPY, 1969) affectant plusieurs nappes et le Cristallin. Des cassures plus récentes partent du massif de l'Aar-Gothard mais il manque encore des preuves sûres de cassures du socle après l'achèvement des mouvements des nappes (R. TRÜMPY, 1969, p. 129 et suiv.).

Notre recherche de structures génératrices du talweg montre quelques exemples caractéristiques:

- en face de Ziegelbrücke dans les couches de Nagelfluh;
- dans le promontoire au N d'Oberurnen;
- dans le rocher de Vorburg au NW de Naefels;
- sur la rive droite, au N de Netstal, en particulier en amont de l'éboulement. Les couches de Malm plongent vers la vallée.

De Glaris vers l'amont ces transfailles disparaissent. Elles sont donc limitées aux nappes de Drusberg sur la rive gauche et Murtschen sur les deux rives.

Secteur transversal de la vallée du Rhin entre le lac de Constance et Coire

L'origine tectonique de ce secteur de la vallée a été reconnue depuis longtemps. (Alb. HEIM 1910, 1919, 1922), (HEIM Arn. et OBERHOLZER J., 1911-1915). Des failles transversales (parallèles au Rhin) fracturent les plis helvétiques et accompagnent un pli synclinal transversal (ensellement).

Le Rhin a taillé son cours le long d'un graben orienté N-S, composé de plusieurs secteurs. Il est visible dans l'Helvétique mais sa prolongation se perd tant dans l'avant-pays que dans les schistes lustrés.

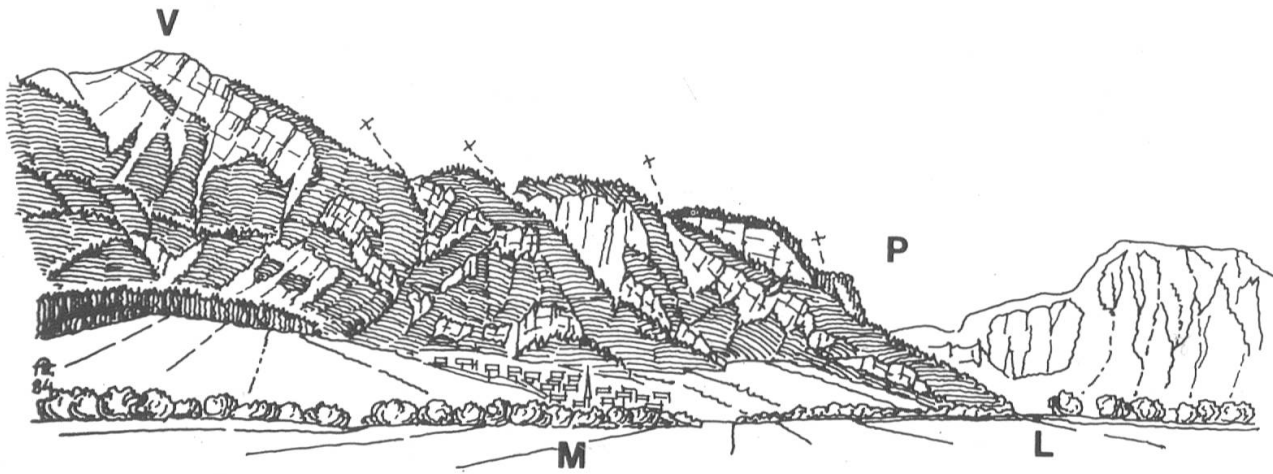


FIG. 8. — Vallée du Rhin, vue vers l'amont et la rive droite. Chaîne du Vilan et compartiments abaissés, entre transfailles. V.: Vilan. M.: Malans. L.: Landquart. P.: Prättigau.

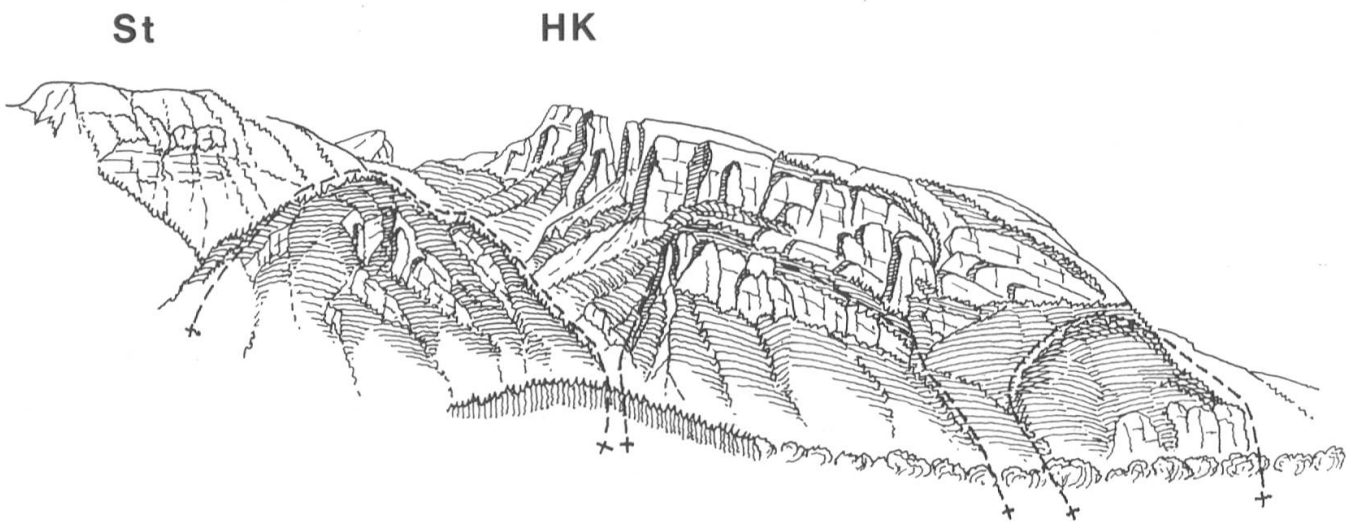


FIG. 9. — Vallée du Rhin vue vers l'aval, et la rive gauche avec la chaîne du Hoher Kasten, fractionnée et abaissée vers le cours du Rhin. Environs de Sennwald. H.K.: Hoher Kasten. St.: Stauberén.

Rive gauche

Le relief des plis helvétiques en suivant la rive gauche se débite en gradins à l'approche de la vallée (BLUMER, 1903) entre Oberriet, Kobelwald et Rüti. Les failles sont orientées NNW-SSE et coupent transversalement l'axe des plis. Ici toutefois, cette direction n'est pas parallèle à l'axe de la vallée. Les gradins montrent cependant un appel au vide bien marqué. Les failles ne sont pas plissées; elles sont donc postérieures à la formation des plis. La question se pose différemment pour l'âge du graben axial, beaucoup plus ancien.

Les inselbergs de Montlingen et de Kolbach sont des horsts émergeant de la plaine alluviale.

Les mêmes remarques s'appliquent à la chaîne dominant Sennwald bien que des confusions puissent fausser l'interprétation des irrégularités du relief (replis, couches dures). Un autre horst émerge et forme la colline de Benderen avec un double jeu de failles serrées NNW-SSE et NE-SW, ce dernier jeu étant à nouveau parallèle à cette partie de la vallée.

Aux environs de Werdenberg et de Buchs, on retrouve la prolongation du réseau des failles du horst de Benderen, quoique décalées vers le S-E.

L'origine de ces divers inselbergs, y compris celui du Fläscherberg, est sujette à discussion: érosion ou tectonique. La deuxième solution l'emporte à notre avis car la situation de ces horsts au milieu des alluvions, leur réseau de transfailles et leur position intermédiaire et indépendante entre les plis des deux rives confirment ce point de vue.

Suivant la rive gauche, la colline du château de Werdenberg est un gradin structural, la colline du Schnecken (au S de Buchs) en est un autre ainsi que ceux d'Altendorf, des collines entre Räfis et Rans, de Munsterdun et de Sevelen jusqu'à Wartau.

Fläscherberg

L'inselberg du Fläscherberg émerge à la bifurcation de la vallée du Rhin et du Seeztal, traduisant quelque cassure profonde également bifurquée.

L'érosion glaciaire n'est pas exclue ni celle du Pré-Rhin. Elle est toutefois limitée à des retouches du relief lequel résulte avant tout de la tectonique régionale à grande et à petite échelle.

Nous ne nous engagerons pas plus loin dans la discussion inépuisable sur le rôle décisif de ces deux agents majeurs du relief et de l'origine des vallées transversales en particulier.

CONCLUSIONS

Une exploration préliminaire du terrain a permis de voir dans quelle mesure les hypothèses fondamentales sur l'origine des grandes vallées se trouvaient infirmées ou confirmées par des structures régionales (LOMBARD, 1959).

Cette première reconnaissance a montré que les grandes vallées transversales anciennes se situaient suivant des ensellements et quelques culminations. L'Aar et le Rhin sont issus d'ensellements, la Reuss et la Linth suivent des culminations (ARBENZ, 1912) ou du moins des changements de plongements axiaux. Le Rhône, après avoir passé par le Rawyl a changé de cours. La culmination du Spitzmeilen n'est traversée par aucune vallée. Lorsqu'on se limite à quelques vallées transversales actuelles, on voit qu'il y a des exceptions à ces règles générales. Elles proviennent des variations régionales des plongements axiaux, notamment de part et d'autre de versants d'une vallée. Certaines vallées sont placées au contact de nappes préalpines et de plis (Arve, Aar).

Failles et transfailles

Revenant aux structures actuelles observées dans le terrain, et bien évidemment sur les versants seulement, il apparaît :

- des failles et des diaclases parallèles à l'axe de la vallée et par là-même coupant transversalement les plis d'où le terme de «transfailles» pour les distinguer des autres. Ces cassures s'ajoutent aux structures bien connues des plis et de leurs variations axiales;
- ces transfailles découpent les plis en compartiments formant des «replats» ou gradins dans la morphologie des versants. Dans les calcaires, elles déterminent souvent des parois presque rectilignes et parallèles à l'axe de la vallée;
- le rejet de ces cassures est énigmatique; il est variable mais faible ou nul dans la plupart des cas. Le terme de diaclases leur conviendrait mieux si ce n'étaient leurs dimensions et leur position caractéristiques;
- leur densité augmente vers l'axe de la vallée: Kirchet, Grimsel, Rhin, Borne.

C'est à cette concentration qu'il faut attribuer l'origine de l'érosion des talwegs transversaux majeurs, plus qu'à des rejets entre compartiments coffrés.

Le réseau serré de transfailles, comparable à une schistosité (Grimsel, Schöllenen etc.), a disloqué les roches, créé des zones tendres dans les reliefs naissants et facilité leur creusement préférentiel à son début.

- Ces transfailles serrées correspondent à des zones de stress mécanique maximum ainsi qu'on peut les concevoir dans des synclinaux et des anticlinaux transversaux;
- la même fracturation par transfailles se reproduit mais pour une raison différente lorsqu'une nappe a déferlé sur une vallée antérieure, par exemple: nappe helvétique sur Cristallin ou Préalpes sur Helvétique. Une nappe en s'écoulant sur un talweg préexistant en épouse les contours et s'y emboutit suivant son degré de plasticité. Les versants du cours profond se traduisent en surface par un ensellement lui-même fractionné en compartiments découpés par des transfailles. (Autochtone dans le Borne, Préalpes médianes, Chablais vaudois, Chéran, parmi quelques exemples);
- ces secteurs enfoncés ne sont pas propres aux seules grandes vallées. On en trouve des traces limitées à une ou deux nappes (Gstaad-Lauenen, Haut Simmental,

Sarine (PLANCHEREL, 1979), à l'Helvétique, à l'Autochtone avec ou sans influence démontrée du socle cristallin (Borne-Arly);

- l'enfoncement d'une nappe dans le talweg du soubassement a provoqué une cassure de cette unité souvent accompagnée d'un décrochement (Reuss, Rhin) ou un serrage ou encore d'une détente. Il agit souvent comme un obstacle latéral à l'étalement d'une nappe (Rhône du Chablais, Urnersee);
- les transfailles bordant la vallée alluvionnaire actuelle montrent que les talwegs profonds (dont elles sont le reflet) sont limités, parfois brisés et discontinus (Urnersee, Rhin), ou en segments qui se relaient. Ces talwegs peuvent être assimilés à des grabens;
- l'âge des transfailles génératrices de grabens est indéterminé. En l'état de nos connaissances, elles paraissent avoir été actives à plusieurs reprises dès l'émersion des socles et à travers les phases du plissement alpin, simple hypothèse.

Hypothèse et conclusions

En dernier lieu, il faut bien reconnaître que la question de la profondeur de ces transfailles reste posée. H. GÜNZLER-SEIFERT (1943) estime que les cassures des vallées de la Lutschine d'Interlaken, du Suldtal et du Kiental n'atteignent pas le socle et s'arrêtent dans le soubassement ultrahelvétique qui est simplement érodé.

La profondeur d'origine de ces faisceaux de transfailles varie de cas en cas. LAUBSCHER (1982) admet que le rôle du socle, sans être démontré, est supposé dans bien des structures de surface. C'est une hypothèse de travail fructueuse en particulier dans nos recherches. Elle est mise en doute par R. TRÜMPY (1969) (voir plus haut).

DOUDOUX *et al.* (1982), dans leurs études sur les régions subalpines, concluent à des mouvements de tectonique cassante encore active, déterminant des grabens longitudinaux. Nous appliquons leurs conclusions aux grabens transversaux ou obliques des quelques vallées examinées ici en insistant sur l'objet de ce travail qui n'est pas l'étude de la tectonique longitudinale des plis alpins mais l'incidence de celle-ci sur la genèse de quelques vallées. Les transfailles sont issues des socles cristallins dans de nombreux cas ou du soubassement sédimentaire dans d'autres. Toutes ne parviennent pas en surface car elles sont absorbées dans des couches tendres (flysch, Brèche, Autochtone de Saint-Maurice).

L'absence de rejet si souvent observée vient de rejeux de compression ou de détente dans les massifs rocheux rigides qui continuent à subir l'action mécanique persistante de la déformation alpine et les adaptations qu'elle entraîne.

Je remercie ici M. Jacques Deferne, conservateur au Muséum d'Histoire naturelle de Genève, et Mme Mathieu, secrétaire, pour l'obligeance avec laquelle ils m'ont aidé à publier ce manuscrit.

Augustin LOMBARD

CH-1231 Conches-Genève
Mars 1985

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ARIKAN, Y. 1964. Etude géologique de la chaîne Grand-Crédo-Vuache. *Eclogae geol. Helv.* (1) 57:
- CABY, R. 1973. Les plis transversaux dans les Alpes occidentales: implication pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. France* (7) 15/5-6: 624-634.
- COLLINGWOOD, W. G. 1884. *The Limestone Alps of Savoy*. Ed. Orpington, Kent.
- DUPARC, L. et L. MRAZEC. 1895. Carte géologique du Massif du Mont-Blanc au 1: 50.000. *Ed. priv.* Genève.
- HAUG, E. 1895-1896. Etude sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie. *Bull. Serv. carte géol. de la Fr.* VII (47): p. 207-298.
- HEIM, Alb. 1892. Formation des grands lacs alpins. *Arch. Sci. phys. natur. Genève* (3) 28: 449-450.
- LOMBARD, Aug. 1969. Plis autochtones et nappe de Morcles-Aravis entre le lac d'Annecy, l'Arve et le Rhône. *Eclogae geol. Helv.* (1) 62: 81-94.
- LORY, P. 1900. Sur les principaux types de vallées des chaînes subalpines dans l'Isère et les Hautes-Alpes et sur leurs rapports avec la tectonique. *Bullet. Soc. de Statist. départ. Isère* 15 janv. 1900. Travaux Labor. Géologie Grenoble 1899-1900, t. V, p. 637.
- LUGEON, M. 1901. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. de géogr.* 10 (52 et 54):
- MAILLARD. 1891. Notes sur diverses régions de la feuille Annecy. *Bull. carte géol. France*, t. III, p. 199, n° 6, p. 9.
- PLANCHEREL, R. 1979, Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médiannes plastiques, entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. *Eclogae geol. Helv.* 72: 145-214.
- POLDINI, E. 1963. Les anomalies gravifiques du canton de Genève. *Mat. carte géol. suisse. Géophysique*, 4.
- SCHARDT, H. 1892. *Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (Chaîne du Reculet-Vuache)*. Ed. F. Rouge, Lausanne.
- STAUB, R. 1934. Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. *Mém. Soc. helv. Sc. nat.* 69, mém. 1.
- TRÜMPY, R. 1975. On crustal subduction in the Alps. In: Mahel' M., ed.: *Tectonic problems of the Alpine system.*, p. 121-130. — Veda, Bratislava.

TABLE DES MATIÈRES

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	143
Vallée du Chéran	144
D'Ugines au lac d'Annecy	146
D'Annecy au Vuache	146
Le défilé de l'Ecluse	146
Salève. Col de Monnetier	147
<i>L'extrémité du pli à Etrembières</i>	148
<i>Le décrochement de la Croisette</i>	148
Vallée de la Fillière	148
Vallée du Flan	149
Vallée du Borne	149
Vallée de l'Arve	151
<i>Introduction</i>	151
<i>Salève, Voirons et Bonneville</i>	151
<i>De Bonneville à Cluses</i>	152
<i>De Cluses à Sallanches</i>	152
Vallée du Rhône	154
<i>Le lac Léman et le cours du Rhône</i>	154
<i>Du Léman à Saint-Maurice</i>	155
<i>De Montreux à Villeneuve</i>	157
<i>De Villeneuve à Bex</i>	157
<i>La colline de Saint-Triphon</i>	158
<i>De Bex à Saint-Maurice</i>	158
<i>Sous la plaine du Rhône</i>	159
<i>Le verrou de Saint-Maurice</i>	159
<i>Les collines de Chiètres</i>	160
<i>L'Autochtone dans son ensemble</i>	161
De Saint-Maurice à Martigny	161
<i>La rive droite</i>	161
<i>La rive gauche</i>	162
L'origine du Pré-Rhône	163
Le socle et le rebroussement des deux masses préalpines	164

Vallée de l'Aar	165
<i>Du lac de Thoune au front préalpin et helvétique</i>	165
<i>Le verrou du Kirchet</i>	167
Vallée de la Reuss	168
Vallée de la Linth	169
Secteur transversal de la vallée du Rhin, entre le lac de Constance et Coire.	169
<i>Rive gauche</i>	171
<i>Fläscherberg</i>	171
Conclusions	171
<i>Failles et transfailles</i>	172
<i>Hypothèses et conclusions</i>	172