

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	66 (1973)
Heft:	1
Artikel:	L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques
Autor:	Trümpy, Rudolf
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-164179

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 23.02.2026

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

L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales : Interprétation des données stratigraphiques et tectoniques

Par RUDOLF TRÜMPY

Institut de Géologie, Ecole Polytechnique Fédérale Zurich

ABSTRACT

The timing of orogenic deformations in the Swiss Alps is discussed, on the basis of available (and often poor) stratigraphic data. The following main events are distinguished:

1. Cretaceous deformations (in several phases, starting in Albian time) of the northern part of the Austroalpine belt and the Piemont and Valais eugeosynclines. Intensity and timing of Cretaceous deformations difficult to assess.
2. Late Paleocene to Early Oligocene main deformations of the Penninic and Austroalpine belts; climax around 39 million years.
3. Subsequent uplift, development of fault systems, emplacement of granitoid bodies and gravitational sliding of cover nappes.
4. Folding of Helvetic belt, late Oligocene to late Miocene. Subsequent events comparable to (3), on a smaller scale.
5. Pliocene folding of Jura mountains and corresponding deformation in the Helvetic belt of western and central Switzerland.

Short phases of strong crustal shortening (several cm/y) are separated by longer phases of slow movement (contemporaneous with flysch sedimentation) and apparently also by times of remission (early Paleocene).

Il est assez délicat d'aborder la question de l'âge des plissements dans les Alpes Suisses. Grâce à l'énorme surrection post-orogénique de ce secteur, la plupart des dépôts tertiaires ont été détruits par l'érosion, dans une plus grande mesure que ce n'est le cas à l'est ou à l'ouest; et ceux qui restent, au nord et au sud de la chaîne, sont souvent bien mal datés du point de vue biostratigraphique. Néanmoins, le moment semble venu de faire le point de nos connaissances. Cet article sera très bref, puisque trois travaux consacrés à divers aspects du problème sont actuellement en cours d'impression (TRÜMPY 1972, sous presse a et b).

Quant aux méthodes, nous essayerons de nous tenir au critère classique des discordances – terrain le plus récent affecté par les plissements, terrain le plus ancien qui n'en a plus été atteint – en laissant de côté, pour autant que cela soit possible, les données de la géochronologie physique, qui seront discutées par Mme JÄGER (p. 12 de ce volume). Les apports détritiques grossiers dans les dépôts tertiaires sur les deux

versants des Alpes ne relèvent pas directement des mouvements orogéniques au sens strict – de ceux qui impliquent des translations horizontales importantes – mais plutôt des mouvements verticaux subséquents, qui n'ont eu lieu qu'après un délai parfois considérable. La même remarque vaut pour la mise en place des nappes d'écoulement par gravité.

Jusqu'au milieu de la période crétacique, on ne connaît pas d'indices sûrs de plissements dans les Alpes. Là où l'on peut reconstituer la paléotectonique du Jurassique et du Crétacé inférieur, elle traduit un jeu de failles généralement normales, souvent antithétiques. Les premiers vrais plissements sont apparemment ceux du Cénomanien, ou plutôt de l'Albien supérieur; et ce n'est pas un hasard que les flyschs typiques les plus anciens datent de la même époque.

D'importants plissements et charriages crétaciques sont connus depuis longtemps dans les Carpathes Centrales et dans les Alpes Orientales. Plusieurs phases, souvent de très courte durée, ont pu être datées avec précision (voir en particulier OBERHAUSER 1968 et 1973). Signalons les plissements albiens, les plissements anté-Gosau du Turonien supérieur et les plissements intra-Gosau du Campanien. Le métamorphisme assez élevé qui affecte les nappes austro-alpines supérieures au pourtour de la fenêtre des Hohe Tauern s'accompagne d'âges radiométriques autour de 80 millions d'années (voir p. ex. LAMBERT 1970).

Il n'est pas facile de déterminer l'ampleur de ces mouvements crétacés dans les Alpes Centrales.

En venant des Alpes Orientales, on s'attend à les rencontrer dans les Alpes Calcaires Septentrionales. Dans le secteur qui nous intéresse, un faible plissement anté-cénomanien est connu dans la vallée du Lech, alors que les derniers témoins attribués au groupe de la Gosau affleurent au Muttekopf, au-dessus d'Imst. Il n'y a pas de terrains tertiaires dans les Alpes Calcaires du Rhätikon ni du Lechtal.

Dans l'Austroalpin Central, il est logique de rechercher les traces de mouvements crétacés à l'extremité sud-est des Grisons. Dans le Val Müstair, on observe en effet une forte lamination et un faible métamorphisme antérieur aux grands charriages tertiaires; mais nous n'avons pas encore les moyens pour dater cet évènement (S. SCHMID, sous presse).

Dans les zones de l'Austroalpin inférieur et du Piémontais, on ne connaît pas de terrains tertiaires; les couches fossilifères les plus récentes datent du Cénomanien. De même, les formations d'âge tertiaire manquent dans les nappes les plus élevées des Préalpes Romandes, qui proviennent peut-être d'un domaine ultrapennique ou ligure (ELTER et al. 1966). Des flyschs supracrétaciques sont représentés dans ces unités. Il est donc tout à fait possible, voire probable, que des mouvements crétacés aient affecté l'eugéosynclinal interne des Alpes ainsi que la bordure externe de la plate-forme austroalpine; mais les données de la géologie conventionnelle ne nous en fournissent pas de preuve formelle. En principe, on pourrait même envisager que les nappes austroalpines soient venues recouvrir une bonne partie du domaine piémontais avant la fin du Crétacé, tout au moins dans la transversale des Grisons.

Dans le domaine valaisan, les flyschs crétaciques prennent encore bien plus d'ampleur que dans le domaine piémontais-ligure, spécialement dans le secteur des Alpes Suisses et Autrichiennes. Certains de ces flyschs, comme celui du Niesen et celui de la nappe de Feuerstätt, comportent des congolomérats très grossiers, dont la

génèse se conçoit mal sans invoquer de véritables plissements. Cependant, des formations paléocènes et, peut-être, éocènes inférieures sont conservées sur les larges étendues. C'est le cas, notamment, des grès du Ruchberg, dont THUM et NABHOLZ (1972) viennent de démontrer la continuité avec le flysch de l'Arblatsch, dans l'Oberhalbstein. Ils en concluent à une transgression paléocène par dessus les domaines valaisans, briançonnais (c.-à.-d. du Schams) et piémontais (Curvèr), en reprenant ainsi, sous une forme modifiée, une idée préconisée par STAUB (1937). Mais cette conception se heurte au fait que le Tertiaire est représenté dans les nappes du Falknis et de la Sulzfluh, consanguines des nappes du Schams. Il nous semble plus probable que le flysch de l'Arblatsch se rattache au domaine valaisan, et qu'il est arrivé dans sa position actuelle par un mécanisme de rétrocharriage dont témoignent les coins de l'éventail de la Roffla. Ce rétrocharriage est post-paléocène, mais il semble être plus ancien que les grandes translations des nappes penniques et austro-alpines vers le nord.

Dans la partie méridionale de la plate-forme helvétique, des mouvements campaniens sont attestés par la discordance angulaire à la base de la formation du Wang.

Nous pouvons donc dire que des mouvements orogéniques du Crétacé supérieur ont pu affecter les zones suivantes :

- partie nord et est de l'Austroalpin supérieur;
- Austroalpin inférieur;
- « Ultrapennique » préalpin, Dent-Blanche;
- Piémontais;
- Valaisan, en partie;
- faibles plissements (ou basclements) anté-Wang, dans l'Helvétique s.l.

Il est tout aussi important d'énumérer les zones où le Crétacé supérieur repose en concordance sous des terrains paléogènes :

- Les Alpes Méridionales, où seul le flysch de la région de Bergamo, d'appartenance plus appéninique qu'alpine, indique l'existence de mouvements crétaciques.
- Une partie, méridionale resp. occidentale, des nappes austroalpines centrales. Dans la zone de l'Ortler, à l'est de Schanf, RENÉ STEIGER (travail de diplôme inédit EPF, 1962) a pu mettre en évidence une série à faciès Scaglia qui englobe très probablement le Paléocène.
- Tout le domaine briançonnais s.l. où les Couches Rouges supracrétaciques et paléocènes reposent en concordance ou en faible discordance locale sur leur substratum.
- Certaines parties du domaine valaisan.
- Tout le domaine helvétique, à l'exception des zones intéressées par le légers mouvements campaniens, et à l'exception des plis turoniens du Devoluy, qui sont peut-être plus provençaux qu'alpins.

En conclusion, les mouvements crétaciques ont pu surtout affecter le petit océan piémontais-ligure et la marge externe de la plate-forme austroalpine, voire du micro-continent Dent-Blanche. C'est précisément dans ces zones où l'on s'attendrait au jeu des premières subductions ; nous renvoyons au très intéressant travail de G. ERNST (1971).

Des mouvements plus faibles ont pu jouer dans la petite mer para-océanique du bassin valaisan. Par contre, les plate-formes – marge continentale helvétique, plate-

forme briançonnaise, partie méridionale de la plate-forme submergée austro-sud-alpine – ont échappé aux déformations crétacées.

Les mouvements crétaciques ne passent pas de façon continue à ceux du Tertiaire. A cet égard, la stratigraphie helvétique est assez significative : au Crétacé supérieur, on passe d'un régime pélagique calcaire (formation de Seewen) à un régime pélagique marneux (marnes d'Amden) et enfin à une sorte de flysch distal (couche du Wang). Plus au sud, il y a de vrais flyschs (parties crétacées de Schlieren et de Sardona). Tout se passe donc comme si un plissement se préparait. Mais c'est un «drame avorté» : le calme se rétablit au Paléocène, et puis c'est un nouveau cycle sédimentaire qui se développe avec ses roches néritiques (formations du Pilatus et du Hohgant), ses marnes pélagiques (marnes de Stad) et enfin son flysch de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur. Plus au sud, cette «restauration paléocène» se traduit par une passée de grès quartzeux en gros bancs au sein du flysch (quartzites de Batöni, quartzites du Sardona, grès du Guber). Dans le flysch du Wägital, où l'on soupçonne l'existence d'une série compréhensive, H. J. KUHN (1972) a pu mettre en évidence qu'il y avait deux flyschs bien distincts, l'un du Campanien – Maestrichtien et l'autre de l'Eocène moyen.

Les grands charriages des nappes penniques et austroalpines sont évidemment d'âge tertiaire, puisque l'on trouve des formations paléocènes et éocènes dans le Prättigau, dans l'Oberhalbstein et dans les nappes de décollement issues du domaine briançonnais s.l. (Médianes, Falknis, Sulzfluh). Il semble possible de préciser la date du plissement principal en se basant avant tout sur les travaux de J. DEBELMAS (1963) et d'autres dans les Alpes Occidentales. Là, en effet, des formations datant de la partie inférieure de l'Eocène supérieur sont encore conservées dans les nappes penniques, surtout briançonnaises. D'autre part, des conglomérats d'âge Oligocène moyen ou même inférieur recouvrent le bâti alpin, terminé et métamorphique, sur le versant ligure des Alpes (LORENZ 1962). Par des raisonnements un peu plus complexes, on arrive à placer la déformation principale des zones internes au début de l'Oligocène inférieur.

Ceci n'exclut nullement que des mouvements n'aient eu lieu au cours de l'Eocène. Il est frappant de remarquer que de nombreuses séries alpines se terminent par des terrains du Paléocène supérieur ou de l'Eocène basal («Ilerdien»). Mais il est difficile de raisonner sur l'âge des charriages en se basant seulement sur l'âge des terrains les plus jeunes qui en ont été affectés, puisque nous ne savons pas s'il y a eu des érosions ou des décollements précédant le chevauchement.

En Suisse, nous ne pouvons pas serrer la date du plissement principal d'aussi près. Les formations les plus récentes conservées dans les nappes penniques datent de l'Eocène moyen ; ce sont le flysch des Préalpes Médianes, où J. P. FRUTIGER (in BADOUX et MERCANTON 1962) a signalé une faune du Lutétien supérieur, et la formation supérieure du flysch du Wägital. De l'autre côté, il est bien connu que les conglomérats molassiques de la région de Como renferment des galets de granites et de tonalites du type Val Bregaglia. Puisque ces granitoïdes se sont mis en place, tout au moins à leur bordure nord-est, après les charriages penniques, l'âge de ces conglomérats marquerait la fin du plissement. MARIA-BIANCA CITA (1957) leur a assigné un âge oligocène moyen, peut-être même oligocène inférieur ; mais cette détermination est basée sur des microfaunes benthoniques assez frustes, et elle s'accorde mal avec les dernières données géochronologiques sur les granites du Val Bregaglia.

Quoiqu'il en soit, rien ne contredit l'hypothèse que le plissement principal des Alpes Suisses fut le même que celui des Alpes Occidentales, c'est-à-dire qu'il ait eu lieu à la fin de l'Eocène supérieur et au début de l'Oligocène inférieur. Ceci ne nous laisse qu'une marge de temps très restreinte, 6 millions d'années au plus, pendant laquelle les charriages et les plissements ont pu se faire. Le retrécissement de la croûte, pendant cette phase, peut être chiffré à environ 300 km pour la transversale des Grisons, et guère moins pour la transversale du Valais. La plaque européenne et la microplaqué lombarde se sont donc rapprochés à une vitesse de l'ordre de 5 cm/a, ce qui cadre bien avec les vitesses relatives de plaques que les géologues marins nous ont signalé au cours des dernières années. Cette phase de subduction très rapide a eu lieu, nous le rappelons, à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène; si l'on essaie de la chiffrer on arrive à 39 ± 3 millions d'années. Du point de vue mécanique, il est très frappant de constater que c'est précisément le moment où le fossé rhénan subit son ouverture et son enfouissement le plus fort (ILLIES 1972).

Si le plissement principal s'est fait, comme nous avons toutes les raisons à le croire, à la fin de l'Eocène supérieur et au début de l'Oligocène, il convient de noter que nous ne connaissons guère de dépôts détritiques grossiers de cet âge. Et même ceux que nous avons – les formations des grès de Taveyannaz et des grès d'Elm – proviennent du démantèlement de volcans andésitiques et basaltiques subséquents plutôt que de celui de la chaîne elle-même. Il semble donc que le plissement n'ait pas entraîné de surrection immédiate, et que cette surrection n'ait eu lieu qu'après un délai considérable. La réaction isostatique était bien plus lente que celle provoquée, par exemple, par la fonte des glaciers pléistocènes en Scandinavie ou au Canada. Le soulèvement des Alpes s'est fait durant l'Oligocène moyen et supérieur ainsi que durant le Miocène, à des vitesses variables. On peut chiffrer ces vitesses verticales à 0,4 à 1,0 mm/a; l'analyse du flux thermique (CLARK et JÄGER 1969), le décalage d'âges apparents entre biotites et muscovites du même gisement (JÄGER et al. 1967), le taux de dénudation actuel (JÄCKLI 1957), et les derniers nivelllements de précision (JEANRICHARD 1972), aboutissent tous à des ordres de grandeur comparables.

Ce soulèvement oligocène et miocène des Alpes se traduit par les âges de refroidissement des minéraux métamorphiques, par la sédimentation molassique et enfin par l'emplacement des nappes à écoulement gravitatif. C'est ainsi que les nappes préalpines sont arrivées dans leur position actuelle après le dépôts de la Molasse Rouge, du Stampien moyen. C'est cette «phase helvétique» de STILLE, bien datée, qui a incité de nombreux géologues (par exemple, TRÜMPY, 1960) à attribuer un âge trop récent (Oligocène moyen et supérieur) à la phase majeure du plissement alpin.

L'individualisation de ces nappes, c'est-à-dire leur décollement du substratum original, remonte à une période plus ancienne, vraisemblablement au paroxysme de 39 millions d'années. Certains d'entre elles, notamment la nappe de la Brèche et le complexe des Gêts, ont subi les effets du métamorphisme alpin, avant leur mise en place (voir MARTINI 1972).

Un autre phénomène consécutif à la déformation de 39 millions d'années est le développement des grandes cassures subséquentes, la faille insubrienne ou faille du Tonale et ses failles satellites, l'accident complexe Simplon–Centovalli et le décrochement sénestre de l'Engadine. Il est évident que ces failles sont tardives, puisqu'elles déplacent les plans de charriages et les isogrades du métamorphisme alpin.

La faille insubrienne s'est établie après la phase de rapprochement rapide, à peu près sur l'emplacement de la zone de subduction précédente, mais quelque peu obliquement aux racines des nappes. La naissance de grandes failles subséquentes le long des zones de subduction crustale n'est d'ailleurs pas un phénomène isolé; pour ne citer que deux exemples d'outre-Atlantique, nous mentionnerons la zone du Brevard (voir BURCHFIEL et LIVINGSTON 1967), dans les Appalaches, et le Rocky Mountain Trench, dans les Montagnes Rocheuses du Canada.

La faille insubrienne a fait beaucoup parler d'elle, au cours de ces dernières années. A. GANSSE (1968), à qui nous devons une belle mise au point du sujet, soupçonne l'existence d'un linéament très ancien, réactivé lors de l'orogenèse alpine. Mais il est difficilement concevable qu'un tel linéament ait pu survivre à la mobilisation de la croûte dans les parties profondes de l'orogène. D'autres, notamment H. LAUBSCHER (1970, 1971 a, b), y ont vu essentiellement un grand décrochement dextre. Cette interprétation se heurte au fait que la faille du Tonale est recoupée, près de Dimaro, par la faille des Giudicarie, laquelle est nettement une faille à rejet vertical, tout comme la faille de Foiana qui l'accompagne au sud-est.

Il semble donc plus plausible d'envisager des mouvements essentiellement verticaux le long des failles insubriennes, tout en admettant la possibilité de coulissages longitudinaux subordonnés, sénestres plutôt que dextres selon les levés de M. FUMASOLI (sous presse). Par ailleurs, des mouvements de subduction tardifs se sont encore produits le long de la faille du Tonale: c'est au moins ainsi que l'on peut interpréter la présence de témoins de terrains permiens et triasiques au sud de cet accident (CORNELIUS et FURLANI 1930).

Puisque les failles insubriennes sont postérieures à la subduction majeure – essentiellement au charriage de l'Astroalpin sur le Pennique – il devient probable que ce plan de charriage se continue vers le sud, sous les Alpes Méridionales. Ce fait est bien établi pour le tronçon sud-ouest de ces failles, où la présence du corps d'Ivrée dans le compartiment sud-est permet de déceler les roches penniques, à densité et à vitesse plus faibles, en profondeur (voir p. ex. GIESE et al. 1970). Ceci, bien entendu, n'est pas une idée nouvelle; elle rejoint de très près les vues d'Emile ARGAND, dont la justesse se trouve de plus en plus confirmée par la géotectonique moderne.

En discutant les mouvements crétacés, nous avons tenu à énumérer les zones qui en avaient été épargnées. Faisons de même pour l'orogénèse du début de l'Oligocène: c'est tout le domaine helvétique s. str., donc à l'exclusion de l'Ultrahelvétique, qui n'a pas souffert directement des plissements de cette phase. Les déformations éocènes de la zone helvétique se bornent à quelques failles, apparemment normales, et à des plis à grand rayon de courbure.

Les nappes ultrahelvétiques et plus internes se sont mises en place par glissement gravitatif sur une zone helvétique non encore plissée. Le plan de chevauchement de ces nappes est plus ou moins parallèle aux couches helvétiques. Leur arrivée s'est faite à l'Oligocène moyen et supérieur. Elle a provoqué le décollement des terrains superficiels de la zone helvétique: diverticules de flysch nord-helvétique, diverticules du type Einsiedeln-Blattengrat formés par les terrains marneux du Crétacé supérieur et de l'Eocène.

Les nappes helvétiques n'ont donc pu se former qu'après l'Oligocène moyen. Quant à la fin de leur mouvement, elle est difficile à dater. Leur charriage sur la molasse

subalpine est postérieur au dépôt des couches les plus jeunes de celles-ci; donc certainement postérieur à ce que l'on appelle l'Aquitainien et probablement postérieur à ce que l'on appelle le Burdigalien. Les premiers galets provenant des nappes helvétiques se trouvent dans des poudingues de l'Helvétien supérieur (LEUPOLD et al. 1943); ils ne deviennent plus abondants que dans la partie supérieure de la Molasse du Plateau, jusqu'au «Tortonien» inclus. Ceci nous laisse une assez grande marge, entre l'Oligocène moyen et la fin du Miocène, pour l'âge des plissements helvétiques.

Ceux-ci ne sont pas faits en un seul mouvement. Dans les Alpes Glaronnaises, nous avons cru (1969) pouvoir distinguer quatre phases: le glissement gravitatif des diverticules du flysch nord-Helvétique et du Blattengrat, une première phase de plis couchés à direction apparente SE-NW, le charriage principal et des mouvements tardifs, vraisemblablement gravitatifs, de faible envergure, qui pourraient être liés à la surrection du massif de l'Aar. La première phase relève encore des conséquences du plissement alpin principal, les trois autres seraient de l'Oligocène supérieur et du Miocène, le charriage principal étant postburdigalien. Dans d'autres parties des nappes helvétiques, d'autres géologues sont arrivés à des conceptions analogues sur la suite des événements.

Le plan de charriage très droit et très spectaculaire des nappes glaronnaises n'a plus été déformé, sauf par le bombement du massif de l'Aar et par l'enfoncement correspondant de l'avant-pays. Il en est autrement à l'ouest de la Reuss, où ce plan de charriage est lui-même plissé; dans l'Oberland Bernois, il s'enfonce même sous le massif de l'Aar, dont la déformation tardive est plus forte que plus à l'est. Il est tentant de mettre en parallèle le plissement tardif des massifs externes à l'ouest de la Reuss et le plissement pliocène du Jura. L'existence de plissements miocènes et pliocènes est également prouvée dans les Chaînes Subalpines de France.

H. BADOUX (1945) a démontré que la nappe du Niesen s'était mise en place non seulement après les autres nappes préalpines, mais même après les nappes helvétiques. Il est intéressant de noter qu'elle a manifestement emprunté la dépression transversale du Wildstrubel, et qu'elle s'est avancée le plus loin à ses deux extrémités, au Pic Chaussy et au Niesen, où la différence de niveau entre sa position originelle au-dessus des massifs et la dépression préalpine était la plus grande. Bien entendu, l'individualisation même de cette unité doit être bien plus ancienne. Les autres nappes préalpines ne tiennent pas compte des culminations transversales; elles s'étalent devant la culmination du Mont-Blanc tout comme devant la dépression du Wildstrubel. Quant aux nappes helvétiques, il semble bien que quelques coins autochtones aient existé lors de leur plissement (voir surtout KÄCH 1969); mais la surrection des massifs est essentiellement postérieure.

Il ne paraît pas que le plissement miocène des nappes helvétiques ait provoqué des déformations majeures du bâti des Alpes internes, mis à part le développement de failles et une compression tardive générale. Tout se passe comme si ce bâti interne des nappes penniques et austroalpines était déjà consolidé, et que la zone de subduction paléogène – la zone des racines internes – était devenue inactive. Lorsque la plaque continentale européenne a repris sa marche vers le sud-est, une nouvelle zone de subduction crustale a dû prendre naissance, au sud des massifs de l'Aar et du Mont-Blanc. C'est dans cette zone de subduction externe, essentiellement miocène (ou tardi-oligocène), que le massif du Tavetsch fut englouti, alors que sa couverture sédimentaire fut expulsée pour former les nappes helvétiques.

Le système de failles Martigny–Coire suit la zone de subduction néogène, tout comme les failles insubriennes suivent la zone de subduction paléogène. Aujourd’hui, la ligne du Tonale semble éteinte; on n’y observe ni de rejet pléistocène ni d’activité sismique actuelle. Par contre, JÄCKLI (1951), ECKARDT (1957) et STRECKEISEN (1965) ont signalé des mouvements pléistocènes et holocènes dans le voisinage des failles Coire–Martigny, et d’assez nombreux épicentres se situent sur cette ligne. Loin au sud-ouest, l’accident de la Durance (DEBELMAS 1965) pourrait résulter de mouvements postumes sur l’emplacement de la subduction crustale miocène.

Pour résumer, il nous semble que l’on puisse distinguer, dans les Alpes, des phases de subduction très rapide – quelques cm/a –, des périodes de mouvement plus lent, pendant lesquelles se déposent les flyschs, et des périodes de rémission, comme celle qui s’exprime par la restauration paléocène.

Il est possible que des parties considérables du domaine piémontais, de l’Austroalpin inférieur et du secteur nord de l’Austroalpin supérieur aient été plissées au Crétacé supérieur. Des mouvements crétacés ont également eu lieu dans le domaine valaisan.

Après l’intermède de la restauration paléocène, un nouveau cycle orogénique se développe pendant l’Eocène. Il atteint son paroxysme vers 39 millions d’années, tout au début de l’Oligocène. C’est de cette phase que datent les grands charriages penniques et austroalpins. Au cours de l’Oligocène et du Miocène inférieur, les Alpes paléogènes se soulèvent et se refroidissent; les grandes failles du système insubrien se développent, les granitoïdes périadiatiques s’emplacent, les nappes de gravité s’écoulent et les débris de la chaîne s’amoncellent dans les bassins molassiques, d’abord surtout au nord, puis aussi au sud.

Ce n’est qu’au Néogène que se forment les nappes helvétiques, issues d’une nouvelle zone de subduction plus externe. Là encore, la surrection des massifs, de petits mouvements de glissement gravitatif et le développement des failles Martigny–Coire succèdent à la phase principale. Au Pliocène enfin, ce sont le plissement du Jura et les déformations concomitantes dans les massifs externes de la Suisse centrale et occidentale.

Bien entendu, la datation des déformations reste aléatoire dans de très nombreux cas, vu la rareté des terrains fossilifères correspondant aux périodes critiques. Si les méthodes classiques de la géologie permettent d’éclaircir certains points, il n’en restent non moins des obscurités considérables dans notre image de la cinématique alpine. Les apports de la géochronologie sont d’autant plus précieux pour essayer de comprendre le déroulement du drame alpin.

BIBLIOGRAPHIE

(Une bibliographie plus complète se trouve dans TRÜMPY, sous presse, a.)

- BADOUX, H. (1945): *La géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos*. Mat. Carte Géol. Suisse 84, 70 p.
- BADOUX, H., et MERCANTON, Ch.-H. (1962): *Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médianes du Chablais*. Eclogae geol. Helv. 55/1, 135–188.
- BURCHFIELD, B. C., et LIVINGSTON, J. L. (1967): *Breward Zone Compared to Alpine Root Zones*. Am. J. Sci. 265, 244–256.
- CITA, M. B. (1957): *Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo: Sintesi stratigrafica della gonfolite*. Riv. Ital. Pal. Strat. 63/2–3, 79–157.

- CLARK, S. P., et JÄGER, E. (1969): *Denudation Rate in the Alps from Geochronologic and Heat Flow Data*. Am. J. Sci. 267, 1143–1160.
- CORNELIUS, H. P., et FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natur. Kl., 102, 207–301.
- DEBELMAS, J. (1955): *Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes)*. Carte géol. France mém., 171 p., 7 pl.
- (1963): *Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes*. Geol. Rundschau 53/1, 133–153.
- ECKARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch. Seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen*. Diss. Univ. Zürich.
- ELTER, G., et al. (1966): *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablasiennes*. Arch. Sci. Genève 19.
- ERNST, W.G. (1971): *Metamorphic Zonations on Presumably Subducted Lithospheric Plates from Japan, California and the Alps*. Contributions 34, 43–59.
- FUMASOLI, M. (sous presse): *Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italien)*.
- GANSSER, A. (1968): *The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 48/1, 123–143.
- GIESE, P., et al. (1970): *Vergleichend geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins*. Z. dt. geol. Ges. 120, 151–195.
- ILLIES, H. (1972): *The Rhine Graben Rift System – Plate Tectonics and Transform Faulting*. Geophysical Surveys 1, 27–60.
- JÄCKLI, H. (1951): *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 44/2, 332–337.
- (1957): *Gegenwartsgeologie des Bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften*. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 36, 131 p.
- JÄGER, E., et al. (1967): *Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134, 67 p.
- JEANRICHARD, F. (1972): *Contributions à l'étude du mouvement vertical des Alpes*. Boll. Geodesia sci. aff. 31/1, 17–30.
- KÄCH, P. (1969): *Zur Tektonik der Brigelserhörner*. Eclogae geol. Helv. 62/1, 173–183.
- KUHN, H. J. (1973): *Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Silhsees (Kt. Schwyz)*. Eclogae geol. Helv. 65/3, 485.
- LAMBERT, R. ST. J. (1970): *A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Dollach, Austria*. Eclogae geol. Helv. 63/1, 197–205.
- LAUBSCHER, H. P. (1970): *Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 50/3, 565–596.
- (1971 a): *The Large-scale Kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its Palinspastic Implications*. Am. J. Sci. 271, 193–226.
- (1971 b): *Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys*. Geol. Rundschau, 60/3, 813–833.
- LORENZ, C. (1962): *Le Stampien et l'Aquitaniens ligures*. Bull. Soc. géol. France (7), 4/5, 625–784.
- MARTINI, J. (1972): *Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogenèse*. Bull. Suisse Min. Pétr. 52/2, 257–275.
- OBERHAUSER, R. (1968): *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum*. Jb. Geol., B. A., Wien 11, 115–145.
- (1973): *Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit*. Geol. Rundschau 62/1, 96–106.
- SCHMID, S. (1973): *Geologie des Umbrailgebietes*. Eclogae geol. Helv. 66/1.
- STAUB, R. (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, I. Teil*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 82, 140 p.

- STRECKEISEN, A. (1965): *Junge Bruchsysteme im nördlichen Simplongebiet (Wallis, Schweiz)*. Eclogae geol. Helv. 58/1, 407–416.
- THUM, I., et NABHOLZ, W. (1972): *Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein*. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 144, 55 p.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. Geol. Soc. Am. Bull. 71/6, 843–908.
- (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse*. Eclogae geol. Helv. 62/1, 105–138.
 - (1972): *Über die Geschwindigkeit der Krustenverkürzung in den Zentralalpen*. Geol. Rundschau, 81, 961–964.
 - (sous presse): *Timing of Orogenic Events in the Central Alps*. in: Gravity and Tectonics (Wiley).
 - (sous presse): *On Crustal Subductions in the Alps*. D. Andrusov volume.