

Mouvements verticaux, érosion dans les Alpes, aujourd'hui et au cours du Miocène

Par JEAN-PAUL SCHAER¹⁾

RÉSUMÉ

La surrection des Alpes sur le profil du St-Gothard semble s'être faite au cours du Miocène à des vitesses du même ordre de grandeur que celles enregistrées par les nivellements de précision. Pour l'appréciation de la surrection miocène, on utilise les données radiochronologiques et les modèles thermiques de l'école géochronologique de Berne. Même si l'on minimise l'érosion en admettant un dôme thermique dans les Alpes, les volumes érodés sont considérables et seule une faible partie, 10-25%, a été retenue dans le bassin molassique septentrional. L'érosion correspond à une consommation de croûte qui permet un rapprochement de 1 à 2½ mm par an entre Afrique et Europe.

SUMMARY

The uplift rate in the Alps, along the St-Gothard profile, seems to have occurred at about the same speed during the last 20 million years, as those of the present day revealed by precision levelling. We used radiometric data and thermal model of the geochronological laboratory of Bern, to estimate Miocene uplift and erosion, which were considerable even if a thermal dome is accepted in that part of the Alps. Of the volume of erosion, only a small part (10%, maximum 25%) has been trapped during the same period in the northern Molasse basin. It has consumed 20 to 50 km of normal continental crust, reducing the distance between Africa and Europe by 1-2½ mm/year.

Introduction

Les données anciennes et récentes, recueillies dans les Alpes suisses pour apprécier les vitesses d'érosion, proposent que celles-ci se situent entre 0,3 et 1 mm (WEGMANN 1957, CLARK & JÄGER 1969). Ces vitesses d'évolution sont du même ordre de grandeur, mais de signe inverse, que celles du soulèvement enregistrées par les mesures de nivellement de précision (fig. 1). Il semble donc qu'un certain équilibre existe entre mouvements verticaux et vitesse de dénudation. Cette constatation n'est pas particulièrement étonnante puisque AHNERT (1970) a pu montrer que dans les régions tempérées les variations dans les vitesses de soulèvement n'ont une influence marquée sur le régime d'érosion, donc sur la morphologie, que si ces changements de régime restent actifs pendant fort longtemps (plusieurs millions d'années). Or l'on sait (WAGNER et al. 1977, SCHAER et al. 1975) que si dans la partie

¹⁾ Institut de Géologie, 11, rue Emile-Argand, CH-2000 Neuchâtel (Suisse).

centrale des Alpes les vitesses de soulèvement n'ont pas été constantes au cours des 10 ou 20 derniers millions d'années, elles n'ont pas subi des variations importantes lorsqu'on les examine sur des périodes de 1 à 10 millions d'années.

En nous basant sur ces considérations et résultats, nous avons tenté de situer l'ampleur de l'érosion dans les Alpes centrales au cours des 20 derniers millions d'années. Dans cette première tentative il eut été utile et intéressant de pouvoir suivre l'évolution en tenant compte des volumes déplacés. Malheureusement la densité des données de base et leur répartition spatiale ne permettent pas encore d'aborder le problème sous cet aspect. Nous avons dû nous contenter de conduire notre raisonnement sur des profils où les surfaces sont seules considérées. Les inconvénients de cette façon de faire seront encore examinés par la suite. Pour la présentation de notre problème, c'est encore une fois le profil du St-Gothard qui s'est imposé parce qu'on y possède de bons nivellements qui traversent la chaîne alpine de part en part et parce que sur le même itinéraire les données géochronologiques de l'école de Berne permettent des comparaisons particulièrement suggestives.

Modèle d'érosion

L'évolution des derniers 20 millions d'années se place à la suite des temps oligocènes pendant lesquels existait déjà une chaîne de montagnes au relief non

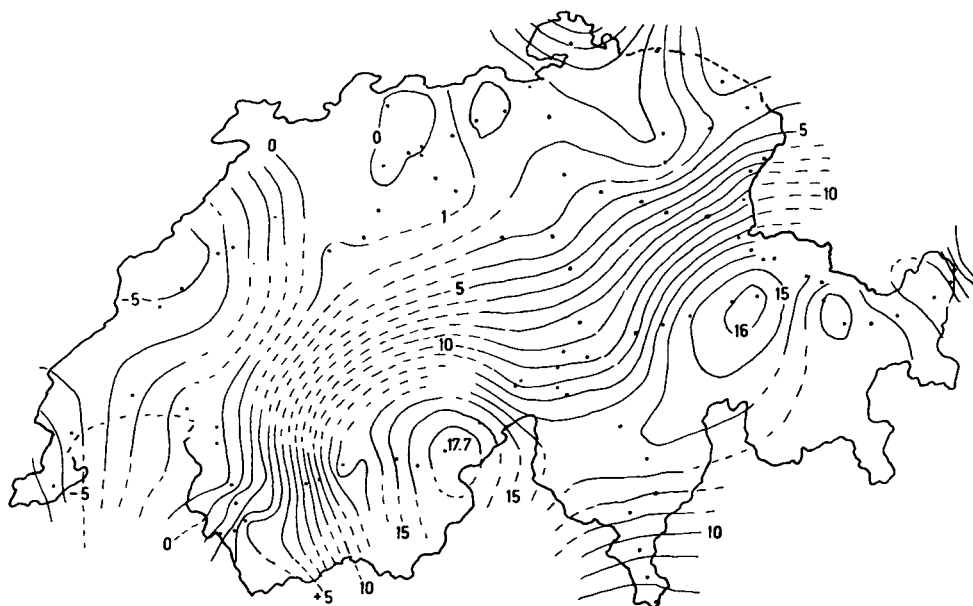


Fig. 1. Carte des mouvements actuels d'après les données du Service topographique fédéral en 0,1 mm par an (GUBLER 1976) et communications personnelles. Point ± 0 , Aarburg.

La carte a été dressée en faisant passer par toutes les stations de nivellement (points sur la carte) une surface de courbure minimale (d'après un programme mis à notre disposition par l'Observatoire de Neuchâtel).

équivalent mais pas essentiellement différent de ce que nous connaissons aujourd'hui. Du Miocène à nos jours, l'érosion a pratiquement compensé la surrection et les différences de relief entre la chaîne ancienne et la chaîne actuelle sont si faibles par rapport aux volumes érodés que nous n'avons pas jugé utile d'en tenir compte. Partant de ces propositions quelque peu arbitraires, mais dont les conséquences resteront modestes par rapport aux autres paramètres dont nous devons tenir compte, nous allons examiner trois propositions d'évolution structurale. Dans ce type de spéculation, on essaiera d'opposer une proposition d'érosion forte à une proposition d'érosion faible, en estimant que la réalité a beaucoup de chances de se placer à l'intérieur de ces limites. Par une autre proposition on tentera d'apprécier les conséquences d'une évolution semblable à celle que nous subissons actuellement.

Dans la figure 2, le *modèle I* suggère que la surrection alpine enregistrée actuellement par les nivellements de précision s'est poursuivie sans changement de régime et de forme pendant les 20 derniers millions d'années. Sur le profil, la surface traçant le bombement de la montée des Alpes devient la courbe enveloppante de l'érosion. L'appréciation de la surface érodée dépend largement du choix de la ligne de base, celle où se situerait le niveau zéro des zones stables environnantes. Faute de connaître ce niveau et dans le but de ne pas exagérer l'estimation de l'érosion, nous avons dans ce modèle fixé notre ligne ± 0 immédiatement en avant de la zone alpine proprement dite (Brunnen) comme nous l'avons fait déjà dans une précédente publication (SCHAER & JEANRICHARD 1974). Si nous avons choisi notre niveau de référence au pied du Jura (Aarburg) ainsi que cela est présenté sur la figure 1, en suivant les propositions du Service topographique fédéral, la surface soumise à l'érosion dans notre modèle I devrait encore être augmentée de près de 20%.

Dans le *modèle II* (stabilité thermique), l'appréciation de l'érosion des derniers 20 millions d'années a été faite en s'inspirant des données géochronologiques et thermiques contenues dans le travail de WAGNER et al. 1977. Ces auteurs y proposent que les roches, qui sont aujourd'hui en surface dans la région du St-Gothard et du Tessin, étaient il y a quelque 20 millions d'années, respectivement à des températures de 350 et 400°. Si l'on prend pour base que le régime thermique que nous avons actuellement dans ces régions s'est maintenu au cours des 20 millions d'années, on peut proposer pour ces points des profondeurs de 15 à 17 km (RYBACH 1973). Pour compléter le modèle, nous estimons que l'érosion se réduit de façon linéaire du St-Gothard jusqu'au front des Alpes où elle deviendrait nulle (Brunnen). De plus nous proposons qu'immédiatement au sud de la Ligne insubrienne l'érosion a enlevé 5 km de terrain alors qu'elle se réduit à zéro à Chiasso.

Dans le *modèle III* nous cherchons à tenir compte de la présence possible d'un dôme thermique dans cette partie des Alpes, cela pour suivre les propositions de certains auteurs (STRECKEISEN & WENK 1974, THOMPSON 1976). Dans le but de saisir les conséquences extrêmes de cette façon de voir, qui rapproche les isothermes de la surface, nous avons modifié le modèle II en utilisant sur l'ensemble de notre profil les relations températures-pressions proposées par THOMPSON pour la région du Val Mesolcina il y a 20 millions d'années, soit 400° - 10 km, 350° - 8 km.

Notre modèle III (dôme thermique) introduit donc sur l'ensemble du profil (en dehors de la zone sud-insubrienne), les conséquences d'une remontée des isogrades;

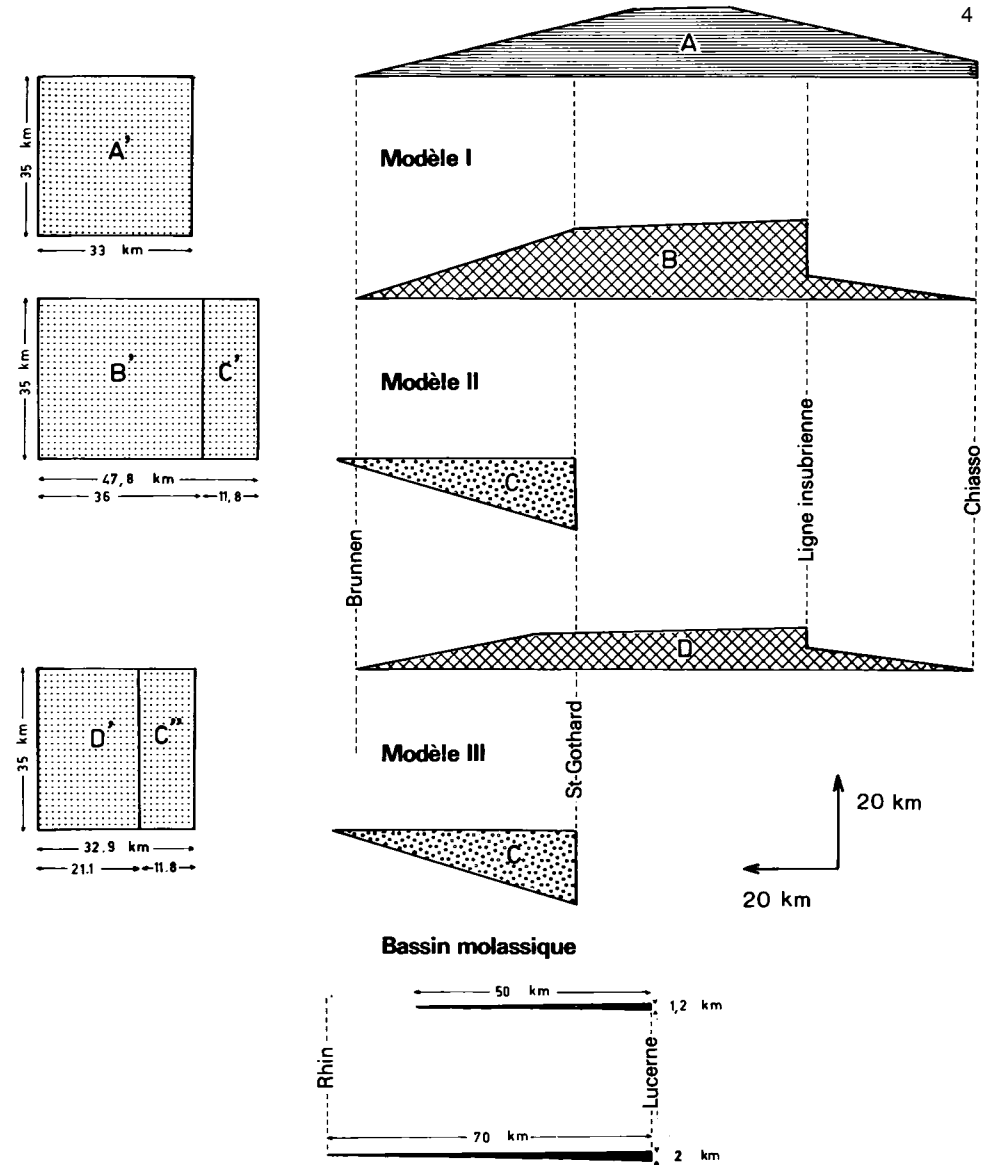


Fig. 2. Modèle d'érosion et de sédimentation molassique pour les 20 derniers millions d'années sur le profil Lucerne - St-Gothard - Chiasso.

Sur la droite: Estimation des volumes (surface $A-B-D$) érodés et appréciation de l'épaississement de la croûte C , sur le profil.

Sur la gauche: Volumes (surfaces) de croûte continentale d'épaisseur normale qu'il faut consommer pour entretenir l'érosion $A'-B'-C'$, et permettre l'épaississement de la croûte C', C'' .

Modèle I: Surrection actuelle compensée par érosion pendant 20 millions d'années.

Modèle II: Modèle thermique stable basé sur données géochronologiques et thermiques (WAGNER et al. 1977).

Modèle III: Modèle «dôme thermique» (THOMPSON 1976) avec donnée géochronologique du modèle II.

Au bas de la figure, le Bassin molassique, au nord du profil du St-Gothard, a été dessiné à la même échelle que les modèles d'érosion:

a) situation actuelle des dépôts miocènes; b) extension maximum des dépôts avant érosion.

notre proposition est très certainement excessive mais a l'avantage de fixer sur cette traverse une appréciation minimale des volumes qui ont été érodés alors que le modèle II se rapprocherait plutôt d'un maximum, sans l'atteindre, puisqu'on pourrait proposer pour la zone tessinoise et celle au nord du St-Gothard un régime thermique où l'isotherme 400° serait proche, ou même placé au-delà de 20 km.

La comparaison des trois modèles montre que s'il n'est pas possible d'assurer des valeurs précises pour l'érosion de cette partie des Alpes, les propositions extrêmes se situent dans une fourchette tout de même étroite (inférieure à un facteur 2). L'examen comparé du modèle I et du modèle II (à notre point de vue c'est ce dernier qui devrait être le meilleur reflet de l'évolution) montre que les volumes érodés (ici les surfaces) actuellement et durant les 20 derniers millions d'années, se font à un rythme très comparable. Comme on ne parvient pas à situer dans cette partie de l'évolution alpine de stades et pulsations (SCHAER et al. 1975, WAGNER et al. 1977), il nous paraît illusoire de situer dans cet intervalle de 20 millions d'années des phases orogéniques distinctes. Les mouvements actuels se placent donc en continuité avec ce qui les a précédés et probablement avec l'évolution future de la chaîne alpine qui semble encore promise à un bel avenir. Le modèle III montre que même en minimisant la surrection, on est conduit à admettre sur la transversale des Alpes une dénudation considérable. Si le modèle III venait à être préféré, cela signifierait que le soulèvement, donc l'activité orogénique actuelle, dépasse en intensité ce qui s'est fait en moyenne durant le Miocène.

Dépôts molassiques

Il nous a également paru intéressant de comparer les volumes érodés que nos modèles suggèrent avec ce qui doit en fait s'être déposé dans le même temps dans le bassin molassique. Pour une appréciation des volumes déposés durant les 20 derniers millions d'années, nous avons repris notre méthode de mesure de surface dans un profil transversal à la chaîne et au bassin molassique. Dans la région faisant face aux Alpes centrales, la zone de dépôt n'a probablement jamais dépassé la largeur de 70 km; pour la période considérée (20 millions d'années - ce qui doit correspondre aux dépôts se plaçant au-dessus de la base de la Molasse marine supérieure - Burdigalien), 2 km représentent le maximum d'épaisseur des dépôts détritiques qui se sont accumulés au pied des Alpes. De là le prisme sédimentaire devrait perdre régulièrement de sa puissance pour se réduire à quelques centaines de mètres au niveau du Rhin. La surface de cette section est extrêmement réduite par rapport aux surfaces d'érosion que suggèrent nos modèles; c'est tout au plus le 10% du modèle III (dôme thermique) à peine plus de 5% du modèle II (stabilité thermique). Certes ces propositions doivent être doublées, si l'on considère que l'érosion alpine n'a drainé que la moitié de son érosion vers le nord, alors que l'autre part s'en allait vers le sud. A ce sujet on doit se rappeler que les molasses du nord des Alpes sont riches en matériaux cristallins qui évoquent une origine méridionale; il apparaît donc difficile de proposer un partage du détritisme entre le nord et le sud dans lequel l'exportation vers le nord aurait été plus faible que la moitié. L'érosion chimique, la dissolution pourrait être un des facteurs qui ont réduit le volume du détritisme. A y regarder de plus près, il paraît cependant difficile de proposer que

dans le système montagneux des Alpes, la dénudation chimique ait globalement dépassé 25% de l'érosion totale (cf. comparaisons entre les travaux de CURTIS et al. 1973 et LEIFESTE 1974). On en conclut donc, en admettant un partage égal entre l'érosion dirigée vers le nord et celle dirigée vers le sud et en prenant une érosion chimique s'élevant au 25% de la dénudation totale, qu'au minimum 75% du matériel détritique provenant de l'érosion de la chaîne n'a pas trouvé de place dans le bassin molassique septentrional, parce que celui-ci n'était pas assez subsident. Le matériel détritique et surtout les particules fines n'ont fait que transiter pour aller se déposer beaucoup plus loin.

Ces valeurs sont si faibles qu'on peut douter de leur signification. N'oublions pas cependant que toute la sédimentation dans l'auge molassique s'est faite dans des bassins et des plaines alluviales situées à des altitudes proches du niveau de base régional. C'est là que les phénomènes d'interférences entre les soulèvements, les subsidences, les basculements sont les plus actifs (WEGMANN 1967). Il est donc possible que l'apparente continuité sédimentaire, que suggère la permanence du faciès, cache de nombreuses alternances de dépôts et d'érosion qu'évoquent la faible continuité latérale des horizons repères, les cycles détritiques qui ont surtout été étudiés dans la Molasse d'eau douce inférieure (BERSIER 1959). Les faibles proportions de détritisme qui sont restées piégées dans le bassin molassique septentrional suggèrent aussi à quel point il peut être dangereux de conduire l'analyse du phénomène orogénique alpin sur ce seul matériel, qui n'apparaît en fait que comme un résidu d'une érosion beaucoup plus importante.

Considérations sur les volumes

Nos raisonnements n'ont jusqu'à ce point pu s'appuyer que sur l'examen du profil transversal du St-Gothard. Pour ce qui est des mouvements récents, la figure 1 fait nettement ressortir que cette coupe ne représente pas une exception dans les Alpes suisses. Dans l'évaluation de l'érosion par le modèle II (régime thermique stable), les données de WAGNER et al. (1977) montrent que nos évaluations ne sont pas extrêmes, même si elles sont fortes. Les évaluations volumétriques auxquelles conduisent les données provenant de la région du Mt-Rose (les plus faibles qui apparaissent dans les sources que nous utilisons) sont sensiblement plus faibles, mais elles ne permettent pas de présenter des propositions de réduction des volumes qui dépasseraient de beaucoup 30%. On remarquera que dans ces zones il ne paraît pas raisonnable d'introduire le modèle «dôme thermique». Il semble donc que la proposition III soit, pour les zones des Alpes centrales où l'on dispose d'assez de données radiométriques, une proposition minimale pouvant servir à l'appréciation des zones à surrection lente, ou de celles où se serait manifesté un dôme thermique qui aurait fait suite à une tectonique verticale très active.

Il importe de ne pas oublier non plus que dans ce jeu d'estimation encore grossière, nous avons également délaissé des facteurs d'appréciation qui pourraient contribuer à une augmentation des volumes: a) la zone érodée au début du Miocène était sensiblement plus large; b) durant les derniers 20 millions d'années les écailles superficielles ont pu être empilées et érodées sans qu'elle conduisent à une modification importante du régime thermique profond.

Erosion et dérive continentale

Dans les modèles de confrontation continentale, de subduction, le destin de la croûte a été envisagé de deux façons différentes. Le plus souvent, la croûte et son matériel léger sont englouties avec la plaque lithosphérique qui s'enfonce dans le manteau. Certains auteurs, dont LAUBSCHER (1977) ont insisté sur le fait que la croûte se trouve souvent écaillée en surface, pelée et empilée pour y former, entre autres, des nappes qui en augmentent l'épaisseur, conduisent à l'abaissement de Moho, créant en surface des reliefs qui seront ensuite soumis à l'érosion. L'appréciation des volumes de croûte qui sont entraînés dans la subduction est très problématique et dépend d'estimations hasardeuses basées sur des considérations paléogéographiques où l'estimation des distances est très incertaine.

Lorsqu'il y a épaissement de la croûte et érosion, ce dernier phénomène offre une possibilité d'apprécier les volumes de croûte consommés, d'en saisir au moins la limite inférieure puisqu'il est possible qu'avec l'empilement en surface on assiste à une subduction sialique en profondeur. Dans nos modèles d'érosion, nous avons admis qu'au départ dans le secteur alpin la croûte avait une épaisseur de 35 km; nous avons ensuite cherché à apprécier la longueur du segment transversal qu'il a fallu consommer pour compenser l'érosion. Nous avons obtenu:

33,3 km pour le modèle I
36,0 km pour le modèle II
21,0 km pour le modèle III

En plus de l'érosion, une certaine quantité de croûte d'épaisseur normale a pu être consommée grâce à l'abaissement de Moho. Nous admettons que durant les derniers 20 millions d'années, ce phénomène a été particulièrement important au front des Alpes. Sur notre figure 2 une estimation de ce phénomène est présentée sous la lettre C. Il a été dessiné en tenant compte de la pente de Moho telle qu'elle apparaît dans les profils géophysiques (MÜLLER 1977). Ce prisme est équivalent à 11,8 km de croûte d'épaisseur normale. Nos modèles proposent donc que les raccourcissements sur la transversale du St-Gothard durant le Miocène se situent entre 21 km au minimum et 36 km au maximum lorsqu'on ne considère que l'érosion. Près de 12 km pourraient s'ajouter à ces valeurs pour tenir compte de l'épaississement de la croûte. On arrive ainsi à proposer que le rapprochement entre le sud et le nord des Alpes se ferait et se serait fait à des vitesses de l'ordre de 1 à 2 mm par an durant le Miocène. C'est très peu si l'on compare ces données avec celles de la dérive des plaques de part et d'autre des dorsales où les vitesses moyennes sont de plusieurs cm par an. N'oublions pas cependant que le déplacement relatif de l'Afrique par rapport à l'Europe semble avoir été très faible durant les 35 derniers millions d'années; durant cette période, au niveau de la Tunisie, on peut tout au plus envisager des dérives de 100 km, ce qui fait un peu plus de 3 mm par an. Entre les zones stables nord-africaines et celles de l'Europe se placent trois zones orogéniques à grands charriages: Alpes-Apennins-Sicile-Algérie. Même si l'Apennin est envisagé comme la conséquence d'une rotation indépendante, on voit que les rapprochements que nous envisageons dans les Alpes par l'appréciation de l'érosion, se placent dans des ordres de grandeur comparables à ceux que propose

l'étude des anomalies magnétiques lorsqu'on considère le déplacement de l'Afrique par rapport à l'Europe.

Remerciements

Mes remerciements vont à Mr. P.A. Schnegg de l'Observatoire de Neuchâtel pour son aide dans l'établissement de la figure 1, à Mr. E. Gubler et au Service topographique fédéral pour la mise à disposition des données de nivellement, à Mlle E. Jäger de l'Université de Berne pour des échanges stimulants.

BIBLIOGRAPHIE

- AHNERT, F. (1970): *Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins*. – Amer. J. Sci. 268, 243–263.
- BERSIER, A. (1959): *Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitainien de Lausanne*. – Eclogae geol. Helv. 51 (1958), 842–853.
- CLARK, S.P., & JÄGER, E. (1969): *Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data*. – Amer. J. Sci. 267, 1143–1160.
- CURTIS, W.F., CULBERTSON, J.K., & CHASE, E.B. (1973): *Fluvial-sediment discharge to the oceans from the conterminous United States*. – Circ. geol. Surv. 670.
- GUBLER, E. (1976): *Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 675–678.
- LAUBSCHER, H.P. (1977): *The tectonics of subduction in the Alpine system*. – Atti 67° Congr. Soc. geol. ital. Parma (octobre 1974). Mem. Soc. geol. ital. 13/2 (1974), 275–283.
- LEIFESTE, D.K. (1974): *Dissolved-solids discharge to the oceans from the conterminous United States*. – Circ. geol. Surv. 685.
- MÜLLER, ST., EGLOFF, R., & ANSORGE, J. (1976): *Struktur des tieferen Untergrundes entlang der Schweizer Geotransverse*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 685–692.
- RYBACH, L. (1973): *Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 51.
- SCHAER, J.P., & JEANRICHARD, F. (1974): *Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses*. – Eclogae geol. Helv. 67/1, 101–119.
- SCHAER, J.P., REIMER, G.M., & WAGNER, G.A. (1975): *Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission-track apatite age*. – Tectonophysics 29, 293–300.
- STRECKEISEN, A., & WENK, E. (1974): *On steep isogratic surfaces in the Simplon area*. – Contr. Mineral. Petrol. 47, 81–95.
- THOMPSON, P.H. (1976): *Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional Metamorphism*. – Contr. Mineral. Petrogr. 57, 277–295.
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M., & JÄGER, E. (1977): *Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30.
- WEGMANN, E. (1957): *Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes*. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 1, 3–15.
- (1967): *Evolution des idées sur le déplacement de lignes de rivage*. – Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 14/4, 129–191.