

Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine Briançonnais : failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse)

Autor(en): **Baud, Aymon / Masson, Henri**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **68 (1975)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164381>

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.

Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse)

Par AYMON BAUD et HENRI MASSON¹⁾

ABSTRACT

The Saint-Triphon briançonnais klippe (Rhône Valley, Switzerland) is formed by overturned, subhorizontal middle Triassic limestone. A detailed structural analysis revealed the following structures (the chronology of which is shown in Fig. 1 and 2):

- conjugate normal faults (Fig. 1);
- tension fractures (Fig. 2 and 6);
- concordant stylolites (subcontemporaneous with the fractures and therefore of tectonic origin);
- a paleokarst system filled with red or yellow colored clastic laminated dolostone (Fig. 4, 5 and 8). This system runs along the faults; several phases of filling alternate with phases of fracturing (Fig. 2 and 3).

All these structures point to a large-scale distension, the age of which is given by the paleokarst: Lias to Lower Dogger. Simultaneously this part of the briançonnais belt underwent an uplift of at least 1 km.

1. Introduction

On a signalé depuis longtemps des paléokarst dans le Briançonnais, surtout dans les couches du Trias et plus rarement du Malm (p. ex. DEBELMAS 1955, TISSOT 1956, BOURBON 1971, P.-C. de Graciansky comm. orale). Les observations les plus détaillées sur la fissuration et la karstification du Trias briançonnais avant la transgression des Couches à Mytilus (Dogger sup. – Malm inf.) sont certainement celles de GENGE (1958) dans les Spillgerten (Préalpes bernoises). Ayant eu l'occasion de les cartographier en détail, l'un de nous (A. B.) put confirmer la justesse des vues de GENGE, et trouver dans le massif adjacent du Gandhore des paléofailles scellées par la transgression du Malm.

A St-Triphon, JEANNET (1913) signale des calcaires bréchiques rosés à la carrière du Lessus, ainsi que dans l'écaille voisine de la Grande-Eau. BADOUX (1962) observe au Lessus des filons rouges qui tranchent ou suivent les couches; une analyse aux

¹⁾ Musée et Institut de Géologie, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne, Suisse.

rayons X lui révèle leur nature essentiellement dolomitique. Récemment l'étude approfondie de ces filons, puis la découverte de véritables conduits karstiques à remplissage géopète (fig. 4 et 5), nous a menés à une révision de l'ensemble de ces phénomènes. Nos observations proviennent des trois carrières des Andonces, du Lessus et des Fontenailles, que nous décrivons dans cet ordre.

L'écaille de St-Triphon appartient à la nappe des Préalpes Médiannes Rigides (LUGEON & GAGNEBIN 1941). Elle est constituée de couches calcaires du Trias moyen, subhorizontales, en position renversée (JEANNET 1913, ELLENBERGER 1950, BADOUX 1962). Du point de vue paléogéographique, nous avons montré qu'elle doit être rattachée à une partie relativement externe du domaine Briançonnais (BAUD 1972).

2. Les Andonces

La paroi W de cette carrière, sciée dans des calcaires appartenant au sommet de la séquence 4 de la Formation de St-Triphon (Anisien, BAUD 1972), offre d'excellentes conditions d'observation. Les fig. 1 à 6 montrent quelques exemples-types des phénomènes étudiés. A l'échelle du m au dam (fig. 1), on voit trois familles principales d'éléments structuraux :

- des *failles*, dont les rejets montrent qu'elles sont *conjuguées* deux à deux ;
- des *stylolites* parallèles à la stratification ; ils séparent des lits de composition et de granulométrie différente (wackestones et grainstones à ooïdes, péloïdes et rares crinoïdes) ;
- des *cavités* avec remplissage d'origine clastique ou chimique.

a) Tectonique

Interprétation des structures principales (fig. 1)

– Les *failles conjuguées*. C'est un exemple parfait d'une situation dont l'interprétation dynamique est bien connue (ANDERSON 1951, HUBBERT 1951, JAEGER 1974, MATTAUER 1973, PRICE 1966, etc.). On en déduit que les contraintes responsables de cette fracturation comportaient une compression max. subverticale, et une compression min. subhorizontale ; plus précisément cette dernière faisait avec la stratification, selon les endroits, un angle de 5 à 15°. On était donc en régime de *distension*. Les directions de ces failles, difficiles à mesurer exactement sur cette paroi lisse, se situent aux alentours de 55°.

– La compression min σ_3 peut éventuellement devenir < 0 (traction). Vu la bonne résistance des calcaires de St-Triphon et la faible profondeur de cette déformation, il est plausible que tel ait été le cas (cf. HUBBERT 1951, p. 367). L'existence de petites fissures ouvertes d'extension (voir plus loin) semble le confirmer ; en réalité, leur interprétation dépend de la pression des fluides P_f (on peut seulement affirmer que la contrainte effective $\sigma_{eff3} = \sigma_3 - P_f$ est < 0), et des microcontraintes induites (cf. p. 137).

Dans des conditions d'activité karstique naissante, il semble probable que P_f est relativement faible (au plus hydrostatique) ; σ_3 pourrait donc être une traction. Si toutefois tel n'était pas le cas, il suffirait alors de dire que les grandes flèches de la fig. 1 représentent non les contraintes principales totales, mais celles du déviateur des contraintes.

– Les *stylolites* sont antérieurs aux failles. Cependant leur position subperpendiculaire à la compression max. incite à lier leur genèse aux mêmes contraintes ; nous en donnerons des preuves plus loin.

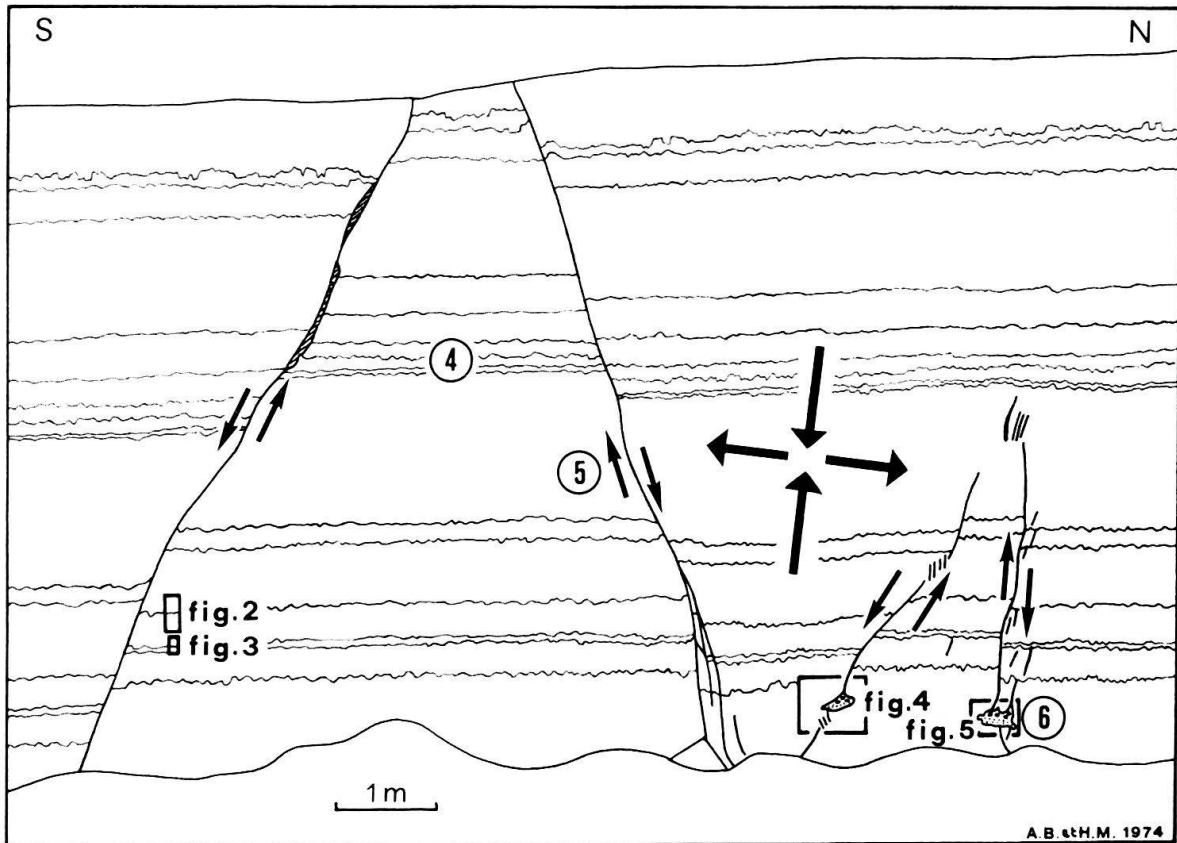


Fig. 1. Failles conjuguées, stylolites concordants et conduits paléokarstiques à la carrière des Andonces. Les chiffres encadrés se rapportent à la chronologie des événements (voir texte) et font suite à ceux de la fig. 2. Les rectangles montrent la position des détails illustrés sur les fig. 2, 3, 4 et 5. Les petites flèches indiquent le sens du mouvement des failles, les grandes flèches les directions et le sens des contraintes principales (comme dans les figures suivantes, les flèches sont sans échelle).

– Les *cavités*. On trouve tous les intermédiaires entre des fissures purement tectoniques, peu ou pas modifiées par dissolution (fig. 2 et 3), et des conduits *karstiques* façonnés par la circulation de l'eau le long des cassures (fig. 4 et 5). Ces deux conduits, comme d'autres hors de la fig. 1, sont postérieurs aux failles, qui n'ont pas rejoué depuis leur remplissage.

Chronologie des événements

L'étude attentive des petites structures (mm au m) montre que la chronologie détaillée des événements est complexe, avec plusieurs phases de déformation alternant avec plusieurs phases d'activité karstique et de remplissage. La fig. 2 en présente un exemple; la chronologie est la suivante:

(1) Fissures d'extension fortement pentées vers le SE, accompagnées de quelques fractures cisailantes.

(2) Faible corrosion de ces fissures par la circulation karstique, puis remplissage. La fig. 3 révèle deux stades dans ce remplissage: a) dépôt d'un sédiment dolomitique fin, jaune pâle, d'origine clastique; b) précipitation d'un ciment de calcite claire dans les vides résiduels. Ces vides se formant au haut des fissures, l'ensemble des remplissages a) et b) réalise une structure géopète qui confirme que la série est renversée.

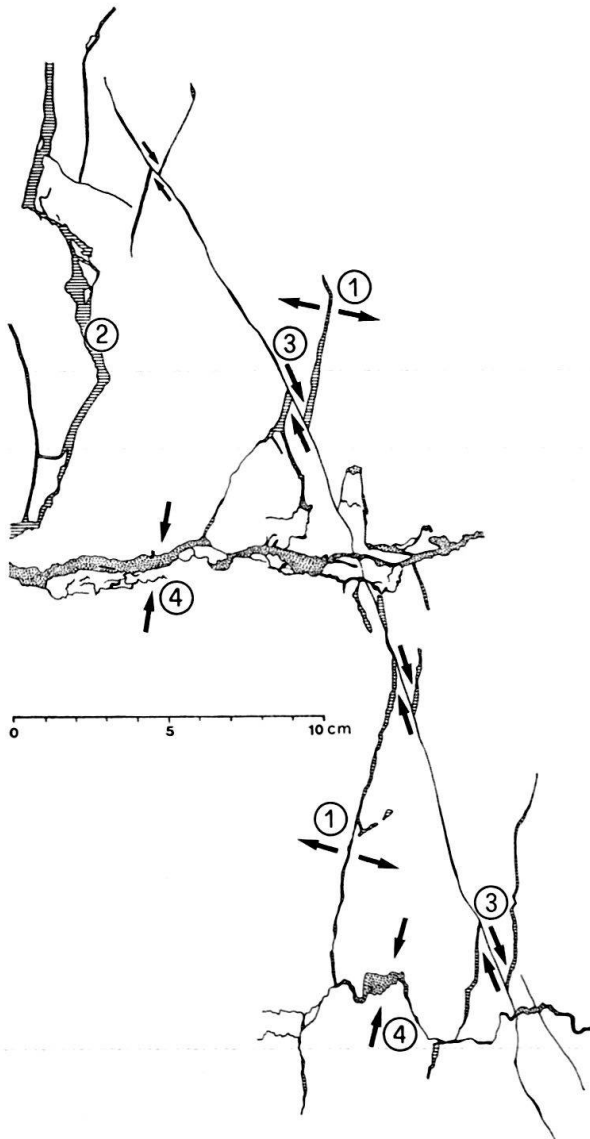


Fig. 2. Quatre phases de la distension (détail de la fig. 1, voir texte). Hachures horizontales: remplissage dolomitique jaune d'origine clastique. Pointillé: stylolites.

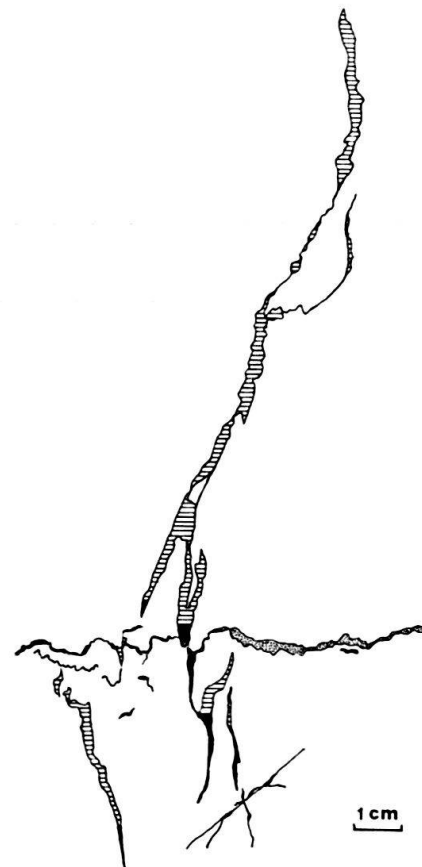


Fig. 3. Deux stades du remplissage des fissures, réalisant une structure géopète (série renversée!): (a) sédiment dolomitique jaune (hachures horizontales); (b) ciment de calcite claire (noir); le tout est antérieur au stylolite (pointillé).

(3) Petite faille normale, cimentée par un filonnet de calcite. Le rejet de cette fracture s'atténue vers le haut, et la cassure est relayée par une mince zone de cisaillement continu qui tord sans le rompre un filonnet de la phase (2).

(4) Stylolites. Ce sont les mêmes que sur la fig. 1, où se lisent les phases suivantes:

(5) Failles conjuguées [réactivant en partie des fractures des phases (1) et (3)].

(6) Activité karstique renouvelée le long des failles, puis remplissage dolomitique granoclassé (fig. 4 et 5).

La faille de gauche de la fig. 1 montre un remplissage déformé par un rejeu tardif. Nous n'avons pu décider s'il s'agit d'un remplissage de phase (2) déformé par le jeu (5), ou d'un remplissage (6) maltraité par un mouvement post-(6) cantonné à cette faille. De tout façon, la chronologie complète des événements est certainement encore plus

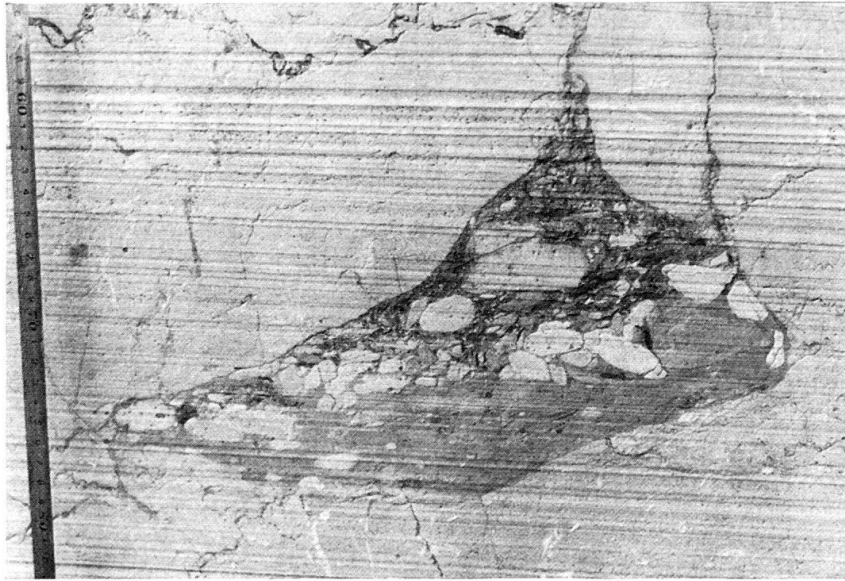


Fig. 4. Conduit karstique avec remplissage granoclassé complexe (série renversée).

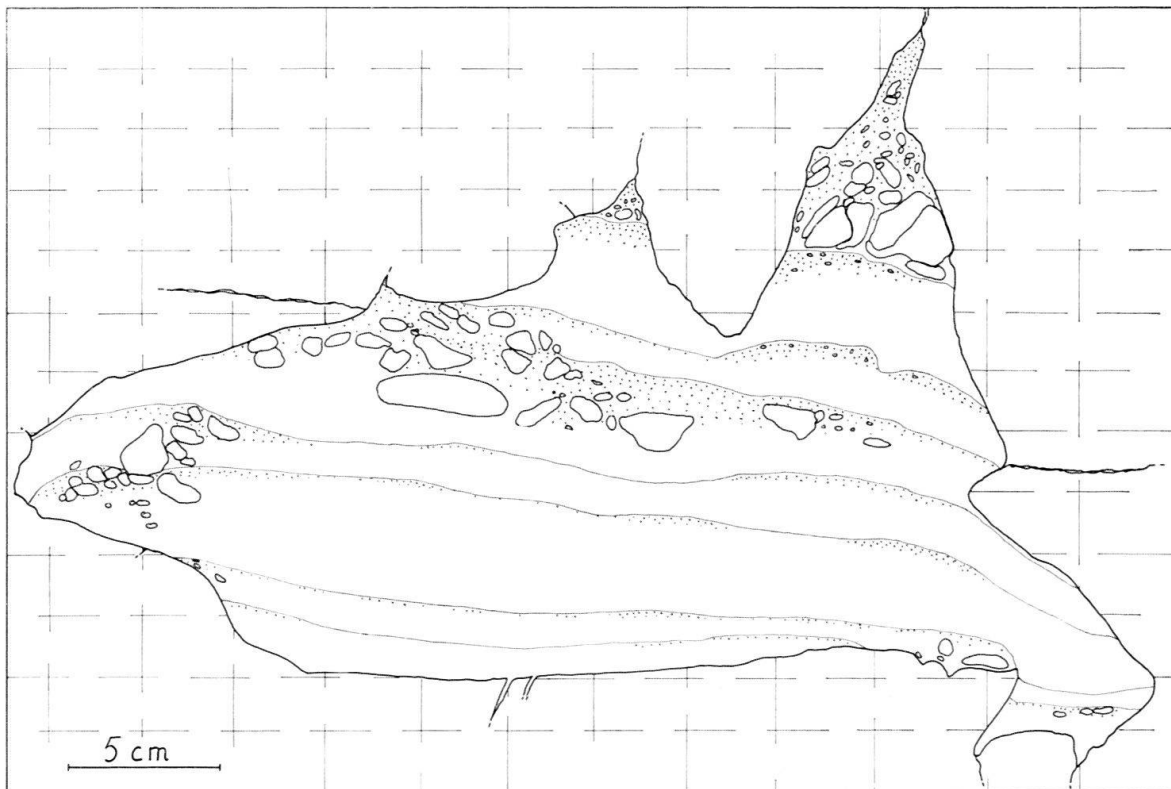


Fig. 5. Conduit karstique; les stades successifs du remplissage sont soulignés. Les zones avec points représentent les graviers et les sables grossiers, les zones blanches les sédiments fins (série renversée).

compliquée, et nous ne prétendons donner ici que des exemples représentatifs des types de phénomènes.

Le point capital est que *toutes les déformations observées s'expliquent par le même système de contraintes*. Les différents épisodes énumérés ci-dessus représentent donc

des stades d'un processus tectonique durable pendant lequel les directions principales (dans le plan de la figure) des contraintes restèrent (en première approximation) constantes.

Des structures analogues s'observent au voisinage. La fig. 6 présente un cas légèrement différent: les cisaillements conjugués (anté-stylolites) s'y manifestent par des systèmes de fentes d'extension en échelon, entre lesquels apparaissent des fissures perpendiculaires à la traction principale (bissectrice obtuse des cisaillements). Toutes ces fentes contiennent de la calcite claire. L'interprétation dynamique est la même que précédemment.

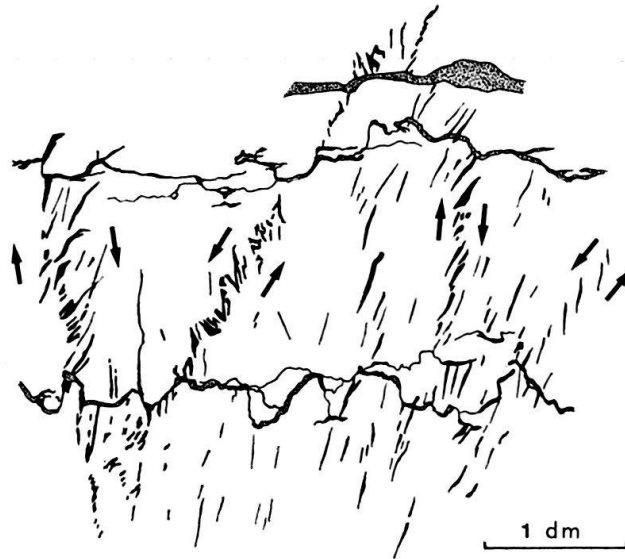


Fig. 6. Systèmes conjugués de fissures en échelon. Les stylolites (pointillé) sont postérieurs et se relient à ceux de la fig. 1.

Remarques sur les mécanismes tectoniques

Nous terminerons cette analyse structurale par trois remarques sur les mécanismes tectoniques considérés.

A) La naissance des *stylolites* est encadrée par deux phases de fracturation qui se rattachent au même régime distensif (fig. 1, 2 et 6). Ceci confirme l'idée émise plus haut que les *stylolites* résultent eux aussi de ces mêmes contraintes. Leur légère obliquité par rapport aux directions principales est évidemment la conséquence de l'anisotropie originelle de la roche (stratification).

Que *stylolites* et fractures s'inscrivent dans le même processus tectonique de distension est encore prouvé par leurs relations au bas de la faille du milieu de la fig. 1: les rejets des différentes ramifications de la faille varient d'un *stylolite* à l'autre, témoignant ainsi de l'intrication de leurs genèses.

Les *stylolites* concordants (= parallèles à la stratification) sont habituellement considérés comme des structures diagénetiques contemporaines de l'enfouissement des sédiments. A St-Triphon, au contraire, notre étude montre que leur genèse est contemporaine d'un exhaussement accompagné d'une diminution de la charge lithostatique (voir p. 144). Nos *stylolites* concordants ont donc une *origine tectonique*:

ils enregistrent, comme les cisaillements conjugués et les fissures subverticales d'extension, une période de *distension* de la croûte. Nous pensons que ce résultat a une portée générale et s'applique à d'autres régions à stylolites concordants. Des exemples analogues ont été récemment décrits dans le Languedoc par ARTHAUD & MATTAUER (1972) et dans le Jura par SOPENA & SOULAS (1973).

B) Parmi les plus anciennes fractures de la roche [phase (1) de la fig. 2], les fissures d'extension semblent plus nombreuses que les fractures cisailantes; ces dernières deviennent prépondérantes dans les phases tardives (3) et (5).

Cette observation s'accorde aux résultats expérimentaux de GRAMBERG (1965): en laboratoire, la rupture de roches cassantes soumises à une compression triaxiale s'amorce par l'apparition de multiples petites fractures d'extension et se poursuit par des fractures cisailantes. GRAMBERG explique ce phénomène par des micro-contraintes de traction induites perpendiculairement à la compression max. autour des défauts de la roche. Bien que le système expérimental diffère du cas naturel par sa taille comme par la vitesse des déformations, et peut-être aussi par le signe des contraintes, il est tentant d'interpréter l'ordre d'apparition des fractures à St-Triphon comme une application géologique de la théorie de GRAMBERG.

C) Certaines fractures cisailantes ont une direction aberrante, par exemple la faille «dextre» de droite de la fig. 1 (qui est inverse et non normale comme on s'y attendrait). En fait elle est parallèle à la compression max.: sans doute a-t-elle été pilotée par des fractures préexistantes d'extension dont elle a suivi le tracé. C'est un cas d'influence de l'anisotropie de la roche sur la fracturation (cf. DONATH 1961, JAEGER 1960 et 1974). Le point intéressant ici est que *l'anisotropie qui influence la direction de certaines fractures est due au premier stade de ce même processus de fracturation*.

Un phénomène analogue s'observe sur la fig. 6: les fentes en échelon de certaines zones de cisaillement sont subparallèles à la compression max. Là aussi il semble qu'un premier stade de fracturation par traction ait induit dans la roche une anisotropie qui influence le déroulement ultérieur du processus.

Ces observations nous montrent deux choses: (1) Elles confirment le *rôle prédominant des fissures d'extension au stade initial de la fracturation*, comme nous l'avons déjà relevé ci-dessus; nous pouvons ajouter maintenant que ces fissures, souvent peu visibles en elles-mêmes, déterminent dans la roche une anisotropie qui influence de façon marquée et durable la suite du processus de fracturation. (2) Il semble ici que cette anisotropie influence surtout la direction des cisaillements «dextres»: le système perdrait sa symétrie initiale pendant le processus. Si des observations plus nombreuses devaient confirmer ce phénomène, on pourrait y voir un indice, encore ténu, en faveur d'une rotation des contraintes principales pendant la distension.

b) *Sédimentologie*

Description

Les conduits karstiques (phase 6, fig. 4 et 5) ont une section grossièrement elliptique, dont la partie inférieure (originelle) montre un ou plusieurs surcreusements en V débouchant sur des fissures appartenant au système de failles conjuguées. Les diamètres maximaux sont de l'ordre de 30 cm.

Les remplissages de ces conduits, d'origine essentiellement clastique, sont caractérisés par une succession de dépôts dont l'épaisseur décroît vers le haut, chaque dépôt étant lui-même constitué par des laminites millimétriques dans la partie supérieure de la cavité. La granulométrie va des boues aux galets de 5 à 10 cm. Dans la cavité de la fig. 4, la granulométrie moyenne croît depuis la base originelle jusqu'à environ la moitié de la hauteur, passant des sables grossiers aux graviers puis aux galets; ceux-ci montrent un émoussé excellent, un arrondi moyen et un classement mauvais. La granulométrie de ce premier dépôt est en gros inverse, alors que celle des dépôts sus-jacents est normale. Le dessin de la cavité de la fig. 5 fait ressortir les différents stades de remplissage; nous remarquons à nouveau le granoclassement inverse du matériel grossier, alors que les dépôts suivants ont un granoclassement normal. La composition des galets est surtout dolomitique; leur origine semble être exclusivement triasique. Ils montrent des figures d'interpénétration et de dissolution par pression. Les graviers et les sables sont composés de débris de même nature que les galets.

En lame mince, les dépôts fins (partie supérieure des conduits) sont faits de laminites millimétriques avec granoclassement normal de dolosiltite passant à de la dolomicrite; les limites entre laminae sont matérialisées par de très fines sutures argileuses.

Diffraction X

Une analyse sur plaque orientée des minéraux insolubles d'un remplissage montre la présence prédominante d'un interstratifié dont le premier pic, insensible au glycool, est à 12 Å et se tasse après chauffage d'une heure à 550° vers 10 Å; il est accompagné d'illite et accessoirement de chlorite, de quartz, de feldspath potassique et de goethite. Une analyse semblable de la roche encaissante montre de l'albite et une phase composée essentiellement d'illite avec un peu de chlorite. Le remplissage diffère donc de la roche encaissante par l'apparition d'un interstratifié et la disparition complète de l'albite.

3. Le Lessus

Les couches renversées de la colline du Lessus appartiennent aux séquences 3 et 4 de la Formation de St-Triphon (Anisien). Elles sont parcourues par des fractures subverticales qui ont été élargies par la circulation karstique, puis remplies par un sédiment dolomitique rouge et par des fragments calcaires détachés des parois.

a) Tectonique

La fig. 7 montre les directions de 65 filons subverticaux, mesurées sur les polis glaciaires qui dominent la carrière W. On note un maximum très net vers le NE ($50 \pm 15^\circ$). Cette direction est la même que celle des failles conjuguées des Andonces et de la grande faille des Fontenailles: elles résultent donc toutes du même champ de contraintes.

b) Sédimentologie

Description

Les remplissages, d'origine essentiellement clastique, rouges à jaune pâle, sont de 2 types:

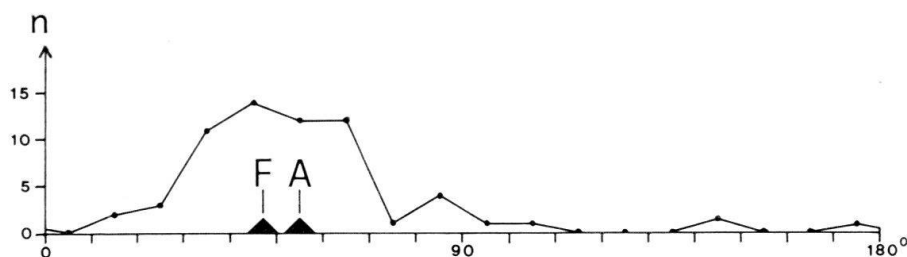


Fig. 7. Directions des fissures à remplissages colorés de St-Triphon.
 n: nombre de fissures par intervalle de 10° (65 mesures; carrière du Lessus). A: failles conjuguées des Andonces. F: grande faille des Fontenailles.

1. matrice plus ou moins homogène, sans texture bien marquée, dans laquelle nagent des fragments anguleux de roche encaissante;
2. sédiment à texture finement rubanée rouge, composé de laminites silteuses grano-classées interrompues localement par des passées plus grossières de sables spathiques et gravelles dolomitiques.

Le premier type de remplissage se rencontre dans les filons mis en place sur les grandes fractures; à partir de la fissure principale, la matrice colorée s'infiltré le long de joints stratigraphiques et dans des fissures secondaires, isolant ainsi de nombreux blocs de roche encaissante. Les figures formées, bien visibles sur les surfaces dégagées du sommet NW de la colline, sont semblables à celles décrites par GENGE (1958) sous le nom de pseudobrèche dans le Trias moyen des Spillgerten, et celles observées par CROS & LAGNY (1969) dans le Trias moyen des Alpes carniques.

Le deuxième type de remplissage (fig. 8) est constitué par un empilement de laminites millimétriques dont la coloration rouge varie d'intensité, donnant ainsi un aspect caractéristique rubané au filon. Localement apparaissent des figures de déformations syngénétiques tels que glissements et tassements intraformationnels. Les différentes phases de remplissage peuvent être séparées par des phases d'érosion, qui



Fig. 8. Remplissage dolomitique rubané rouge à la carrière du Lessus (replacé en position normale).

expliquent certaines discordances angulaires observées au sein des sédiments rubanés. Les laminites sont composées de grains de dolomie généralement granoclassés; les grains, hypidiomorphes à idiomorphes et de 100 à 300 μ à la base, diminuent de taille pour atteindre quelques dizaines de μ au sommet de la lamina, devenant franchement xénomorphes en même temps que la quantité d'oxyde et hydroxyde de fer augmente. Ces remplissages sont semblables à ceux décrits par BOGACZ et al. (1973) dans le Muschelkalk de Silésie. Les passées plus grossières sont riches en éléments figurés, soit:

- des gravelles et lithoclastes dolosparitiques;
- des extraclastes plus ou moins brisés, microsparitiques, contenant des concrétions sphérulitiques de quartzine;
- des granules à section circulaire (300 à 500 μ) composés de monocristaux de dolomite;
- des articles de crinoïdes souvent très abondants; parfois épigénisés par de la dolomite, ils ont le plus souvent gardé leur nature calcitique; quelques sections pentagonales rappellent les genres *Pentacrinus* ou *Isocrinus*;
- des ossicles d'ophiures;
- des sections d'ostracodes, à parois épaisses;
- quelques tests brisés de pélécy-podes et/ou de brachiopodes.

L'interprétation de ces éléments figurés est discutée au chapitre 5a.

Minéralogie des insolubles (diffraction X)

L'échantillon TL 12, qui vient d'un remplissage finement rubané et fortement coloré en rouge de la carrière W du Lessus, montre un interstratifié à 12 Å identique à celui du remplissage analysé des Andonces, et de l'illite en quantité moindre. Les autres insolubles sont l'hématite, la goethite et accessoirement le quartz. L'échantillon TL 4, riche en articles de crinoïdes et provenant d'un remplissage de la carrière N du Lessus, montre une prédominance de l'illite sur l'interstratifié à 12 Å, avec accessoirement un peu de chlorite et de goethite.

Dolomitisation des épontes

Une dolomitisation affecte localement les bordures des filons ainsi que les fragments détachés des parois sur une épaisseur d'environ 10 cm. Cette dolomitisation des calcaires encaissants s'accompagne d'une pigmentation par les oxydes de fer qui la fait ainsi ressortir de manière spectaculaire. Certains gros fragments ont un cœur de calcaire noir intact entouré d'une auréole rose de dolomitisation, qui tranche avec la matrice rouge du remplissage.

4. Les Fontenailles

Cette carrière met bien en évidence une grande faille verticale dont le rejet atteint 60 m dans sa partie NE (BADOUX 1962). Des remplissages rouges semblables à ceux du Lessus sont fréquents le long de cette faille. Par places l'abondance des fragments anguleux détachés des parois est telle que le remplissage est une véritable brèche. Leur localisation le long de la faille pourrait d'abord faire croire à des «brèches de faille» d'origine tectonique; un examen détaillé montre qu'il n'en est rien et qu'il s'agit de

brèches karstiques, analogues aux remplissages de certaines dolines. On note par endroits de petites concentrations d'hématite.

L'absence de déformation ou d'écrasement des filons bréchiés montre que le mouvement de la faille est antérieur à leur dépôt. Il ne semble pas que cette importante cassure ait rejoué pendant l'orogénèse alpine.

5. Conclusions

a) Essai d'interprétation des phénomènes karstiques

Les cavités

La formation des cavités (filons, fentes, conduits) résulte de deux processus successifs :

- fracturation tectonique, conséquence d'une distension à grande échelle ;
- dissolution et plus rarement érosion mécanique, entraînant l'agrandissement des fissures et la formation de conduits.

Les filons clastiques dénotent un système karstique peu évolué, tandis que les conduits, tels que ceux des Andonces, expriment une évolution plus complexe ; les sections elliptiques sont caractéristiques des zones ennoyées ou phréatiques d'un réseau, tandis que le surcreusement à la base d'un conduit exprime une érosion subséquente dans la zone vadose (cf. SWEETING 1972).

Les éléments du remplissage

- La *dolomite*, qui constitue la plus grande part des remplissages, est présente sous plusieurs formes :
 1. grains clastiques de la taille des boues, des silts et des sables ; ils résultent de l'altération et du remaniement de roches dolomitiques ainsi que de la dolomitisation de grains de calcite ;
 2. grains à section circulaire, mono- ou polycristallins ; ils sont dûs à la dolomitisation d'éléments figurés tels que péloïdes, ooïdes, articles de crinoïdes, etc. ;
 3. cristaux hypidiomorphes à idiomorphes de tailles diverses ; ils proviennent d'un nourrissage de grains primitifs par des solutions riches en Mg. Ce nourrissage, fonction de la porosité originelle, affecte particulièrement les zones à granulométrie grossière, c'est-à-dire la base des laminites et les lits riches en éléments figurés.

Nous constatons donc que la dolomite des remplissages a au moins deux origines, clastique ou métasomatique, qu'il est parfois difficile de démêler. Les solutions dolomitiques ont attaqué non seulement les remplissages dont ils ont plus ou moins obscurci les traits originels, mais encore les bordures des filons (cf. chapitre 3b).

- La *phase argileuse* est composée d'un interstratifié à 12 Å, d'illite et parfois d'un peu de chlorite ; la présence de cet interstratifié suggère une dégradation des argiles en milieu continental. L'évolution n'a cependant pas été suffisante pour aboutir aux bauxites avec kaolinite, boehmite et diaspore qui reposent sur le Trias en d'autres points des Médiannes Rigides (BADOUX & DE WEISSE 1959, VERNET 1964).

- Les *oxydes* et *hydroxydes de fer*, principalement l'hématite et la goethite, qui colorent tous les remplissages, sont des minéraux typiques de l'évolution des sols en milieu continental chaud.
- Les *galets* et *lithoclastes* proviennent du démantèlement de calcaires et dolomies du Trias; les éléments anguleux proviennent directement de la roche encaissante.
- Les *bioclastes* ont deux origines possibles: 1. remaniement de calcaires et dolomies fossilifères en milieu continental; 2. remaniement de sédiments fossilifères en milieu marin.

L'abondance des bioclastes dans certains filons du Lessus, la préservation de formes délicates tels que tests d'ostracodes et ossicles d'ophiures, semblent favoriser la seconde hypothèse. Il faut alors admettre une origine mixte pour les remplissages: d'abord continentale avec concentration d'oxydes et hydroxydes de fer et de minéraux argileux interstratifiés; puis marine avec le dépôt et le remaniement de sédiments riches en débris d'organismes.

b) *Essai de datation des remplissages*

La faible valeur stratigraphique des fossiles trouvés dans les remplissages ne permet pas de leur attribuer un âge précis. Nous nous sommes donc basés sur des considérations indirectes:

1. Les remplissages sont post-triasiques, car nous ne connaissons aucune formation continentale rouge dans le Trias moyen et supérieur briançonnais qui soit susceptible de les alimenter (cf. BAUD & MEGARD 1975).
2. Les remplissages, moins évolués chimiquement que les sidérolitiques et latérites antérieurs ou subcontemporains des Couches à Mytilus, représentent un stade plus précoce de l'altération continentale.
3. Des filons d'aspect semblable à ceux de St-Triphon et scellés par la transgression des Couches à Mytilus sont connus dans le Trias moyen de la Gummfluh (DUBEY 1962; observations des auteurs) et des Spillgarten (GENGE 1958).

Nous pouvons donc admettre que l'âge des filons de St-Triphon est liasique (probablement moyen à supérieur) ou éventuellement Dogger inférieur.

c) *Essai d'interprétation tectonique*

Distension

Notre étude nous a menés à la conclusion que les structures décrites s'expliquent toutes par un champ de contraintes comportant une compression min. (peut-être une traction) subhorizontale, c'est-à-dire par une distension. Deux problèmes se posent aussitôt, qu'il n'est pas encore possible de résoudre complètement en l'état de nos connaissances:

1. L'interprétation d'un champ de contraintes dépend de l'échelle à laquelle on le considère. Ainsi une distension peut apparaître localement dans un système soumis à grande échelle à une compression. Il est donc prudent d'éviter des généralisations hâtives. Malgré cette réserve, nous tenons pour probable que la distension établie à St-Triphon est représentative de la tectonique d'au moins un vaste secteur du domaine briançonnais pendant le Lias. Nous fondons cette assertion

d'une part sur des analogies avec certaines structures de distension à grande échelle observables dans des plateformes non retouchées par une orogénèse ultérieure; d'autre part sur la présence (encore peu étudiée) de structures semblables dans d'autres écaillés des Préalpes Médiannes.

2. Il serait du plus grand intérêt de connaître l'orientation originelle (= avant les bouleversements alpins) des contraintes. Ceci suppose la remise des Préalpes Rigides dans leur position de départ. Une telle reconstitution est particulièrement hasardeuse dans le cas de St-Triphon, petite écaille renversée et isolée au milieu d'une zone dont la tectonique est d'une extrême complexité.

On voit que d'importantes inconnues subsistent; nous espérons que des recherches futures permettront de répondre à ces questions.

Note historique et comparaisons

Depuis que SCHARDT (1898, fig. 1) présenta la première reconstitution paléogéographique des domaines briançonnais et adjacents, à laquelle les travaux ultérieurs ne changèrent rien d'essentiel, les géologues alpins discutèrent longuement de la manière dont il convenait de l'interpréter tectoniquement, y voyant tantôt le front d'une nappe embryonnaire, tantôt un bloc faillé par une distension génératrice de sillons géosynclinaux. L'idée moderne d'une distension avec étirement de la croûte continentale prend racine dans le fameux travail d'ARGAND (1924), qui n'énonça cependant cette conception révolutionnaire qu'en termes généraux et sans l'appliquer précisément au Briançonnais; aussi le nom de cet auteur resta-t-il généralement lié, concernant ce secteur des Alpes, à d'autres schémas plus anciens. STAUB (1951) semble être le premier à interpréter le seuil briançonnais comme un horst. Enfin il appartient à TRÜMPY (1957, 1960) de publier un schéma paléotectonique de cette zone comportant une distension matérialisée par des failles normales.

On vit dès lors de nombreux auteurs interpréter dans une optique distensive des faits sédimentologiques et stratigraphiques dont certains étaient volontiers considérés, dix ou vingt ans plus tôt, comme la preuve d'une paléotectonique compressive. De plus les descriptions précises de failles synsédimentaires d'âge jurassique inférieur à moyen se multiplièrent, notamment dans l'Helvétique, où la belle étude de SCHINDLER (1959) compléta les travaux de pionnier de GÜNZLER-SEIFFERT (1941, 1952), et dans des domaines plus méridionaux: Alpes lombardes (WIEDENMAYER 1963, BERNOULLI 1964), Canavese (ELTER et al. 1966), etc.

Cependant le domaine pennique semblait moins propice aux vérifications structurales précises de ces nouvelles conceptions, ce qui ne les empêcha pas d'y être développées d'une façon particulièrement remarquable par ELTER (1971, 1972). La récente réinterprétation de la sédimentation liasique subbriançonnaise par PLANCHEREL & WEIDMANN (1972) se situe dans le même esprit.

Notre étude apporte pour la première fois des preuves concrètes et précises de la distension briançonnaise au Lias–Dogger. Elle confirme le schéma proposé par TRÜMPY, et, comme le montrent les citations précédentes, s'accorde également bien aux résultats récents de plusieurs auteurs dans d'autres secteurs des Alpes. Malgré leur provenance encore très localisée, nos observations révèlent la possibilité d'une analyse paléotectonique détaillée des couvertures mésozoïques penniques mises à l'abri du gros de la déformation alpine par glissement vers l'extérieur de la chaîne.

Surrection

Le profil synthétique des Préalpes Médiannes (BAUD 1972) montre que 900 à 1000 m de Trias recouvraient initialement les couches visibles à St-Triphon. Or du fait qu'une partie de l'érosion karstique s'est déroulée en milieu vadose (cf. chapitre 5a), on peut déduire que ces couches se trouvaient alors au-dessus du niveau de la mer. Ce qui implique, entre la fin du Trias et l'époque de l'érosion karstique, c'est-à-dire

pendant le Lias, une *surrection d'au moins 1000 m* de ce secteur du domaine briançonnais.

On voit donc que le Briançonnais n'est pas un horst «résiduel», compartiment passif et immobile «oublié» entre deux zones en cours d'affaissement. C'est au contraire un bloc actif, s'élevant sous l'effet d'une poussée ascendante.

Il reste à trouver un moteur qui explique cette combinaison d'une distension et d'une surrection. Sans que cela soit une explication, notons qu'une situation analogue règne en bordure des grands fossés tectoniques récents, où la distension et la surrection sont si étroitement liées qu'«il est difficile de dire lequel des deux phénomènes est le plus important... En somme un seul et même phénomène se produisant dans le manteau produirait à la fois bombement et fracturation» (MATTAUER 1973, p. 409). Telle était la situation du seuil briançonnais à l'époque où naissait sur sa marge méridionale la fosse piémontaise.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON, E. M. (1951): *The dynamics of faulting*. – Oliver & Boyd, Edinburgh.
- ARGAND, E. (1924): *La tectonique de l'Asie*. – Congr. géol. int., 13^e Sess., Belgique 1922, 1/5, 171–372.
- ARTHAUD, F. & MATTAUER, M. (1972): *Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc)*. – Bull. Soc. géol. France (7), 14, 12–17.
- BADOUX, H. (1962): *La géologie des collines de Saint-Triphon*. – Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 133 et: Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 68, 35–48.
- BADOUX, H. & DE WEISSE, G. (1959): *Les bauxites siliceuses de Dréveneuse*. – Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 126 et: Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 67, 169–177.
- BAUD, A. (1972): *Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes*. – Eclogae geol. Helv. 65, 43–55.
- BAUD, A. & MEGARD, J. (1975): *Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase précéanienne: cycles et rythmes dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes*. – IX^e Congr. int. Sédimentol. Nice, sect. 5.
- BERNOULLI, D. (1964): *Zur Geologie des Monte Generoso*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 118.
- BOGACZ, K., DZULYNSKI, S. & HARANCZYK, C. (1973): *Caves filled with clastic dolomite and galena mineralization in disaggregated dolomites*. – Ann. Soc. géol. Pol. 43/1, 59–72.
- BOURBON, M. (1971): *Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des lacunes et condensations de la série pélagique briançonnaise*. – Thèse 3^{ème} cycle, Ecole natl. sup. des Mines, Paris.
- CROS, P. & LAGNY, P. (1969): *Paléokarsts dans le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes carniques occidentales, importance stratigraphique et paléogéographique*. – Sci. de la Terre 14/2, 139–195.
- DEBELMAS, J. (1955): *Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes)*. – Mém. Carte géol. France.
- DONATH, F. A. (1961): *Experimental study of shear failure in anisotropic rocks*. – Bull. geol. Soc. Amer. 72, 985–990.
- DUBEY, R. (1962): *Géologie de la partie occidentale des Rochers de Château-d'Oex*. – Thèse inédite, Fribourg.
- ELLENBERGER, F. (1950): *Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes médianes vaudoises (coupes de la Grande-Eau et de Saint-Triphon)*. – C.R. Acad. Sci. Paris 231, 1326–1328.
- ELTER, G. (1971): *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites*. – Géol. alp. 47, 147–169.
- (1972): *Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies Nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 28.

- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. & WEIDMANN, M. (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 chablaisiennes.* – Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 167.
- GENGE, E. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland).* – Eclogae geol. Helv. 51, 151–211.
- GRAMBERG, J. (1965): *Axial Cleavage fracturing, a significant process in mining and geology.* – Eng. Geol. 1, 31–72.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1941): *Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes.* Eclogae geol. Helv. 34, 164–172.
- (1952): *Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein.* – Geol. Rdsch. 40, 211–239.
- HUBBERT, M. K. (1951): *Mechanical basis for certain familiar geologic structures.* – Bull. geol. Soc. Amer. 62, 355–372.
- JAEGER, J. C. (1960): *Shear failure of anisotropic rocks.* – Geol. Mag. 97, 65–72.
- (1974): *Elasticity, fracture and flow.* – Methuen, London.
- JEANNET, A. (1913): *Monographie géologique des Tours d'Âi et des régions avoisinantes.* – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 34.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.* – Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 72 et: Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 7/1.
- MATTAUER, M. (1973): *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.* – Hermann, Paris.
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. (1972): *La zone anticlinale complexe de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises).* – Eclogae geol. Helv. 65, 75–91.
- PRICE, N. J. (1966): *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock.* – Pergamon, Oxford.
- SCHARDT, H. (1898): *Les régions exotiques du versant Nord des Alpes suisses.* – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 34, 114–219.
- SCHINDLER, C. M. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 107.
- SOPENA, J. P. & SOULAS, J. P. (1973): *Etudes microtectoniques dans le Jura.* – Thèse, Besançon.
- STAUB, R. (1951): *Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas.* – Eclogae geol. Helv. 44, 29–130.
- SWEETING, M. M. (1972): *Karst landforms.* – Macmillan, London.
- TISSOT, B. (1956): *Etude géologique des massifs du Grand Galibier et des Cerces.* – Trav. Lab. Géol. Grenoble 32, 111–193.
- TRÜMPY, R. (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine.* – Bull. Soc. géol. France (6), 7, 443–461.
- (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.* – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- VERNET, J.-P. (1964): *Latérite alumineuse jurassique dans la nappe des Préalpes médianes du Chablais (Savoie).* – Bull. Groupe franç. Argiles 15, 39–46.
- WIEDENMAYER, F. (1963): *Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen).* – Eclogae geol. Helv. 56, 529–640.

