

Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapière (Nord-Ouest du massif de l'Argentera–Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation

Yann Gunzburger^{a,*}, Bernard Laumonier^b

^a *Laego–Ineris, École des mines de Nancy, Parc de Saurupt, 54042 Nancy cedex, France*

^b *Laboratoire de géologie, École des mines de Nancy, Parc de Saurupt, 54042 Nancy cedex, France*

Reçu le 28 novembre 2001 ; accepté le 14 janvier 2002

Présenté par Jacques Angelier

Abstract – A tectonic origin for the fold underlying the Clapière landslide (NW Argentera–Mercantour massif, Southern Alps, France) deduced from an analysis of fractures. The Clapière landslide is underlain by a folded structure, usually described as the result of the gravitational toppling that triggered the sliding. A mechanical interpretation of conjugate shear fractures formed under (at least) 4–5 km of overburden demonstrates that these fractures overprint the fold. Therefore, the fold cannot be a present-day gravitational structure. On the contrary, it has a tectonic origin and could be related to Oligocene–Miocene thrust tectonics. The fold has no direct link with current slope instability. *To cite this article: Y. Gunzburger, B. Laumonier, C. R. Geoscience 334 (2002) 415–422.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Clapière landslide / Argentera–Mercantour / conjugate fractures / anisotropy / toppling / France

Résumé – Le glissement de terrain de la Clapière (Saint-Étienne-de-Tinée, Alpes du Sud, France) repose sur une structure plissée couramment décrite comme le résultat du méga-fauchage ayant abouti à l'instabilité actuelle. L'existence de fractures cisailantes conjuguées, formées sous 4–5 km de recouvrement au moins, et dont l'interprétation mécanique implique qu'elles soient postérieures au pli, démontre que celui-ci est en fait d'origine tectonique, et non pas purement gravitaire. Les liens entre le pli, datant probablement de l'Oligo-Miocène, et le glissement ne peuvent donc être qu'indirects. *Pour citer cet article : Y. Gunzburger, B. Laumonier, C. R. Geoscience 334 (2002) 415–422.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

La Clapière / Argentera–Mercantour / fractures conjuguées / anisotropie / fauchage / France

Abridged version

1. Introduction

In the St-Etienne-de-Tinée area, near the boundary between Hercynian basement and Alpine cover [8, 'St-

Étienne-de-Tinée' sheet of the geological map of France at 1:50 000, BRGM Publ.], the large, active Clapière landslide (Figs. 1A and 1B) affects basement rocks and is underlain by a folded structure, usually interpreted as a toppling structure that formed during the first stage of slope instability [5, 7]. Recent acceleration of sliding has

* Correspondance et tirés à part.
Adresses e-mail : gunzburg@mines.u-nancy.fr (Y. Gunzburger),
laumonie@mines.u-nancy.fr (B. Laumonier).

prompted much research into the origin and progression of the landslide, but realistic numerical modelling of the toppling appears to be impossible [13]. Here we show that in fact the folded structure is a deep tectonic fold, unrelated to sliding.

2. The Clapière fold

In the St-Etienne area, the basement is made of migmatitic paragneisses (Anelle Formation) and orthogneisses (Iglière Formation) bearing a strong Hercynian foliation, S_H . S_H was NW–SE-trending and NE-dipping at the end of the Hercynian orogeny [2]. The Alpine orogeny resulted in (i) a heterogeneous dextral reactivation of S_H associated with a NNE–SSW shortening [10], (ii) southwest-verging thrusts and reverse faults, and (iii) a ‘décollement’ of the cover along the evaporitic Upper Trias. S_H is normally oriented 115°E, 70°NE but, in the Clapière area, S_H is progressively rotated to a subhorizontal attitude by a structure that will be called the Clapière fold (Fig. 1C). The axis of the fold is 120°E, 15°NW; the axial plane is 140°E, 40°SW. The Clapière landslide occurs in the upper/short limb of the fold. By its position, the Clapière fold could be a toppling structure, but it does not have the characteristics usually associated with this type of structure: sharp hinge, failure along the axial plane, fracturing and expansion of the rocks in the toppled mass, etc. On the contrary, the fold is very gentle and the gently dipping limb is not particularly fractured. Moreover, S_H in the upper limb of the fold, just under the landslide, dips to the northwest, and not to southwest toward the Tinée River, whereas the axial plane does not seem to connect with the foot of the landslide, as would be expected for a toppled rock-mass. The non-gravitational origin of the Clapière fold will be proved by showing that a tectonic fracturation overprinted it, demonstrating that the fold has itself a tectonic origin.

3. Tectonic wedges: conjugate shear fractures postdating the fold

Symmetrical, decimetre sized conjugate shear fractures forming tectonic wedges and associated extension fractures have been identified (Fig. 2). Each wedge is characterized by **X** (maximal extension), **Y** and **Z** (maximal shortening) directions. For most wedges, **Z** is subvertical. Generally, **X** is N115°E, 10°W on average (*N115-wedges*), but can also be N30°, 10°N (*N30-wedges*) or N70°, 10°W (*N70-wedges*). For a few wedges, **Z** is N25°, 10°S and **X** subvertical (*compressive wedges*). N115-wedges display a complex relationship between their attitude and their position on the Clapière fold (Fig. 3A). As S_H is tilted to the north, the plunge of **Z** is at first about 80° to the north (upper limb), then becomes about 60° to the south (hinge) and finally gets back to about 80° to the north (lower limb). The first half part of this variation could mean that the wedges have been tilted by the fold, and hence are older than the fold, but not the second half. On the contrary, all these peculiarities can be simultaneously accounted

for by a mechanical approach, taking into consideration the effect of the anisotropy of the rocks (the planar anisotropy corresponding to S_H) and the folded attitude of S_H . We assume an elastic rheology for the material and a homogeneous stress state ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) such as σ_3 is parallel to the fold axis. Then, it can be shown that the principal strain axes ϵ_1 (maximal shortening), ϵ_2 and ϵ_3 (maximal extension) are generally not parallel to the principal stress axes; however, ϵ_3 and another strain axis (generally ϵ_2) are in the (σ_1, σ_2) plane and the third strain axis (generally ϵ_1) remains parallel to σ_3 . The angle θ between ϵ_1 and σ_1 is shown by the graph in Fig. 3B. This graph and the variation of the **Z** attitude of the wedges (Fig. 3A) are quite similar. Discrepancies between the two might be lessened by a better knowledge of the elastic characteristics of the rocks or by taking into account a small variation of the principal stress axes orientations within the folded rock-mass. Moreover, the orientation of the σ_1 linked to the wedges formation can be deduced: N30°, 75°N. Obviously, this analysis implies that the fold predated formation of the N115-wedges. The same approach shows that, for some stress intensities and/or rock properties, ϵ_3 and ϵ_2 are permuted, ϵ_3 being in the (σ_1, σ_2) plane. This can be the case for the N30-wedges, which resulted from the same deformation event as the N115-wedges. N70-wedges, and a fortiori the compressive wedges, are due to other deformation events.

4. Overall analysis of the fractures

A survey of the centimetre- to decametre-sized fractures of the Clapière massif has been performed [9]. It appears (Fig. 4A) that two thirds of the fractures are compatible with the N115–N30-wedges (most other fractures are compatible with the N70-wedges). The fractures are numerous on both limbs of the fold, and scarce on the hinge. For the corresponding S_H orientation, shearing on S_H could have been easier than fracturing of the rock, as shown in Fig. 4B.

5. Geological consequences

Assuming a uniaxial compressive strength of 110 MPa [5], the wedges formed at a 4–5 km depth at least. Assuming a denudation rate of 0.7 to 1 mm yr⁻¹ since 4–6 Ma [1, 3], fractures must have occurred near the Miocene–Pliocene boundary. With a recent southeast-directed tilting of the massif [6], σ_1 could have been perfectly vertical at that time. This matches well with the extensional tectonic regime known for this period [11]. The older Clapière fold could have been one of a set of structures linked to a N25°E shortening direction, especially N100–140°E-trending folds [10], so the fold is due to (Oligocene–)Miocene thrust tectonics; a link with the cover ‘décollement’ is considered to be possible.

6. Conclusions

Reconstructing palaeostress states from conjugate shear fractures studies is not an easy task if the fractured rocks

are highly anisotropic. Concerning the relationship between the tectonic Clapière fold and the Clapière landslide, it must be stressed that, though there is no genetic link be-

tween the two, the peculiar geometric configuration resulting from the folding must have been a favourable situation for the sliding.

1. Introduction

Dans la région de Saint-Étienne-de-Tinée, le cours de la Tinée, orienté du nord-ouest au sud-est, dessine approximativement la limite entre, au nord-est, le socle hercynien du massif de l'Argentera-Mercantour et son tégument (permo-)triasique et, au sud-ouest, la couverture alpine largement décollée au niveau du Trias évaporitique (Carte géologique de la France au 1:50 000, feuille n° 920 « Saint-Étienne-de-Tinée » et Figs. 1A et 1B). Immédiatement en aval de Saint-Étienne, sur la rive gauche de la Tinée, dans le socle, se situe le glissement de la Clapière, large de 1000 m à la base et se développant sur 700 m de dénivellation. Il s'agit d'un des plus grands glissements de terrain actifs de France : 50 hm³ de matériaux y sont mobilisés depuis près d'un siècle [8]. L'accélération des mouvements depuis quelques décennies a suscité de nombreux travaux, portant sur les modalités de l'instabilité et son origine (décompression post-glaciaire, par exemple).

Le présent article concerne la signification de la structure plissée affectant les roches du socle et supportant le glissement. Une origine purement gravitaire est habituellement évoquée par les auteurs [5, 7], qui voient dans cette structure un gigantesque « pli de fauchage » représentant le stade précoce d'une évolution qui s'est poursuivie jusqu'à la ruine du versant. Cette interprétation soulève cependant un certain nombre de difficultés, en particulier l'impossibilité de réaliser la modélisation numérique d'un tel fauchage avec des hypothèses réalistes [13]. Nous nous proposons de démontrer que, tout au contraire, il s'agit d'un pli tectonique formé sous un recouvrement de plusieurs kilomètres, sans lien direct avec le glissement qui l'affecte aujourd'hui.

2. Le pli de la Clapière

Dans la région de Saint-Étienne-de-Tinée [2], le socle hercynien est constitué de paragneiss migmatitiques (Formation d'Anelle), admettant une intercalation orthogneissique (Formation d'Iglière). L'évolution tectono-métamorphique hercynienne, polyphasée, est à l'origine d'une schistosité migmatitique S_H très développée, conférant aux roches du socle une forte anisotropie mécanique planaire orientée NW-SE, avec un fort pendage nord-est à l'issue de l'orogénèse hercynienne. La tectonique alpine se marque

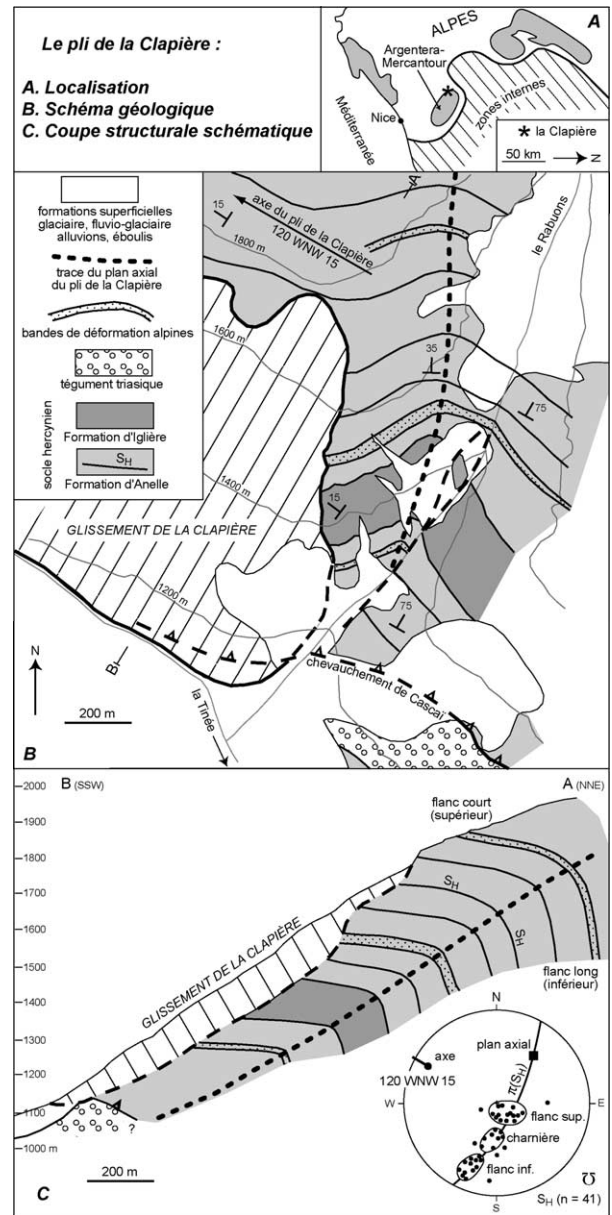


Figure 1. Le pli de la Clapière. Schéma géologique d'après Y. Guglielmi et F. Cappa (inédit), simplifié et modifié.

Figure 1. The Clapière fold. Geological setting, modified from Y. Guglielmi and F. Cappa (unpublished data).

principalement par : (i) le rejeu cisailant dextre de la schistosité S_H dans un contexte de raccourcissement NNE-SSW [10], rejeu se concentrant dans des bandes de déformation étroites qui augmentent l'hétérogénéité du massif ; (ii) des chevauchements à fort pendage nord-est et à vergence sud-ouest, affectant le

socle et son tégument, et (iii) un décollement généralisé de la couverture au niveau du Trias évaporitique.

Le massif de la Clapière forme un panneau de socle situé au toit du chevauchement alpin de Cascaï, qui passe au pied du glissement actuel. Le vallon du Rabuons, un affluent de la Tinée orienté NE–SW, fournit une remarquable coupe naturelle du site et montre que la schistosité S_H , normalement orientée 115N70, est affectée, à proximité du glissement, par un pli antiforme que nous appellerons pli de la Clapière (Fig. 1C). Son axe est 120NW15, son plan axial (défini à partir de sa trace cartographique et de l'axe du pli) est 140SW40 et l'angle d'ouverture du pli est proche de 90°. Le glissement se développe entièrement au dépens du flanc supérieur (flanc court) du pli, où S_H est subhorizontale.

Par sa position relativement à la vallée de la Tinée, le pli de la Clapière peut évoquer un « pli de fauchage » précurseur du glissement, hypothèse renforcée par le fait que le pli est assez récent. En effet, il affecte, non seulement la schistosité hercynienne S_H , mais aussi trois bandes de déformation cisailante alpines, d'épaisseur plurimétrique. Ces bandes sont marquées par des cisaillements et des microfailles dont l'orientation est proche de S_H , et par des plis d'entraînement, avec une schistosité de plan axial (de ce fait, la cinématique des cisaillements alpins, décrochante dextre loin du pli, devient chevauchante vers le sud-ouest dans le flanc supérieur).

Mais le pli de la Clapière ne possède pas les caractéristiques communément attribuées aux structures de fauchage : rupture au niveau du plan axial, glissements banc sur banc, apparition de fractures ouvertes, désagrégation et foisonnement du matériau dans la partie basculée, etc. En particulier, (i) la charnière du pli est très ronde, surtout à l'extrados où elle a un grand rayon de courbure, et ne présente pas de fracturation particulière ; (ii) le flanc supérieur du pli n'est pas plus fracturé que le flanc inférieur, sauf immédiatement sous le glissement, où, en relation avec lui et sur quelques dizaines de mètres, peuvent apparaître des désordres [9]. De plus, S_H , en liaison avec le fait que l'axe du pli plonge de 15° vers le nord-ouest, présente un pendage nord-ouest (parallèle à la vallée) au toit du pli, et non pas sud-ouest, c'est-à-dire vers la vallée de la Tinée, comme on l'attendrait dans le cas d'un fauchage. Enfin, le pli se prolonge sous le niveau de la vallée, le plan axial ne rejoignant pas, semble-t-il, le pied du glissement (ses relations avec le chevauchement de Cascaï ne sont pas connues).

Cependant, malgré l'intérêt de ces observations, la démonstration définitive de l'origine tectonique et donc profonde, et non pas gravitaire et superficielle, du pli de la Clapière ne peut se faire qu'en identifiant une structure, elle-même tectonique, plus jeune que le pli et le recoupant. L'analyse de la fracturation

affectant le massif de la Clapière permet d'arriver à ce résultat.

3. Les dièdres : des fractures conjuguées post-pli

3.1. Les quatre familles de dièdres

Le massif de la Clapière est affecté par de nombreuses fractures, de styles et de tailles variés. Certaines de ces fractures se présentent comme des fractures cisailantes conjuguées, d'égal développement, formant des dièdres (Fig. 2), typiquement d'échelle décimétrique, et dont la cinématique peut être précisée grâce à : (i) des crochons de faille millimétriques ; (ii) des fractures bissectrices de l'angle aigu des dièdres en position de fracture d'extension. On associe à chaque dièdre une direction de raccourcissement

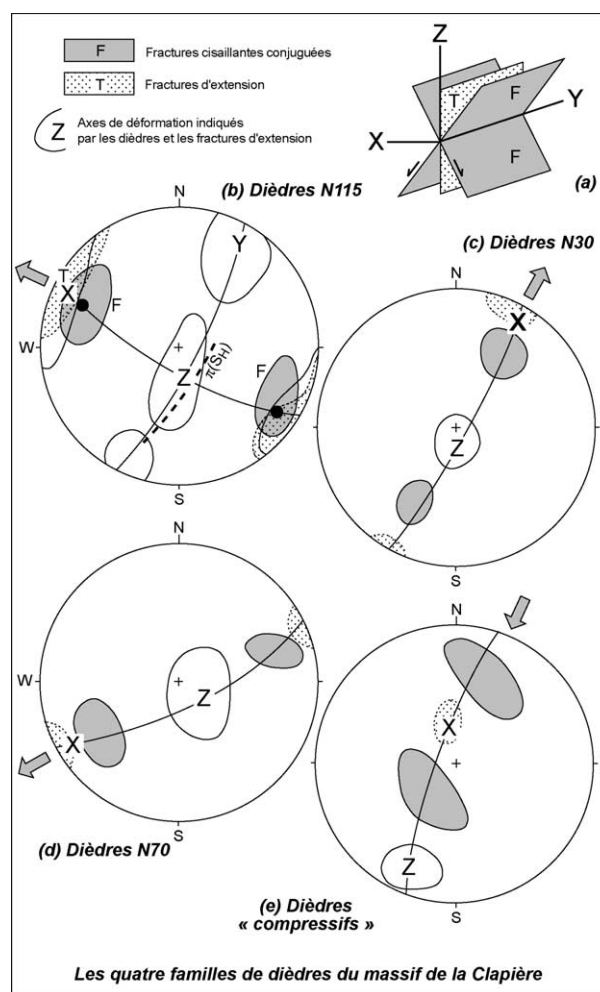


Figure 2. Les dièdres du massif de la Clapière et les axes X (allongement), Y et Z (raccourcissement) associés.

Figure 2. Tectonic wedges of the Clapière massif and associated X (extension), Y and Z (shortening) axes.

Z bissectrice de l'angle aigu du dièdre, une direction d'allongement **X** bissectrice de l'angle obtus et une direction intermédiaire **Y** parallèle à l'arête du dièdre (Fig. 2a).

La majorité des dièdres observés (20 parmi 34) présente des fractures en moyenne orientées 25E65 et 35W70 (Fig. 2b). L'allongement **X** correspondant est en moyenne orienté 115W10, orientation très proche de celle du pôle des fentes d'extension associées (on parlera de *dièdres N115*). Les raccourcissements **Z** et **Y** sont respectivement orientés, en moyenne, 175S75 et 30N15. Trois autres dièdres (Fig. 2c) sont tels, que les directions **X** et **Y** sont permutées par rapport aux dièdres N115, **X** étant 30N10 (*dièdres N30*). Huit autres dièdres (Fig. 2d) sont nettement différents, avec un allongement **X** orienté N70°E (*dièdres N70*). Pour ces trois premières familles, **Z** est subvertical (plongement $\geq 70^\circ$).

Enfin, quatre dièdres (Fig. 2e) présentent un raccourcissement **Z** N25 subhorizontal (*dièdres « compressifs »*).

3.2. Orientation des dièdres N115

L'orientation des 20 dièdres N115 présente une relation complexe avec le pendage de S_H : pour les pendages extrêmes de S_H (les flancs du pli), **Z** est subvertical ou à très fort plongement nord, tandis que, pour les pendages intermédiaires (la charnière), **Z** plonge vers le sud de 60° en moyenne. Dans le détail, l'observation des données de terrain (Fig. 3A) montre que, en allant des faibles vers les forts pendages de S_H , l'axe **Z**, au départ à fort plongement nord (80°), prend un plongement sud, d'abord fort puis modéré (50°). Pour un pendage de S_H supérieur à 45° , **Z** retrouve progressivement son fort plongement nord initial. L'axe **Z** et la normale à S_H tournent donc dans le même sens dans la zone **B** et en sens contraire dans la zone **C**. Le comportement de **Z** dans le flanc supérieur et la charnière du pli (c'est-à-dire la zone **B**) pourrait faire penser que les dièdres sont antérieurs au pli et basculés par lui. Cette explication n'est cependant pas possible pour le flanc inférieur (zone **C**).

En définitive, deux hypothèses se présentent : (i) les dièdres N115 du flanc supérieur et de la charnière sont antérieurs au pli de la Clapière et basculés en même temps que S_H et, dans ce cas, on doit admettre que les dièdres N115 du flanc inférieur sont d'une autre famille et que la variabilité de leur orientation est a priori difficilement explicable ; (ii) tous les dièdres N115 appartiennent à la même famille : leur orientation variable doit alors s'expliquer par la déformation/fracturation d'un massif anisotrope ; ils peuvent alors être tous postérieurs au pli.

3.3. Interprétation mécanique des dièdres N115 et N30

Pour valider la seconde hypothèse, on s'intéresse à l'orientation des directions principales de déformation infinitésimale (ϵ_1 , ϵ_2 et ϵ_3) au sein d'un massif rocheux au comportement élastique linéaire transversalement isotrope (anisotropie planaire due à S_H), soumis à un état de contraintes (σ_1 , σ_2 , σ_3). Compressions et raccourcissements sont comptés positivement. Pour simplifier les calculs, on admettra que : (i) l'état de contraintes (intensité et orientation des contraintes principales) est le même en tout point du massif ; (ii) le plan (σ_1 , σ_2) est toujours perpendiculaire à S_H , ce qui revient à dire qu'il est confondu avec le plan $\pi(S_H)$, et que σ_3 et l'axe du pli ont même orientation. On montre que ϵ_1 se trouve dans le plan (σ_1 , σ_2).

La courbe théorique donnant θ (angle entre σ_1 et ϵ_1) en fonction de α (angle entre la normale à S_H et σ_1) peut être déterminée à partir des caractéristiques mécaniques élastiques du matériau (deux modules de Young, deux coefficients de Poisson et un module de cisaillement) et de l'intensité des contraintes principales, soit au total sept paramètres. Le calcul, dont le détail sera donné ailleurs, montre que cette courbe a l'allure présentée sur la Fig. 3B. On constate que, lorsque α croît, les normales à S_H et à ϵ_1 tournent d'abord en sens inverse (zone **A** : θ croît), puis dans le même sens (zone **B** : θ décroît) et, enfin, de nouveau en sens inverse (zone **C**). En outre, aux points E, F et G, ϵ_1 est perpendiculaire à S_H .

À la lumière de ce comportement, on peut interpréter plus finement les données de terrain, en remarquant que l'on peut disposer sur la Fig. 3A une courbe de même allure générale que la courbe théorique ; on retrouve bien les trois zones **A**, **B** et **C** du modèle théorique (cependant, il n'a pas été observé d'orientation de S_H correspondant à la zone **A** et au point E). En l'absence d'une connaissance précise des sept paramètres précités, il est illusoire d'espérer reproduire avec exactitude la courbe « expérimentale ». On peut cependant en déduire que la direction de déformation **Z**, estimée d'après la géométrie et l'orientation des dièdres N115, est assimilable à la direction de la déformation infinitésimale ϵ_1 déterminée par le calcul, ce qui est satisfaisant dans la mesure où la déformation enregistrée par les dièdres est très faible et donc à la limite du domaine élastique. Il doit en être de même pour ϵ_2 et **Y** et pour ϵ_3 et **X**.

Il reste cependant à préciser les orientations de **X** et **Y**. Le même calcul montre que, pour des intensités de contraintes principales constantes, c'est, soit **Y**, soit **X** qui se trouve dans le plan (σ_1 , σ_2), en fonction des caractéristiques mécaniques anisotropes des matériaux. Le premier cas correspond aux dièdres N115, les

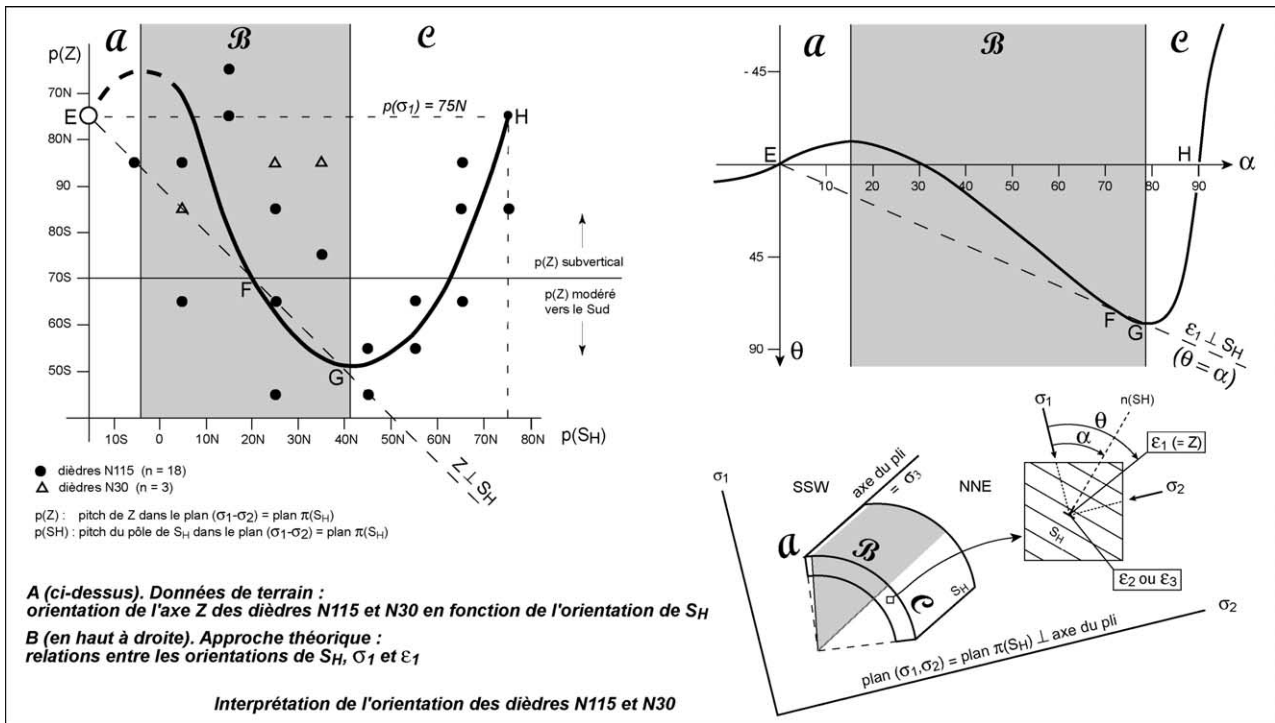


Figure 3. Comparaison de l'évolution mesurée (A) de l'orientation des dièdres en fonction du pendage de la foliation avec l'évolution calculée mécaniquement (B).

Figure 3. Comparison of measured (A) and mechanically calculated (B) axes orientations of wedges.

plus nombreux. Le second cas rend compte de l'existence des dièdres N30, plus rares. L'hétérogénéité mécanique du massif (matériaux plus ou moins déformables, etc.) peut donc, à elle seule, expliquer la coexistence de dièdres pour lesquels X et Y sont permutés. Il n'est pas nécessaire d'invoquer deux épisodes de déformation avec permutation des contraintes principales, comme on a tendance à le faire dans ce genre de situation.

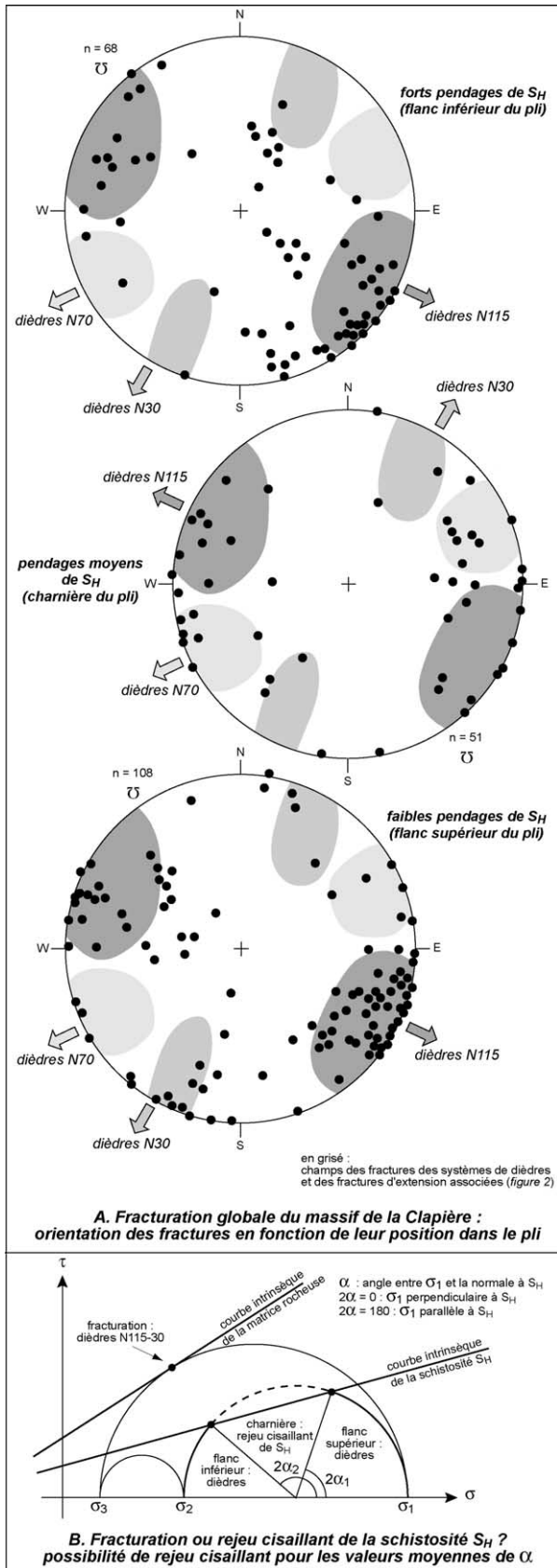
On notera également qu'au point H, non seulement Z est parallèle à S_H ($\alpha - \theta = 90^\circ$), mais la direction de Z est également celle de σ_1 . D'après les mesures in situ, l'orientation de Z au point H est 30NE75. C'est donc aussi celle de σ_1 . On remarquera, en outre, qu'aux points F et G (très proches), la direction de Z est perpendiculaire à S_H , alors que celle de σ_1 est à 45° environ de S_H : il n'est donc pas possible, dans le cas général, de déduire de l'observation d'un seul dièdre, avec Z perpendiculaire à S_H , l'orientation des contraintes principales, comme il serait tentant de le faire.

En définitive, tous les dièdres N115 et N30 peuvent être interprétés comme étant la réponse du massif déjà plissé à un unique épisode de fracturation, réalisé sous un champ de contrainte homogène. En revanche, les dièdres N70 et a fortiori les dièdres « compressifs »

relèvent forcément de deux épisodes de déformation différents.

4. Analyse globale de la fracturation

Une étude d'ensemble de la fracturation du massif de la Clapière a été réalisée pour le calcul d'indices de classification géotechnique [9]. Il apparaît (Fig. 4A) que les deux tiers environ des fractures relevées dans le cadre de cette étude sont compatibles avec les deux systèmes de dièdres N115 et N30, comme le montre la comparaison avec les champs correspondant aux fractures cisailantes et fractures d'extension repris de la Fig. 2. Cependant, il faut noter que ces fractures sont plus fréquentes pour les faibles et les forts pendages de S_H – les deux flancs du pli – que pour les pendages intermédiaires – la charnière. On propose d'interpréter cette particularité par la possibilité que, pour les pendages moyens de S_H , la fracturation (formation de dièdres) ait été remplacée par un rejeu cisailant de S_H . Une configuration susceptible de conduire à un tel phénomène est représentée sur la Fig. 4B. On note que le rejeu cisailant intervient bien pour des valeurs intermédiaires de α ($\alpha_1 < \alpha < \alpha_2$). Il suffit en définitive que, dans le plan de Mohr, la courbe intrinsèque correspondant à S_H se situe



suffisamment en dessous de celle correspondant à la matrice rocheuse et/ou que σ_2 et σ_3 soient très inférieurs à σ_1 . Cette situation remarquable est une confirmation supplémentaire de l'antériorité du pli par rapport à l'événement de déformation à l'origine des dièdres.

5. Implications géologiques

La résistance à la compression simple des roches du massif atteint en laboratoire une valeur de l'ordre de 110 MPa (pour les gneiss d'Iglière et orthogonalement à S_H) [5]. En supposant que σ_3 était en compression et que σ_1 était purement lithostatique, on peut évaluer à 4 ou 5 km la profondeur nécessaire pour la formation des dièdres [12]. Il est assez difficile de dater la phase de déformation cassante génératrice des dièdres. Cependant, compte tenu des données récentes, qui suggèrent des vitesses de dénudation de l'ordre de 1 mm an^{-1} depuis 3–4 Ma dans le massif de l'Argentera [3], ou plus précisément de $0,7 \text{ mm an}^{-1}$ depuis 6 Ma pour le Nord-Ouest du massif [1], cet épisode remonterait à 5 Ma au minimum, c'est-à-dire au début du Pliocène ou à la fin du Miocène. Le régime tectonique dans lequel sont apparus les dièdres peut être précisé, si l'on prend en compte un basculement global modéré vers le sud-ouest de la bordure occidentale du massif de l'Argentera [6], lors de son exhumation récente au Pliocène supérieur et au Quaternaire : il est possible que la direction de σ_1 déduite de l'analyse des dièdres, qui aujourd'hui plonge de 75° vers le nord-est, ait été verticale il y a 5 Ma. Dans ces conditions, il faut envisager un régime tectonique purement extensif à cette époque, conformément à ce que suggèrent les études régionales [11]. Celles-ci montrent en effet que des failles normales avec une extension est-ouest à WNW–ESE fonctionnent à cette époque au nord-ouest du massif de l'Argentera.

Par son orientation axiale 120NW15, le pli de la Clapière se compare aisément aux plis N100–140, à faible plongement WNW, décrits dans le tégument triasique en rive droite de la Tinée, sous le décollement de la couverture. Ces plis traduisent un raccourcissement proche de N25°E [10], marqué également dans le socle de la Clapière par des bandes de cisaillement antérieures au pli et, sans doute, par les rares dièdres « compressifs » à Z N25

Figure 4. A. L'analyse globale de la fracturation permet de retrouver les orientations typiques des dièdres. **B.** Dans la charnière du pli, la fracturation peut être remplacée par un rejeu cisailant de la foliation.

Figure 4. A. Most of the fractures recorded by ground plotting can be associated with the previously described wedges. **B.** In the hinge, fracturing may be replaced by shearing reactivation of the foliation.

subhorizontal. Nous avons montré que la déformation souple, à l'origine du pli de la Clapière, est antérieure à la fracturation du massif, elle-même rapportée au début du Pliocène. Les structures compressives, dont le pli de la Clapière ferait partie, pourraient ainsi dater de l'Oligo-Miocène, période pendant laquelle se sont mises en place les nappes d'origine interne. Localisé à faible distance sous le décollement majeur qui affecte la couverture alpine du massif de l'Argentera, le pli de la Clapière lui est peut-être lié, et aurait alors valeur de mégapli d'entraînement dans le socle.

6. Conclusions

En ce qui concerne la fracturation, la formation des dièdres N115–30 illustre de manière exemplaire le fait que, dans un milieu anisotrope, les relations entre directions principales des contraintes et des déformations sont complexes, et que les axes **X**, **Y** et **Z** peuvent être déviés de manière considérable relativement aux directions de σ_1 , σ_2 et σ_3 [4, 14]. Dans ces conditions, il convient donc d'être

extrêmement prudent, lorsqu'il s'agit de reconstituer des orientations de paléocontraintes.

Nous avons montré que le pli de la Clapière est un pli tectonique formé à grande profondeur il y a plus de 5 Ma. Il ne peut donc, en aucun cas, être le stade précoce d'une instabilité de versant subactuelle aboutissant au glissement de terrain de la Clapière qui le coiffe. En revanche, il faut envisager que la structure plissée du massif a favorisé l'apparition et le développement de cette instabilité. Par ailleurs, et en conséquence d'un second événement tectonique indépendant du plissement et plus récent que lui, la fracturation du massif détermine très certainement, elle aussi, les caractéristiques de ce versant instable. Ces deux épisodes de déformation, tectoniques et non gravitaires, compte tenu de la morphologie apparue dans ce secteur au Plio-Quaternaire, sont donc, plutôt que des causes directes, des circonstances favorables au développement d'une instabilité de versant à la Clapière, d'une manière qui reste cependant à préciser. Tous ces points seront développés ultérieurement ; mais, pour aller plus loin, il conviendra de déterminer avec plus de précision les caractéristiques mécaniques des roches qui constituent le versant de la Clapière.

Remerciements. Nous tenons à remercier D. Amitrano, O. Deck, Y. Guglielmi, V. Merrien-Soukatchoff, J.-F. Stéphan et F. Wojtkowiak pour leurs remarques sur une première version de ce texte. Nous savons gré à P. Cobbold d'en avoir été rapporteur et d'avoir corrigé la version anglaise. Ce travail a été partiellement financé par le PNRN dans le cadre du projet « Comportement mécanique, hydromécanique et hydrogéochimique des mouvements de versants rocheux fracturés de grande ampleur », coordonné par Y. Guglielmi.

Références

- [1] F. Bigot-Cormier, G. Poupeau, M. Sosson, Dénudation différentielle du massif cristallin externe de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons), C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa 330 (2000) 363–370.
- [2] S. Bogdanoff, Évolution de la partie occidentale du massif cristallin externe de l'Argentera. Place dans l'arc alpin, Géologie de la France 4 (1986) 433–453.
- [3] S. Bogdanoff, A. Michard, M. Mansour, G. Poupeau, Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps, Terra Nova 12 (2000) 117–125.
- [4] P. Cobbold, Mechanical effects of anisotropy during large finite deformation, Bull. Soc. géol. France 18 (1976) 1497–1510.
- [5] Interreg1, Risques générés par les grands mouvements de versant, in : Le mouvement de versant de la Clapière, 1996, pp. 105–142.
- [6] J. Delteil, M. Attal, J.-F. Stéphan, Permian and Triassic structures control heterogeneity of basement alpine deformation in the external Southern French Alps, Tectonophysics (soumis).
- [7] J.-P. Follacci, Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes), Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées 150–151 (1987) 39–54.
- [8] J.-P. Follacci, Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes-Maritimes), Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées 220 (1999) 35–51.
- [9] Y. Gunzburger, Apports de l'analyse de la fracturation et de la modélisation numérique à l'étude du versant instable de la Clapière (Saint-Étienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes), DEA inédit, INPL, Nancy, 2001.
- [10] J.-P. Ivaldi, P. Guardia, J.-P. Follacci, S. Terramorsi, Plis de couverture en échelon et failles de second ordre associés à un décrochement dextre de socle sur le bord nord-ouest de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France), C. R. Acad. Sci. Paris, série II 313 (1991) 361–368.
- [11] P. Labaume, J.-F. Ritz, H. Philip, Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 308 (1989) 1553–1560.
- [12] B. Laumonier, Y. Gunzburger, Démonstration de l'origine tectonique du plissement de la foliation du versant de la Clapière et interprétation de la morphologie associée, Séance spéc., Soc. géol. France, Besançon, 2001.
- [13] V. Merrien-Soukatchoff, X. Quenot, Y. Guglielmi, Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de la Clapière (Saint-Étienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes), Revue française de Géotechnique 95–96 (2001) 133–142.
- [14] J.G. Ramsay, R. Lisle, Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology, The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 3, Academic Press, 2000.