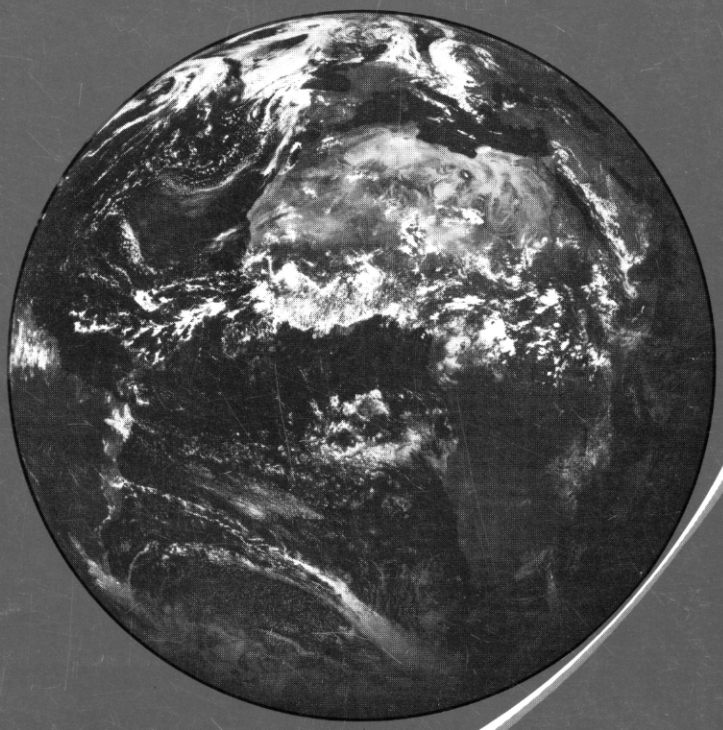
revue de géomorphologie dynamique

géodynamique extern

étude intégrée du milieu nature



XXXIVe N° 1 - 19

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DE LA MACROFISSURATION DANS LES PAROIS SITUÉES A L'AMONT DES GLACIERS ROCHEUX DES ALPES DU SUD (FRANCE, ITALIE)

par Michèle EVIN.

Mots-clés : Faciès lithologique – diaclasage – intensité de fracturation – fréquence des glaciers rocheux.

Key-words : lithofacies – joint patterns – fracturing intensity – occurence of rock-glaciers.

RÉSUMÉ

Des recherches entreprises dans les Alpes du Sud franco-italiennes ont montré que la distribution des glaciers rocheux était liée à la fracturation des roches.

Les glaciers rocheux dérivés du fractionnement des roches par les agents atmosphériques, sont abondants dans les secteurs granito-gneissiques, calcaires et gréseux et les schistes lustrés.

Dans ces roches on rencontre deux ou trois directions structurales des diaclases : deux sont souvent parallèle-orthogonale et une est diagonale.

Des paramètres variés sont étudiés : ils concernent les relations entre fracturation et glaciers rocheux.

Le plus important est l'intensité linéaire de fracturation. L'espace moyen entre diaclases s'échelonne de 13 centimètres au-dessus des glaciers rocheux à 23 centimètres dans les parois-témoins.

Les intensités de fracturation (intensité linéaire rapportée à l'épaisseur des bancs rocheux) s'étagent entre 0,8 et 9 dans les parois surplombant les glaciers rocheux.

Les bancs rocheux sont épais de 0,10 m à 10 m selon le matériel. Quand l'épaisseur des bancs augmente dans les parois calcaires et schisteuses la fracturation augmente; mais elle décroît dans les parois gréseuses.

Une trop grande intensité de fracturation tout comme une trop faible intensité sont défavorables à la présence de glaciers rocheux.

On peut conclure que la répartition des glaciers rocheux est partiellement commandée par le diaclasage des parois rocheuses.

(*) B.P. 123.F–88300 NEUFCHATEAU–France.

ABSTRACT

Research in the southern Alps in France and Italy has shown that the existence of rock glaciers is related to the intensity of rock fractures in massive or thick bedded rocks.

Rock glaciers, predominantly derived from block weathering, are common in regions of granite and gneiss, and of limestone, sandstone, or sericitic schists. Such rocks generally have two or three joint trends : two frequently parallel and orthogonal, and one oblique.

Several parameters concerning relationships between rock glaciers and fractures are discussed. The most important is linear fracture intensity.

The mean spacing of joints ranges from 13 cm in cliffs overlooking rock glaciers to 23 in other cliffs.

Fracture intensities, i.e. the relationship of linear intensity to bank thickness, ranges from 0,8 to 9 in cliffs overlooking glaciers. Banks are 10 cm to 10 m thick depending on the material. Fracturing in cliffs increases with bed or bank thickness in limestone and schist, but decreases in sandstone. A too high as well as too low fracture intensity is, understandably, unfavourable to the constitution of rock glaciers.

The location of rock glaciers, therefore, is partly determined by rock fractures.

PRÉSENTATION

Les Alpes du Sud (figure 1) présentent un large éventail d'accumulations à blocs héritées ou actives. Ces glaciers rocheux, ainsi d'ailleurs que les formes de convergence proches de ceux-ci dans leur aspect qui tapissent les versants des vallons glaciaires ou le fond des cirques, ne se distribuent pas au hasard. De nombreux facteurs entrent en jeu pour déterminer l'existence ou l'absence de glaciers rocheux : présence d'eau transformable en glace qui va cimenter le matériel détritique plus ou moins grossier, températures négatives durant une bonne partie de l'année, d'où localisation en face Nord semblent des facteurs favorables à l'existence des formes actives. Un long versant, suivi d'un replat ou d'un vallon en berceau, surmonté d'une haute paroi délitable apparaissent

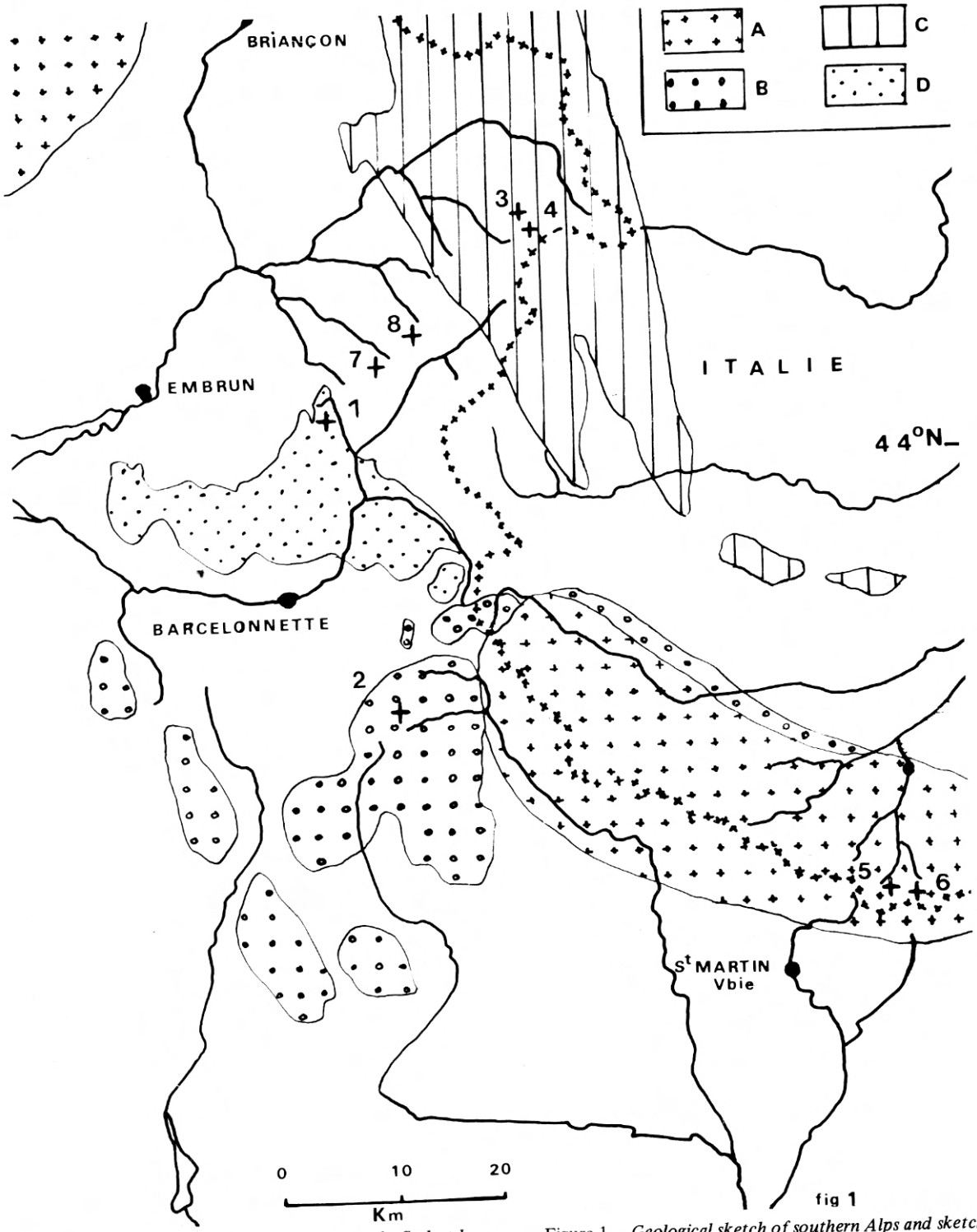


Figure 1.– *Schéma géologique des Alpes du Sud et localisation des ensembles de glaciers rocheux dont la fracturation a été mesurée.*
A: Massifs cristallins externes.
B: grès d'Annot.
C: schistes lustrés.
D. grès de l'Embrunais (flysch).
Groupe de glaciers rocheux :
1 - Vars, 2 - Vallon des Bresses, 3 - Forréant, 4 - Asti, 5 - Sant'Anna di Vinadio, 6 - Orgials, 7 - Salette, 8 - Petite-Part.

Figure 1.– *Geological sketch of southern Alps and sketch-map of groups of rock glaciers the fracturing of which has been measured.*
A - external crystalline massifs.
B - sandstones of Annot
C - chloritic schists.
D - sandstones of the Embrunais (flysch).
Rock-glaciers groups : 1 to 8.

comme des conditions nécessaires à la présence de toutes les accumulations à blocs, anciennes ou actuelles, mortes ou fonctionnelles du type glacier rocheux à béton de glace (ice-cemented rock-glacier).

C'est précisément à ces parois que nous nous sommes intéressés afin d'essayer de quantifier leur degré de fracturation.

Il s'agit là d'une entreprise délicate. Cela tient tout d'abord à la nature de la fracturation elle-même et à la grande complexité qui règne en ce domaine.

Schématiquement, on peut admettre qu'il existe trois échelles de fracturation : grande, petite ou microfracturation et moyenne ou macrofracturation.

De grands accidents parcourent la chaîne alpine. La trituration tectonique a fragilisé la roche déterminant des orientations générales du relief, laissant des cicatrices : les grands linéaments. La télédétection est un moyen d'étude efficace de ces grandes structures (J. Chorowicz, 1980 - J. Chorowicz et S. Hendrickx, 1980). Les grandes failles des Alpes du Sud ont été étudiées par de nombreux géologues (J.C. Barfety, M. Gidon, C. Kerckhove, 1968 - J.-C. Barfety et M. Gidon, 1975). Soulignées par des masses de gypses ou de cargneules, doublées de failles transversales, les grandes failles longitudinales du Briançonnais jouent un rôle essentiel dans la tectonique de cette partie des Alpes ainsi que dans l'exploitation par les systèmes morphogéniques de ces zones de faiblesse de l'écorce terrestre que sont ces éléments de la fracturation à grande échelle. M. Julian (1978), en accord d'ailleurs avec G. Galibert (1965) a montré que les failles peuvent guider les couloirs d'avalanches et les vallées de l'Argentera-Mercantour ou jouer un rôle dans la localisation des lacs et des cirques glaciaires parce que la roche y est largement cataclasée. Mais l'inverse peut se produire : « de nombreuses failles et fractures ne s'accompagnent pas de larges bandes de broyage » (p.212) ; donc l'action de l'érosion différentielle sera limitée.

La microfissuration qui affecte la roche à petite échelle lui donne une certaine porosité additionnelle, elle aussi mesurable. Il ne faut toutefois pas oublier que la porosité indique tout à la fois la fissuration naturelle et l'altération déjà subie par la roche (sans oublier le choc dû au prélèvement). Cette microfissuration se situe à l'échelle du cristal pour les roches grenues de l'Argentera-Mercantour (P. Birot, 1968). Des recristallisations dans la roche par diffusion de silice, de magnésium, de fer ou de calcite peuvent compliquer la vision que l'on a de la microfissuration. Il est nécessaire, là aussi, de rester très nuancé dans ses interprétations de mesures ou d'observations. Une roche très diaclasée à l'échelle moyenne peut se déliter facilement ; elle n'est pas nécessairement microfissurée, à petite échelle.

A l'échelle moyenne, on constate des inégalités dans la densité du diaclasage (P. Birot, 1968). Il semble que cette notion soit à utiliser avec prudence car la pétrographie et le système morphogénique en action pèsent au moins aussi lourd dans le bilan de l'érosion que le diaclasage des roches. Dans les chaînes plissées où le rôle de l'eau dans les fissures est primordial car il va favoriser l'éclatement des roches lors de l'engel par formation de coins de glace, une roche trop fissurée peut se transformer en véritable « passoire » et acquérir ainsi une immunité qui va la préserver des attaques du gel. A. Rondeau (1961) pense que les diaclases sont la conséquence de la libération des contraintes inscrites dans les roches une fois qu'elles sont portées à l'affleurement. On ne trouverait alors que des diaclases ouvertes et non jointives à l'affleurement. Une chose est certaine, on ne peut bien voir et mesurer qu'un système de diaclases alors que le nombre théorique des systèmes peut atteindre la quinzaine (M. Ruhland, 1973). Ce chiffre n'est jamais atteint dans la nature car dès les premières fractures, les contraintes de la roche sont libérées, et il ne se forme plus de nouvelles fissures. Néanmoins, dans une structure plissée, il est courant de rencontrer quatre à cinq systèmes de fractures de direction différentes. M. Julian (1978) faisant état des travaux de M. Boucarut et C. Rousset (1965) constate que « la densité des diaclases n'est pas un critère suffisant pour la détermination des zones fragiles » (p.211). Nous abondons dans son sens lorsqu'il est question du comportement général des roches à l'érosion. Il nous semble toutefois que des mesures soigneuses et multiples de diaclasage soient riches d'enseignement quant à la fourniture de blocs – et de blocs d'une certaine taille – aux glaciers rocheux situés sous les parois, pour autant que l'on compare le degré de fissuration de ces versants à celui des faces non-génératrices de glaciers rocheux voisines.

Cette fracturation à l'échelle moyenne est aisément mesurable. En tenant compte des limites et des dangers de la méthode, les résultats obtenus éclairent d'un jour nouveau la localisation des glaciers rocheux et confirment le rôle important de la lithologie, fort variée dans le vaste secteur alpin étudié.

Les Alpes du Sud présentent une mosaïque de faciès lithologiques plus ou moins favorables à l'établissement des glaciers rocheux, entre autres gneiss et granites de l'Argentera-Mercantour (M. Boucarut,1967); séries calcaires et dolomitiques de la zone Briançonnaise et Subbriançonnaise (M. Gidon, 1962), schistes lustrés englobant des masses d'ophiolites et de calcaires métamorphisés qui leur sont associées (M. Lemoine, 1962), grès du flysch de l'Embrunais, mais aussi série détritique éocène des grès d'Annot dont les empilements monotones forment de belles parois dans le Haut-Var et la Haute-Tinée (Photo 1).

Des glaciers rocheux semblent préférentiellement présents au pied des parois fortement diaclasées constituées de ces différentes roches ; les crêtes voisines sont-elles aussi abondamment fracturées? Existe-t-il une intensité de fracturation privilégiée dans les parois lorsque l'on a apparition d'un glacier rocheux ? La réponse passe par la comparaison des parois à l'a-

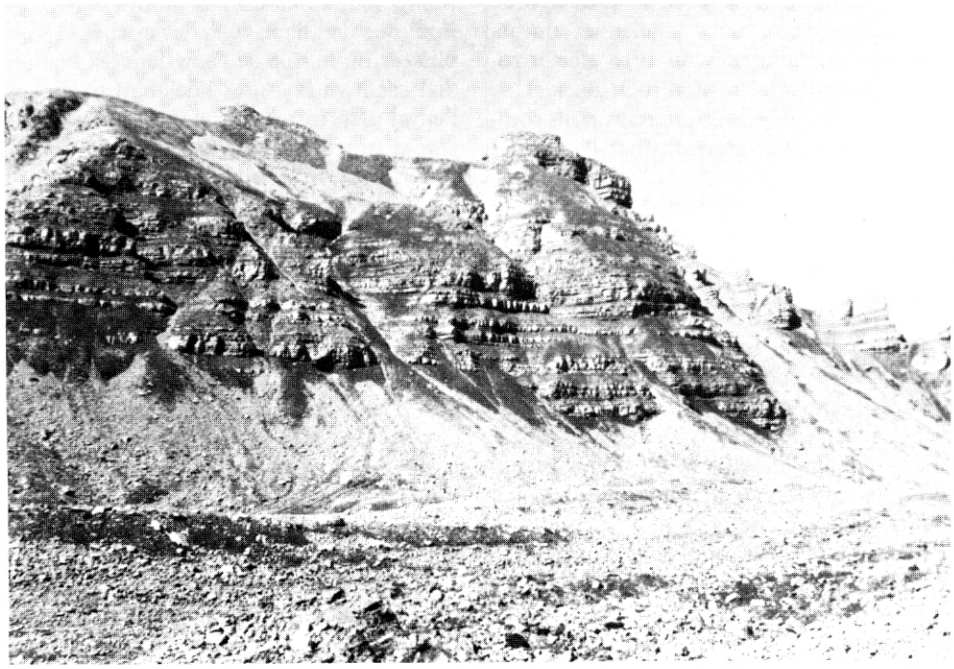


Photo 1.– *Couches subhorizontales de grès d'Annot dans le massif de Gorgias (Haut-Var). Les bancs, épais d'une dizaine de mètres sont parcourus de nombreuses diaclases moyennes. Quelques diaclases majeures accidentent la paroi. Au premier plan, le glacier rocheux de Roche-Trouée témoigne de l'abondante fourniture de matériel. (cliché M. Evin, 8 sept. 1980).*

Photo 1.– *Subhorizontal layers in Annot sandstone (Gorgias massif, upper Var valley), photographed by M. Evin, September 8, 1980. The beds, 10 m thick, are crossed by numerous secondary joints. A few first rate joints make the wall uneven. In foreground the rock glacier of Roche Trouée shows an important supply of blocky material.*

mont des glaciers rocheux et de parois non-génératrices de ces formes considérées comme parois-témoins.

Les mesures.

L'éventail des glaciers rocheux retenus pour les mesures de fracturation (22 appareils) se dispose dans les quatre principaux types de roches rencontrées dans les Alpes du Sud : grès, gneiss, calcaires et schistes.

Les glaciers rocheux de Vars (figure 1) sont formés de grès du flysch dits de l'Embrunais tandis que ceux du vallon des Bresses en Haute-Tinée se développent au pied d'importantes parois de grès d'Annot. Les accumulations de Sant'Anna et de l'ensemble d'Orgials (fig. 1), proches du Col de la Lombarde se sont créées aux dépens de gneiss plus ou moins rubannés, tandis que les formations à blocs de Petite-Part et du vallon de la Salette comportent une majorité de blocs de dolomie calcaire de la zone Briançonnaise. Ce sont les schistes lustrés et les calcaires métamorphiques qui leur sont associés qui constituent les glaciers rocheux d'Asti et de Forréant en Haut-Queyras (Photo 2).

Pour chaque ensemble lithologique, différentes mesures ont été effectuées dans la paroi dominant le glacier rocheux ainsi que dans la paroi voisine jouant le rôle de témoin. Des bancs représentatifs de l'état moyen de la paroi pour leur épaisseur et leur fracturation ont été sélectionnés et différents paramètres mesurés. (M. Ruhland, 1973).

L'épaisseur des bancs rocheux, les pendages qui les affectent et les diaclases qui les fragmentent ont retenu notre attention (Tableau 2). La taille, l'aspect et l'agencement des fissures caractérisent bien la fracturation.

Par sa taille, une fissure peut être définie comme mineure si elle recoupe un seul banc, moyenne si elle en traverse plusieurs, majeure si elle représente une discontinuité béante d'ordre décamétrique ou hectométrique qui affecte toute la paroi. Décrire une diaclase consiste aussi à définir sa largeur, l'allure du joint colmaté d'argile et de minéraux ou non colmaté. Isolée, une fissure n'a pas grande signification. Les diaclases s'organisent en réseaux, regroupant plusieurs systèmes distribués dans des plans différents.

Le système de fractures comporte une, deux voire trois directions principales recoupant l'horizontale (fig. 2). Dans un système de fractures il peut être intéressant de mesurer l'orientation par rapport à l'axe des plis. On distingue deux grands types de réseaux : parallèle-orthogonal à l'axe des plis (une des deux directions de fissures est perpendiculaire à l'axe des plis, l'autre lui est parallèle) (fig. 3A) et diagonal (fig. 2 A,C,D).

Dans le cas d'un système à deux ensembles de diaclases la distribution d'une série par rapport à l'autre est dite équivalente si les deux séries de fissures sont d'égale intensité ; prédominante si l'une des deux séries l'emporte sur l'autre en nombre et en importance.

Ce qu'il importe surtout de connaître pour caractériser la fracturation d'une roche c'est l'intensité ou degré de fracturation (M. Ruhland, 1973).

A l'échelle du banc on définit la fréquence linéaire de fracturation, facilement mesurable. C'est le nombre de diaclases de même orientation déterminé par mètre linéaire dans la direction perpendiculaire au plan de diaclasage. Elle se mesure sur une dizaine de mètres de longueur. Par commodité, on choisit les diaclases recoupées par le plan vertical, face à l'observateur. Elle peut s'exprimer par F = n/1 m dans lequel F est la fréquence linéaire de fracturation, n le nombre de fractures rapporté à un mètre.

On peut aussi mesurer l'écartement minimum, moyen ou maximum entre les diaclases de même orientation (fig. 4).

La densité de fracturation (fig. 5) est la fréquence des fractures rapportées à l'épaisseur des bancs qui rend bien compte des mécanismes tectoniques qui ont affecté la paroi. Elle peut s'exprimer par I = F/é, dans lequel I est l'intensité ou la densité de fracturation, F la fréquence des fractures dans un même système de diaclases ou fracturation linéaire et é l'épaisseur des bancs. C'est un indice adimensionnel qui s'applique jusqu'à l'échelle microscopique, et à ce titre, traduit bien l'état de fracturation de la paroi malgré une relative simplicité de mesure.

Photo 2.– *Petit massif de calcaire dolomitique, très fracturé, en Haute-Ubaye. Les pendages inverses, le diaclasage majeur déterminant des couloirs et le diaclasage moyen se conjuguent pour entraîner une abondante fourniture de blocs (cliché M. Evin, 26 juillet 1982).*

Photo 2.– *Small massif of dolomitic limestone, densely fractured in Haute-Ubaye (photographed by M. Evin, July 26, 1982). Inverse dip, major fracturing producing corridors and secondary fracturing combine to give an abundant supply of blocky material.*

L'expression des résultats et leur signification

Paramètres divers (Tabl. 1).

Il s'agit de comparer l'état de la paroi à l'amont du glacier rocheux avec la paroi-témoin.

Certains paramètres ne sont absolument pas significatifs et on ne remarque aucune différence notable entre la paroi génératrice de glaciers rocheux et la paroi témoin. Tels sont l'épaisseur moyenne des bancs, le remplissage des joints par de l'argile ou des minéraux, mais aussi les valeurs des pendages ou le fait que le système de diaclases rencontré soit prédominant ou lâche.

D'autres facteurs sont significatifs : on trouve davantage de glaciers rocheux au pied de parois fracturées selon des systèmes parallèles-orthogonaux(77%) qu'à celui de systèmes diagonaux par rapport à l'axe des plis (23%). La disposition parallèle-orthogonale (fig. 2B) semble plus favorable à l'individualisation et au délogement de blocs que la disposition oblique (fig. 2 C et D), même si cette dernière multiplie les possibilités de diaclasage.

Les diaclases majeures sont inexistantes dans les parois-témoins. Par contre, elles représentent 21% du total des fissures des parois génératrices de glaciers rocheux. Par leur rôle dans les écroulements, elles favorisent l'apport sporadique de matériel au glacier rocheux.

Enfin les dimensions moyennes des fissures, l'écartement entre leurs lèvres, semblent plus importantes à l'amont des glaciers rocheux que dans les parois-témoins (respectivement 2,32 cm et 1,75 cm).

Systèmes de diaclases rencontrés dans les parois situées à l'amont des glaciers rocheux (quelques exemples) (fig. 2, Tabl. 2).

Nous présentons quelques dispositions des systèmes de diaclases rencontrés dans les roches lithologiquement variées des Alpes du Sud.

TABLEAU I.– DIFFÉRENTS PARAMÈTRES MESURÉS DANS LES PAROIS A L'AMONT DES GLACIERS ROCHEUX ET DANS LES PAROIS-TEMOINS (VARIOUS PARAMETERS MEASURED IN THE WALLS, IN THE UPPER PART OF ROCK GLACIERS AND IN REFERENCE-CLIFFS).

Type de mesure (type of measurement)	Paroi à glacier rocheux (rock glacier wall)	Paroi témoin (reference-cliff)
Épaisseur des bancs (en m) (thickness of the banks (in m)).	3,1	3,2
Diaclase (%) (joints (%))		
majeure (large)	21	0
moyenne (mean)	24	43
mineure (thin)	45	57
Joint argileux (silty bedding plane)	64	60
Joint à minéraux (mineral bedding plane)	36	40
Lèvres des fissures (%) (fissure months)		
lisses (smooth)	0	34
rugueuses (rough)	100	66
Dimensions moyennes des fissures (en cm) (mean size of fissures (in cm)	2,32	1,75
Fissures (%) (fissures (%)		
ouvertes (opened)	43	56
jointives (jointed)	38	33
colmatées (silted)	19	11
Pendages (en degrés)- dip (in degrees)	42°5	49°8 (°)
Direction des systèmes par rapport à l'axe des plis (%) (direction of joint patterns(%)).		
parallèle-orthogonal (parallel-orthogonal)	77	60
oblique (oblique)	23	40
Système de diaclases (%) (joint patterns)		
équivalent (equivalent)	8	20
prédominant (predominant)	92	80

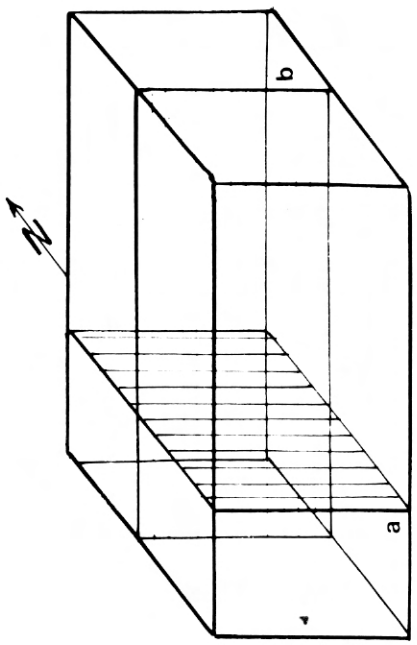
(°) Pas de corrélation entre pendage et fréquence linéaire de fracturation (coefficient de corrélation de – 0,149).

TABLEAU II.– SYSTEMES DE DIACLASES DANS LES PAROIS A L'AMONT DES GLACIERS ROCHEUX.

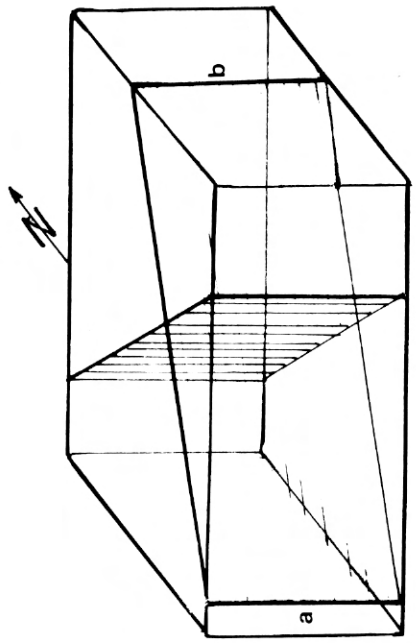
(JOINT PATTERNS IN WALLS IN UPPER PART OF ROCK GLACIERS).

Nom du glacier rocheux (Name of rock glacier)	roche (rock)	Nombre de systèmes de diaclases recoupés par un plan horizontal (number of joint patterns crossed by an horizontal plane)	Nombre de systèmes de diaclases recoupés par un plan vertical (number of joint patterns crossed by a vertical plane)	Diaclasage mesuré dans un plan vertical (measured joints in a vertical plane)
Vars 1	Grès	1	1	a
Vars 2	Grès	1	1	a
Vars 3	Grès	1	1	a
Bresses 1	Grès	1	1	a
Bresses 2	Grès	1	1	a
Forréant	Schistes lustrés	2 (3)	2 (3)	a + b + c
Asti	Schistes lustrés	2	2	a + b
Lago S. Anna	Gneiss	2	2	a + b
Passo S. Anna	Gneiss	2	2	a + b
N. Orgials	Gneiss	2	2	a + b
Salette	Dolomie	2	2	a
P. Part	Dolomie	2	2	a

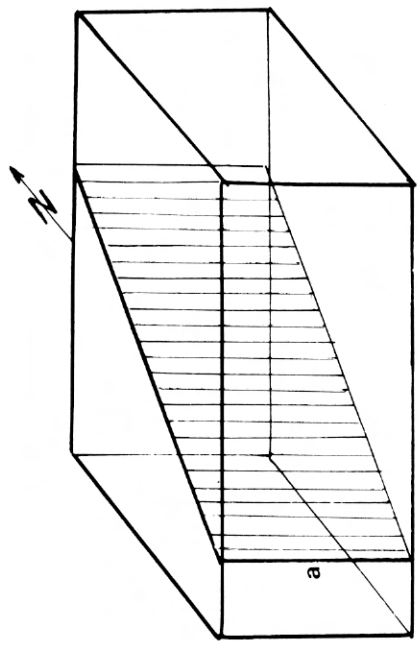
a - premier système mesuré (le plus proche de la perpendiculaire à l'observateur)
b - deuxième système mesuré
c - éventuellement : troisième système mesuré.



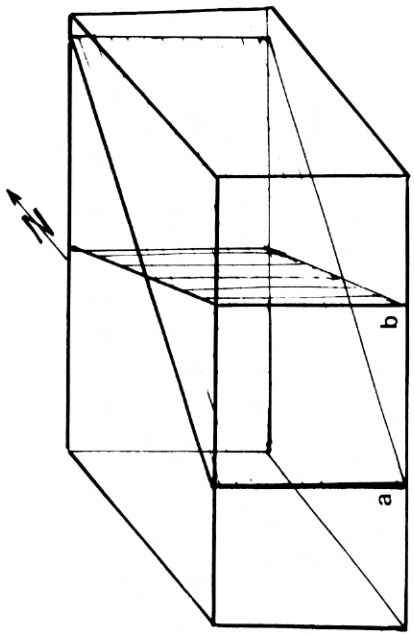
B
Petite-Part



D
Asti



A
Vars



C
Orgials

fig.2

Figure 2.– *Systèmes de diaclases rencontrés dans les parois à l'amont des glaciers rocheux.*
N: Nord.
A: disposition à un système de diaclases principales (a) Vars, grès de l'Embrunais.
B: disposition à deux systèmes de diaclases parallèle-orthogonal dans les dolomies calcaires et trace de ces plans sur le plan vertical (a+b) ; seul le plan a apparaît à l'observateur
C: disposition à deux systèmes de diaclases diagonales (a+b) dans les gneiss.
D: disposition à deux systèmes de diaclases dans les schistes lustrés (la schistosité n'est pas figurée).

Figure 2.– *Joint systems in walls in upper part of rock-glaciers.*
N - North
A - Pattern with a single system of joints (a) : Vars, sandstones of the Embrunais.
B - arrangement with two joint systems orthogonal to each other in the calcareous dolomite and trace of the joints, planes on a vertical plane (a + b). Only plane « a » can be seen by an observer.
C - Pattern with two systems of oblique joints (a + b) in gneiss.
D - Pattern with two systems of joints in chloritic schists (schistosity is not represented).

Dans les grès de l'Embrunais, des parois dominent les glaciers rocheux de Vars (fig. 2 A). Il existe un système principal de diaclases (perpendiculaires à l'observateur) parallèles entre elles (Tabl.2). Lorsque nous mesurons les diaclases qui recoupent le plan vertical (a) nous chiffrons la fissuration due à un seul système de diaclases.

Dans le cas des dolomies calcaires de Petite-Part (fig. 2 B), il existe deux systèmes de fractures orthogonaux, mais le premier étant perpendiculaire à l'observateur et à la paroi, les fissures du deuxième système (b) n'apparaissent pas à l'affleurement sur cette face. Le débit des blocs est toutefois facilité par un découpage en pavés selon ces deux directions de diaclasage. Dans les gneiss du socle (Orgials, fig. 2 C) deux systèmes de diaclases se recoupent sous un angle assez faible ; ils sont tous deux obliques à la paroi. L'observateur mesurera le diaclasage afférent aux deux plans (a + b). Il est à remarquer que l'intensité de la fracturation ne semble pas plus grande, bien au contraire, quand on mesure un nombre de diaclases correspondant à deux systèmes (a + b) que lorsqu'on totalise les diaclases appartenant à un seul système (a). Ainsi dans la paroi d'Orgials (a + b) la fréquence linéaire de fracturation est de 2,8 fractures par mètre linéaire ; à Sant'Anna ; pour deux systèmes toujours, elle atteint 2,4. Par contre à Vars (a) et à la Salette (a + b correspondant à a du fait de l'orthogonalité d'un des ensembles) un seul système de diaclases détermine des fréquences linéaires de fracturation de 7,8 et 6,4 fissures par mètre linéaire.

En matériel schisteux (fig.2D) il faut ajouter aux deux systèmes présentés la schistosité (fig. 3 C) qui, si elle se combine avec une fracturation importante, joue un rôle négatif car elle assure une fourniture de débris trop petits, donc peu favorables à la création de glaciers rocheux (Photo 3).

Le tableau 2 résume les différents systèmes de diaclases verticales à subverticales mesurées dans cette étude.

Se limiter à mesurer l'intensité de fracturation dans les bancs restreint la compréhension que l'on peut avoir de la structure fort complexe des parois situées à l'aplomb des glaciers rocheux.

Photo 3.– *Les arêtes de la Taillante vues du glacier rocheux d'Asti. Pendage et schistosité sont orientés vers la gauche du cliché. Au centre, remarquer les bancs noirâtres de schistes lustrés abondamment fracturés (cliché M. Evin 11 Août 1981).*

Photo 3.– *Sharp crests of « La Taillante » seen from Asti rock-glacier (photographed by M. Evin, August 11, 1981). Dip and schistosity are both oriented towards the left of the photograph. In the middle of the photo note dark densily fractured layers of chloritic schists.*

Litage, schistosité, pendage et diaclasage (fig. 3).

Trois situations sont représentées dans des roches différentes : dolomies calcaires de la Salette (fig. 3A), grès d'Annot du vallon des Bresses (fig. 3 B), schistes lustrés de Forréant (fig. 3 C). Elles précisent les rela-

tions existant entre le pendage (P), la fracturation mesurée (a – voir figure 2), l'épaisseur des bancs (B, en mètres) et éventuellement la schistosité (fig . 3 C). Les flèches indiquent la présence de diaclases majeures (cas B) ou de plans entre les bancs (cas A et C) sur lesquels les bancs peuvent glisser par pans entiers occasionnant des écroulements qui apportent aux glaciers rocheux des paquets de matériel très hétérométrique qui seront entraînés à la surface des glaciers rocheux actifs. (Photo 4).

La fracturation mesurée ne tient pas compte de ces grandes diaclases qui jouent un rôle dans les phénomènes catastrophiques.

La fracturation mesurée (fig. 4)

Elle est ventilée en écartement minimal, moyen et maximal entre les fissures.

L'écartement minimal mesuré entre les fissures est plus grand dans les parois-témoins (23cm) que dans les parois génératrices de glaciers rocheux (13cm). De ceci, il découle que plus la paroi est finement fissurée, plus elle est favorable à l'établissement d'un glacier rocheux à sa base. Les valeurs utilisées pour l'obtention du graphique sont des moyennes, tous types de roches confondus.

Le régime de fracturation (fig. 5).

Il est caractérisé par la formule $I = F/é$

(F : fréquence linéaire de fracturation ; é : épaisseur des bancs).

Il n'existe pas de relation directe et générale entre F et é toutes roches confondues (coefficient de corrélation –0,373).

Par contre, à l'aide des droites de différents types reportées sur la figure 5 on peut se rendre compte des relations qui existent entre la fréquence linéaire de fracturation et l'épaisseur des bancs selon les différents types de roches.

Dans la majorité des faciès étudiés (calcaires, schistes et certains gneiss) les bancs les plus épais sont plus aptes à être très fracturés que les bancs minces ; on voit ici le rôle de la plus ou moins grande épaisseur des bancs face aux forces tectoniques. Dans les schistes, si l'intensité de fracturation augmente trop (point S', témoin des schistes) on n'a plus de glacier rocheux alors que la paroi est constituée et orientée de façon semblable. Dans les calcaires, si l'intensité de fracturation diminue trop (point C', témoin des calcaires), cela n'est pas propice à l'installation d'un glacier rocheux.

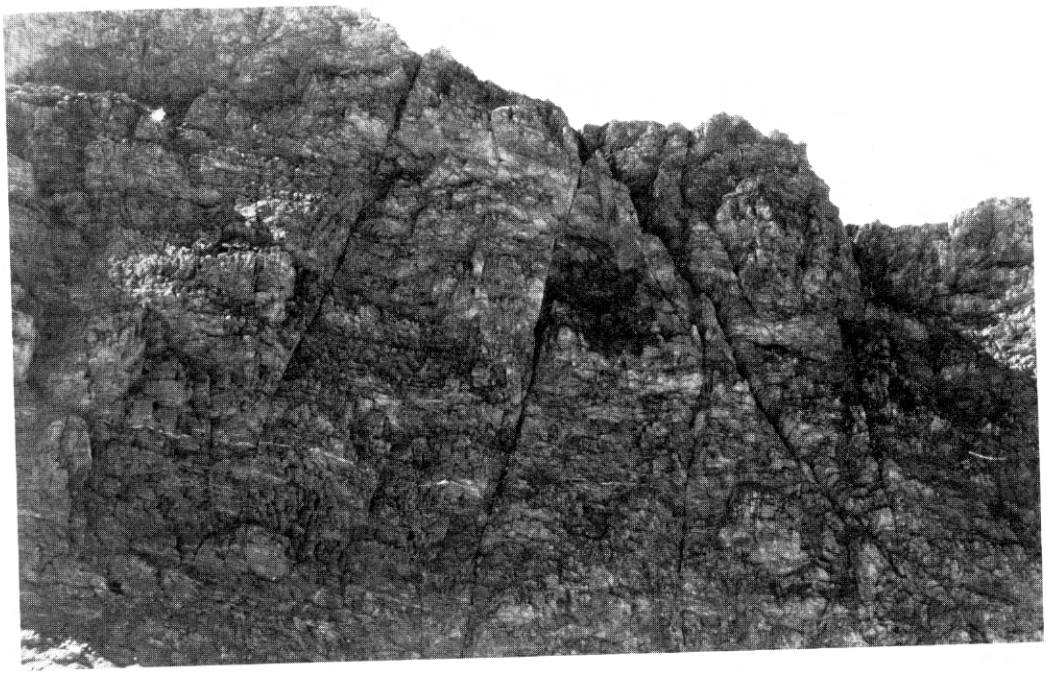


Photo 4.– *Parois de calcaires métamorphisés de la zone des schistes lustrés (Asti en Haut-Queyras). Pendage inverse, bancs finement diaclasés, diaclases majeures parcourant toute la paroi. (Cliché M. Evin, 8 août 1981).*

Photo 4.– *Wall of metamorphic limestone (part of the ophiolitic complex) above Asti rock glacier (photographed by M. Evin, August 8, 1981). Note inverse dip, thinly fractured layers and big joints across whole cliff.*

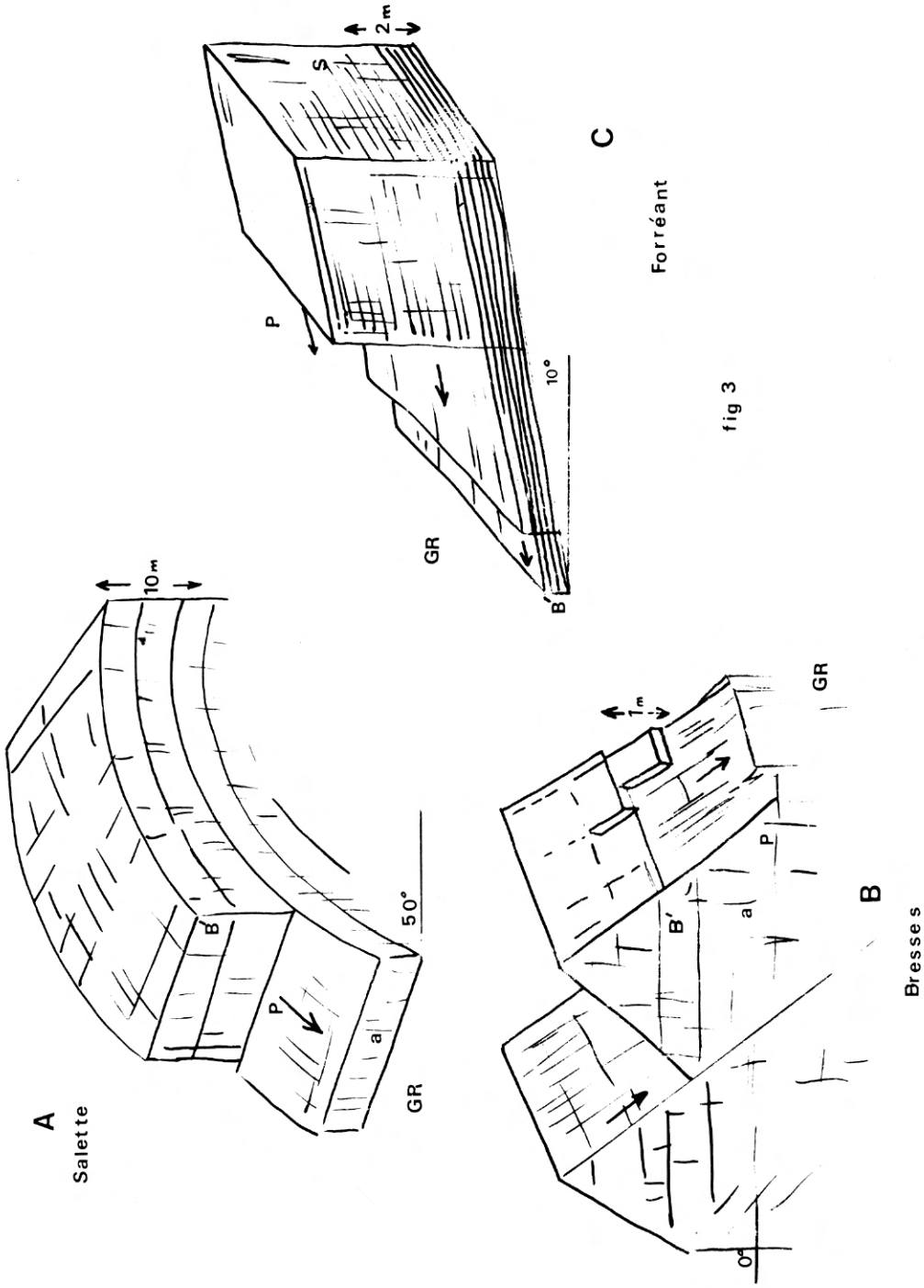


Figure 3.– *Relations entre litage, schistosité, pendage et diaclasage mesurés à l'amont des glaciers rocheux.*
A : Salette (dolomie calcaire)
B : Forréant (schistes lustrés)
C : Les Bresses (Grès d'Annot)
B': épaisseur des bancs
a : fracturation mesurée
P : pendage (en degrés)
S : schistosité
→: plans de glissement pour les blocs
G.R. situation des glaciers rocheux.

Figure 3.– *Relationship between bedding, schistosity, dip, and jointing measured in upper part of rock glaciers :*
A - Salette (calcareous dolomite)
B - Forréant (chloritic schists)
C - Les Bresses (sandstone of Annot)
B' - thickness of the banks
a - measured fractures
P - dip (in degrees)
S - schistosity
→- block shear planes
GR - location of rock-glaciers.

Dans les bancs de grès qui dominent les glaciers rocheux la relation est inverse : les bancs minces sont les plus fracturés, les bancs épais le sont moins. Dans les parois témoins (point G') la fracturation est moins intense et les bancs plus épais. Localement apparaît dans les grès, pour une couche de même épaisseur une assez grande variation de la fréquence des fractures (épaisseur des bancs 1 mètre). Ceci est attribuable à la présence voisine d'une faille comme on en trouve souvent recoupant différents bancs gréseux.

Dans les gneiss, plusieurs cas se présentent, également favorables au développement des glaciers rocheux puisqu'on en constate la présence : la fréquence des fractures est invariable quelque soit l'épaisseur des bancs ; on se trouve en présence d'un réseau de fissures assez denses recoupant de même manière des bancs d'épaisseur variable. Dans un autre cas on se trouve, comme nous l'avons signalé précédemment en face de bancs qui se trouvent plus fracturés s'ils sont plus épais, ce qui est le cas le plus général (parois témoins y compris – dans cette alternative, il faut admettre que la fracturation n'est pas le facteur déterminant dans la localisation des glaciers rocheux). L'intensité de fracturation n'a pas de relation directe avec la localisation des glaciers rocheux constitués de gneiss de l'Argentera-Mercantour. Il faut réserver une place à part à ce type de roche.

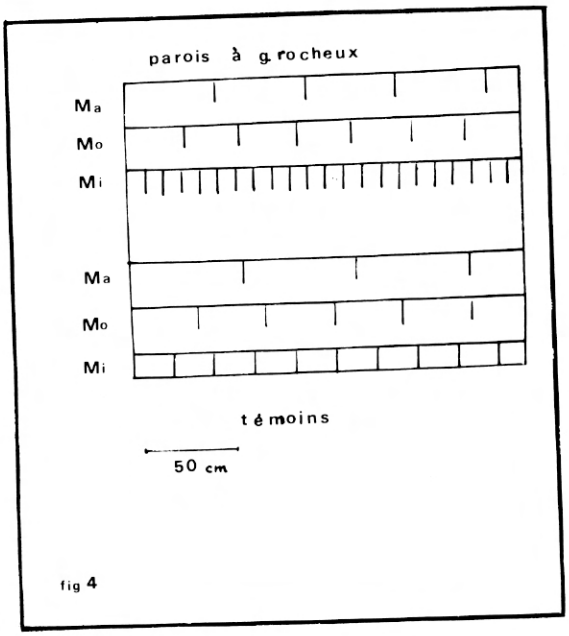


Figure 4.– *Fracturation mesurée dans les parois à l'amont des glaciers rocheux et dans les parois-témoins :*
écart maximal (Ma), moyen (Mo) et minimal (Mi) entre les fractures dans les parois à glaciers rocheux et les parois-témoins.

Figure 4.– *Measured fracturing in walls in upper part of rock glacier and in reference-cliffs.*
maximum (Ma)
mean (Mo) and
minimum (Mi) distance between joints in cliffs in upper part of rock-glaciers and reference-cliffs.

Gneiss exceptés, il existe une intensité de fracturation optimale comprise entre 0,8 et 9 (fig. 5). L'éventail se restreint si l'on exclut les schistes, il n'est plus que de 0,8 à 4. Certaines roches trop finement délitées présentent une forte intensité de fracturation (schistes) ; d'autres trop massivement découpées ne sont guère plus propices à la création des accumulations (calcaires et grès).

Conclusions :

A l'issue de cette étude, il nous faut remarquer que s'il est facile de mesurer tous les facteurs qui entrent en jeu dans la tectonisation et la fissuration d'une paroi des Alpes du Sud néanmoins les données obtenues permettent d'expliquer partiellement la localisation des glaciers rocheux au pied de certaines parois plutôt qu'à la base d'autres. La principale difficulté vient du fait que les observations se font dans un plan et non dans toute l'épaisseur de la roche.

La comparaison entre paroi génératrice de glaciers rocheux et paroi-témoin semble la mieux adaptée à ce genre de mesures, même si le choix des bancs reste délicat et nécessite une bonne connaissance de la région et de son histoire géologique.

Plus que pour indiquer des valeurs absolues de la fracturation de la roche qui nécessiterait un outil de mesure complexe, la méthode semble valable pour des comparaisons entre des parois de lithologies différentes, dont le comportement face aux forces tectoniques mises en jeu est fort varié, mais dont les variations sont assez tranchées pour permettre quelques conclusions.

En ce qui concerne la fourniture de blocs aux accumulations, la disposition des fractures dans une direction parallèle à l'axe des plis (la seconde direction de fissuration étant dans ce cas orthogonale à la première) est plus favorable que la direction oblique qui en cas de système double ou triple multiplie cependant les possibilités de diaclasage. La disposition parallèle-orthogonale des fissures favorise un découpage intense et surtout une libération optimale des blocs.

La taille des diaclases joue un rôle important dans l'apport de matériel aux glaciers rocheux qui se localisent préférentiellement au pied des parois macrofissurées dont les bancs sont recoupés par de longues diaclases majeures.

L'écartement entre les fissures verticales qui détermine la taille des blocs fournis aux accumulations détritiques semble un facteur primordial : les parois dominant les glaciers rocheux sont plus densément hachées de fines diaclases verticales que les parois-témoins.

Le pendage, au moins dans ses valeurs, ne semble pas un facteur de localisation des glaciers rocheux. Nous avons remarqué toutefois que les pendages in-

verses semblaient plus favorables à la fourniture bloc-à-bloc aux accumulations tandis que les pendages conformes (cas de monoclinaux) facilitaient les écroulements qui se surimposent aux glaciers rocheux déjà existants, mais ne les créent pas.

Ainsi que l'a remarqué M. Julian (1978) « la fissuration dépend dans une large mesure du type de matériel rocheux affecté par les contraintes tectoniques ». Dans les schistes et les calcaires l'épaisseur des bancs varie dans le même sens que la fréquence linéaire de fracturation – la probabilité semble donc plus grande de trouver des glaciers rocheux au pied des parois à bancs épais bien fracturés qu'au pied des faces constituées d'empilements de bancs minces. Dans les grès, la relation est inverse, les bancs minces sont relativement plus fracturés que les bancs épais à l'amont des glaciers rocheux qui n'apparaissent pas lorsque l'épaisseur des bancs devient trop grande. Les grès, s'ils sont trop massivement découpés, sont donc peu propices à l'installation des accumulations. Les gneiss ne semblent pas obéir aux mêmes lois que les autres roches de cette étude et la distribution des glaciers rocheux, par rapport à la fracturation dans les roches du socle, est aléatoire, l'abondante fissuration d'ensemble étant de toutes façons favorable à la fourniture de blocs.

Il existe une intensité optimale de fracturation pour la majorité des roches : sont également peu propices à l'existence de glaciers rocheux à leur base les parois trop délitées et celles trop massivement découpées.

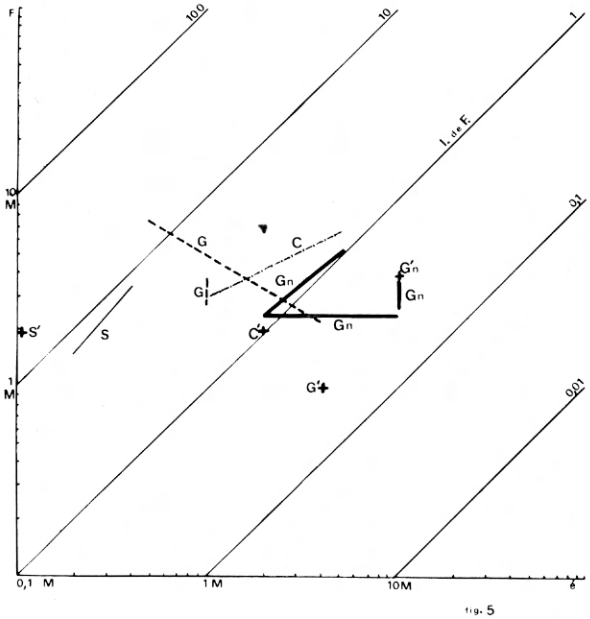


Figure 5.– *Régime de fracturation des parois à l'amont des glaciers rocheux des Alpes du Sud et des parois témoins.*
é : épaisseur des bancs
F : intensité de fracturation
I de F : intensité de fracturation
Droites des roches dans les parois (à glaciers rocheux à leur pied)
S : schistes
G : grès
Gn: gneiss
C : calcaire
S',G',Gn',C': points témoins des parois rocheuses (sans glaciers rocheux).

Figure 5.– *Fracturing regime of walls in upper part of rock-glaciers in southern Alps and reference walls.*
é - bank thickness
F - fracture density
I de F - fracture intensity
Straight lines of rocks with rock-glaciers at their base.
S - schists
G - sandstone
Gn - gneiss
C - limestone
Reference points (without rock-glaciers) :
(S', G', Gn', C').

Remerciements

L'auteur remercie Monsieur le Professeur Maurice Julian (Université de Nice) pour ses conseils et ses suggestions, ainsi que Monsieur le Professeur Jean Tricart (Université de Strasbourg I) qui a bien voulu relire le manuscrit et proposer des corrections.

Bibliographie

– Cartes géologiques à 1/50 000, B.R.G.M. Service géologique National. Feuilles :
Larche. XXXVI – 39
Allos. XXXV – 40
Barcelonnette. XXXV – 39
Saint-Étienne-de-Tinée. XXXVI – 40
Embrun. XXXV – 38
Guillestre. XXXV – 37
Saint-Martin-Vesubie–Le Boréon. XXXVII–40-41.

Barfety (J.-C.), Gidon (M.), Kerckhove (C.), 1968 : Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. C.R. Acad. Sc. Paris. t.267, (22.7.68), série D. p. 394-397.

Barfety (J.-C.), Gidon (M.), 1975 : La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes Occidentales F.) C.R. Acad. Sc. Paris. t. 281, série D. p. 1677-1680.

Birot (P.), 1968, (avec la collaboration de Henin (S.), Guillien (Y.) et Delvert (J.) : Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. C.D.U. Paris. 232 pp.

Boucarut (M.), 1967 : Structure du granite de l'Argentera et style tectonique de l'ensemble de ce massif (A.M.). C.R. Acad. Sc. Paris. T. 264. p. 1573-1576.

Boucarut (M.), Rousset (C.), 1965 : Étude géomorphologique de la zone aux sources du ruisseau de Mollières, dans le massif de l'Argentera (A.M. France). 90e Congrès Soc. Sav. Nice. t.2. pp. 109-126.

Chorowicz (J.), 1980 : Mise à jour de notions utilisées par les géologues en télédétection. C.R. Somm. Soc. Géol. F. Fasc.5 ; p. 203-206.

Chorowicz (J.), Hendrickx (S.), 1980 : Apport de la télédétection à une hypothèse de corrélation entre les séismes du SE de la France et les structures des Alpes et de la Provence. C.R. Ac. des Sc. Paris. Série D. p. 1467-1470.

Francou (B.), 1981 : Géodynamique des éboulis et formes associées dans la combe de Laurichard (H.A.). Thèse 3e Cycle. Grenoble. 153 p. 1 carte H.T..

Galibert (G.), 1965 : La Haute montagne alpine. Thèse. Toulouse. 405 p.

Gidon (M.), 1962 : La zone Briançonnaise en Haute-Ubaye et son prolongement au Sud-Est. Thèse. Mém. Serv. carte géol. de F. Paris. 271 pp.

Gruneisen (P.), 1972 : Fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. Anticlinal de la Lance (Drôme). Dôme de Sao Mamede (Portugal). Thèse 3e cycle. Univ. L. Pasteur. Strasbourg. 75 p.

Gruneisen (P.), Hirlemann (G.), Janot (P.), Ruhland (M.), 1973 : Analyse de la fracturation naturelle d'une structure plissée : l'anticlinal de la Lance (Drôme). Sciences Géol. Bull. T 26. Fasc. 2-3. p. 161-186.

Julian (M.), 1980 : Les Alpes maritimes franco-italiennes. Étude géomorphologique. Atelier de reproduction des thèses. Lille. 2 vol. 836 pp. VIII pl. 112 fig. 1 carte H.T.

Lemoine (M.), 1962 : Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés du Queyras (H.A.) et des régions voisines. C.R. som. Soc. Géol. de F. p.186.

Ramsay (J.G.), 1967 : Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill. 568 pp.

Rondeau (A.), 1961 : Recherches géomorphologiques en Corse. Thèse Lettres. A. Colin. Paris. 586 pp.

Ruhland (M.), 1969 : La fracturation naturelle observée sur le terrain. Rap. Ch. Syndicale de la recherche et production pétrole et gaz naturel. Paris. 1969. 34 pp.

Ruhland (M.), 1973 : Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Scienc. Géol. Bull.* T. 26. fasc. 2-3. Strasbourg. p. 91-113.

Tricart (J.), 1967 : Traité de géomorphologie. T. 2. Le modelé des régions périglaciaires. SEDES. Paris. 512 pp.

Manuscrit reçu en octobre 1984, accepté pour publication en novembre 1984.