

P. PECH*

Paris

LE PÉRIGLACIAIRE DE HAUTE MONTAGNE DANS L'OSSOLA (ALPES ITALIENNES)

Abstract

The Ossola is the watershed of Toce, a tributary of the river Tessin, which is localized between the Valais and the Tessin. This region is formed by fractured metamorphic rocks. The slopes and the differences in altitude are very important. In this high mountain, there are periglacial floors, in which the morphodynamic activity is dependent on bioclimatic floors and any other parameters, such as the slope, the exposition, etc. We can study two morphodynamic floors:

- the cool periglacial floor, between 2200 and 2800 m, is characterized by the presence of terracettes, screes, the action of solifluction and avalanches on the slopes;

- the cold periglacial floor, above 2800 m, is characterized by the action of cryoturbation, gelifluction and screes.

KEY-WORDS: Central Alps; morphodynamic floors; screes; cryoturbation; gelifluction; avalanches; periglacial.

1. PRESENTATION DE L'OSSOLA

1.1. LES ENSEMBLES MORPHOSTRUCTURAUX

L'Ossola constitue le bassin-versant du Toce, principal affluent du Tessin. Il est situé à l'est du massif des Alpes Pennines qui culmine au Mont-Rose (4.633 m). A partir du tronc longitudinal principal, un grand nombre de vallées torrentielles transversales pénètrent dans les massifs dont les crêtes dépassent toujours 2.700 m. Les versants ont des dénivellations qui excèdent 900 m: les pentes fortes traduisent la jeunesse tectonique et la fraîcheur des héritages glaciaires.

Cette région (fig. 1) appartient à la zone piémontaise. Les roches métamorphiques comprennent des gneiss, des micaschistes et des schistes lustrés entre lesquels s'intercalent les ophiolites. Il existe deux grandes familles lithologiques offrant une inégale résistance aux processus météoriques. Il s'agit, pour les plus résistantes, des gneiss ocellés et des gneiss à grain fin. Les schistes lustrés et les micaschistes intensément broyés produisent des débris grossiers et d'abondants produits fins. Les conditions morpho-structurales opposent deux types de versants:

- ceux qui recoupent frontalement les grandes dalles gneissiques ou les bancs de micaschistes, selon des pentes supérieures à 30°;

- ceux qui épousent plus ou moins le revers de ces dalles, inclinées isoclinalement vers la partie externe, le nord et l'ouest (fig. 2).

1.2. LE CLIMAT INSUBRIEN

Le climat de la façade padane des Alpes, autour des Grands Lacs, est marqué par une abondance des précipitations annuelles (fig. 3). Les maxima

* Université de Paris XIII, Villetaneuse.

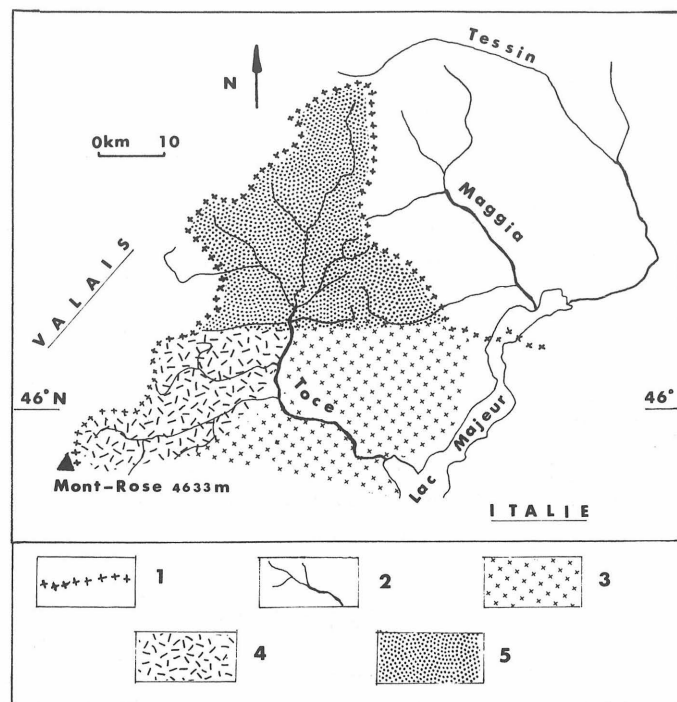


Fig. 1. Localisation de l'Ossola

1) frontière; 2) rivières; 3) Zone Sud-alpine; 4) gneiss de zone Mont-Rose; 5) gneiss et schistes lustrés des massifs simplio-tessinois

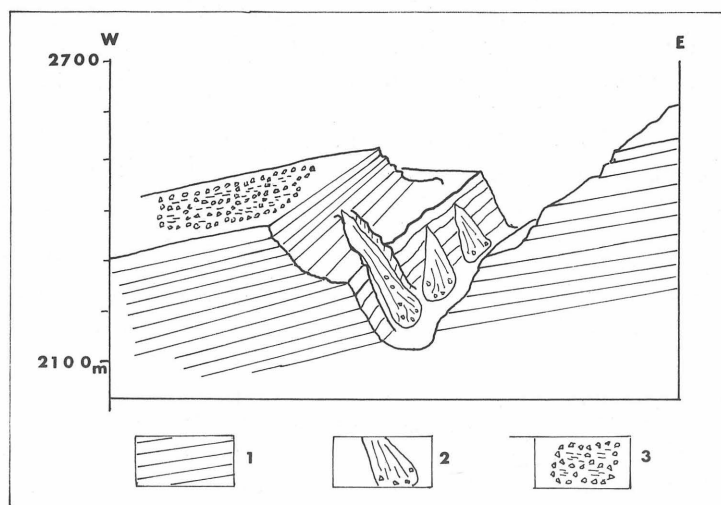


Fig. 2. Le val Quarazza, exemple de disposition morphostructurale en front et en revers
1) gneiss et micaschistes; 2) éboulis; 3) gélifluxion

pluviométriques sont situés en automne, puis au printemps. Les 6 mois les plus chauds, de mai à octobre, totalisent plus des 2/3 des précipitations. Mai, septembre et octobre contribuent, à eux seuls, pour 42,5% des précipitations tota-

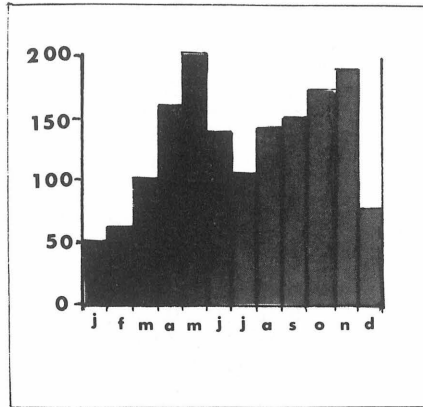


Fig. 3. Diagramme pluviométrique de la station Agrasina-Isorno (1400 m): 1665 mm

les (PECH P., 1988, p. 71). La variabilité saisonnière des précipitations constitue un trait caractéristique de cette région.

Les précipitations du printemps, parfois diluviennes, correspondent, à certains étages, à la fusion nivale et aux optima cryoclastiques (PECH P., 1986a, p. 16).

Les températures moyennes annuelles sont typiques de l'ambiance montagnarde (fig. 4). Les régimes thermiques laissent apparaître un déséquilibre: de

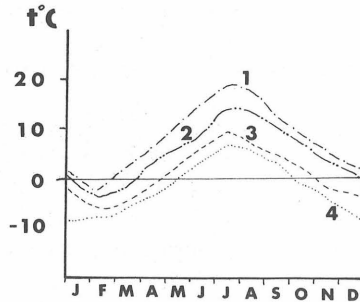


Fig. 4. Courbes thermiques de l'Ossola

1) Bannio-Anzino (565 m); 2) Agrasina-Isorno (1400 m); 3) Camposecco (2325 m); 4) Sabbione (2500 m)

janvier à avril, la température moyenne croît lentement; puis de mai à juillet, le réchauffement est rapide. A partir de juillet la chaleur diminue lentement jusqu'en octobre où la chute est brutale. Le gel agit notablement d'octobre à avril. Il diminue l'influence de la croissance des températures diurnes, de février à mai. Inversement, il accélère leur diminution à partir d'octobre. Les cycles gel/dégel les plus fréquents et les plus intenses ont lieu aux intersaisons (tab. 1).

Tableau 1

Température de l'air au lac Sabione (2462 m)

	I	II	III
J	-8° 14	84,3	15,5
F	-7° 49	77,8	22,1
M	-5° 84	65,9	33,6
A	-3° 39	42,6	55,5
M	0° 77	12,7	65,1
J	4° 16	2,5	32,1
Jt	6° 58	0,3	12,2
A	6° 38	0,1	11,1
S	4° 61	3,1	23,1
O	0° 88	17,9	46,1
N	-4° 08	54,6	41,1
D	-7° 11	77,3	21,5
Année	-1° 04	36,2	31,7

I — température mensuelle et annuelle moyenne; monthly and yearly mean temperature.

II — fréquence de jours de gel continu par rapport au mois; a frequency distribution of the icy days in each month.

III — Fréquence de jours avec dégel ($T^{\circ} \text{max.} > \text{et } T^{\circ} \text{min.} < 0^{\circ}$); a frequency distribution of the days in which temperature fluctuates below and above freezing point.

2. LE MILIEU PÉRIGLACIAIRE

2.1. LA DÉFINITION DU MILIEU PÉRIGLACIAIRE EN MONTAGNE

2.1.1. L'isotherme 0°C , limite du milieu périglaciaire

Les régions qui appartiennent au milieu périglaciaire sont celles où l'action du gel est importante (PISSART, A., 1987). En montagne, l'isotherme moyen 0°C constitue globalement la limite climatique inférieure des étages périglaciaires. Cet isotherme répond à la décroissance des températures avec l'altitude; mais il fluctue en fonction des saisons. Le gradient thermique pour 100 m est voisin de $0^{\circ}5\text{C}$ en hiver et en été et proche de $0^{\circ}65\text{C}$ au printemps et à l'automne. Dans l'Ossola, l'isotherme 0°C monte à 3668 m en juillet et descend à 618 m en janvier; en mai et novembre il se trouve vers 2330 m (fig. 5). L'isotherme 0°C moyen annuel est situé vers 2270 m d'altitude.

2.1.2. Les autres isothermes significatifs

Dans l'Ossola, plus de 35% des espaces montagnards ont une altitude qui dépasse 2000 m et dans certaines vallées près de 10% du bassin-versant appartiennent à des tranches d'altitude supérieure à 2800 m. Il existe donc d'autres seuils climatiques, liés aux facteurs qui permettent de persister la gelée dans le sol. Enfin, au-delà de 3668 m (fig. 5), les températures moyennes ne sont jamais positives: le pergélisol existe.

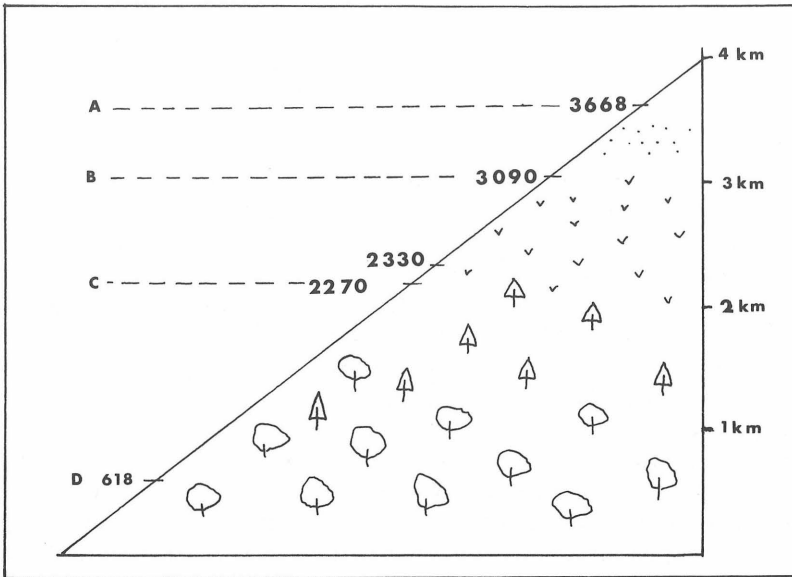


Fig. 5. Schéma simplifié de l'étagement bio-climatique dans l'Ossola

(A) Limite du glacio-nival: température moyenne maximale $< 0^{\circ}\text{C}$; B) périglaciaire froid: température de juillet $< +5^{\circ}\text{C}$; C) périglaciaire tiède: 2330 m = isotherme 0°C de mai et novembre et 2270 m = isotherme 0°C annuel moyen; D) isotherme 0°C de janvier

2.2. LES AUTRES GRADIENTS CLIMATIQUES

2.2.1. Les précipitations

Elles augmentent avec l'altitude de 80 mm par 100 m, pour les versants les plus exposés et de 40 mm pour les plus abrités. Avec l'altitude, le régime de apports d'humidité est modifié. Les contrastes du régime thermique occasionnent des fluctuations de l'humidité au sol: les refroidissements nocturnes observés en juillet au-dessus de 1.800 m, provoquent des condensations directes et le gel du matin. Puis les réchauffements rapides, surtout à l'adret entraînent une évaporation de l'eau. Les trois états de l'eau sont atteints en quelques heures. Les contraintes sont donc importantes dans la roche, à l'échelle du minéral, et en superficie.

2.2.2. Le coefficient de niviosité

Il augmente avec l'altitude, en moyenne de 3% par 100 m. Il est environ de 60% vers 2000 m et de 90% au-delà de 3000 m. La variation de la durée du manteau neigeux est fonction de l'altitude et de l'exposition:

- de 110 à 120 jours, à 1000 m;
- de 250 à 270 jours dès 2500 m.

La variabilité inter-annuelle des précipitations provoque des modifications dans l'épaisseur du manteau neigeux. Durant les hivers et les printemps plus froids (1985 et 1986), la couverture neigeuse, plus épaisse de 25 à 45%, a persisté même à basse altitude, jusqu'au dégel du mois de mai., qui correspond aussi aux plus fortes précipitations (PECH, P., 1988, p. 85).

2.3. LES CARACTÈRES ORIGINAUX DE L'OSSOLA

2.3.1. Une montagne tempérée

Par rapport aux régions périglaciaires des hautes latitudes, l'Ossola bénéficie de deux apports atmosphériques importants. Située à 46° de latitude Nord, elle reçoit une plus grande quantité de chaleur (2000 à 2200 heures/an) avec les plus fortes valeurs d'insolation directe, enregistrées au Mont-Rose (GAUDET, F., 1975): 1,77 cal./cm²/minute.

L'Ossola reçoit des flux de précipitations bien plus importants que les régions sub-polaires. En altitude, avec le froid, ces précipitations sont surtout neigeuses. Cependant, la part des précipitations liquides, sous forme d'averses en été ou à l'automne, demeure suffisamment marquée pour constituer un trait original de ce milieu périglaciaire.

Le régime thermique est caractérisé par sa relative douceur. Les valeurs absolues ainsi que les moyennes ne présentent pas de gros contrastes: les températures d'hiver sont moins froides que dans le climat froid continental mais celles d'été sont plus froides et ne permettent pas le dégel au-dessus de 2800–3000 m. Les variations diurnes l'emportent sur les variations saisonnières, à cause de la diminution de la densité de l'air qui n'intercepte plus la chaleur terrestre restituée.

2.3.2. La végétation et la pente

L'isotherme 0°C constitue une limite biovégétale correspondant presque à la limite supérieure de la forêt (CHARDON, M., 1984), tandis que l'isotherme +5°C de juillet constitue la limite de toute forme de vie végétale, bien que l'on retrouve des végétaux au-delà de 3000 m. Le rôle de la végétation sur la conservation ou l'action du froid est assez complexe (PISSART, A., 1987). En général, sa limite traduit le passage de processus météoriques chimiques à des processus préférentiellement mécaniques. Associée au froid, au gel et à la neige, la pente diminue le rôle de la végétation. En favorisant les processus mécaniques, elle a tendance à développer les processus périglaciaires en faisant disparaître la végétation qui n'est plus là pour retenir le sol et pour produire des débris fins par destruction biochimique (DAMBRINE, E., 1985). Dans les milieux sub-polaires, la forêt n'est pas incompatible avec un milieu périglaciaire. En haute montagne, sa présence est impossible.

3. DYNAMIQUE PÉRIGLACIAIRE DANS L'OSSOLA

La distribution des différents seuils morpho-climatiques et des processus morphogéniques permet de distinguer deux étages périglaciaires dans lesquels la dynamique est placée sous la dépendance des contraintes morphostructurales. Seuls des éboulis semblent constituer le système morphodynamique commun aux différents étages.

3.1. LES ÉTAGES PÉRIGLACIAIRES FROIDS

Ils sont situés au-delà de la limite possible de la végétation, vers 2800 m, là où les sols gelés en profondeur sont possibles pendant les 3/4 de l'année, plusieurs processus et modèles sont conditionnés par la pente.

3.1.1. Les cryoturbations

Il s'agit de sols formés dans de petites dépressions orthoclinales situées entre les grandes dalles gneissiques. Vers 3000 m, ces replats métriques et décimétriques sont constitués de gélifracts restructurés en sols cryoturbés (fig. 6). Depuis les revers et les fronts des dalles qui encadrent ces dépressions orthoclinales, les débris sont mobilisés par la gélifraction et précipités par la gravité

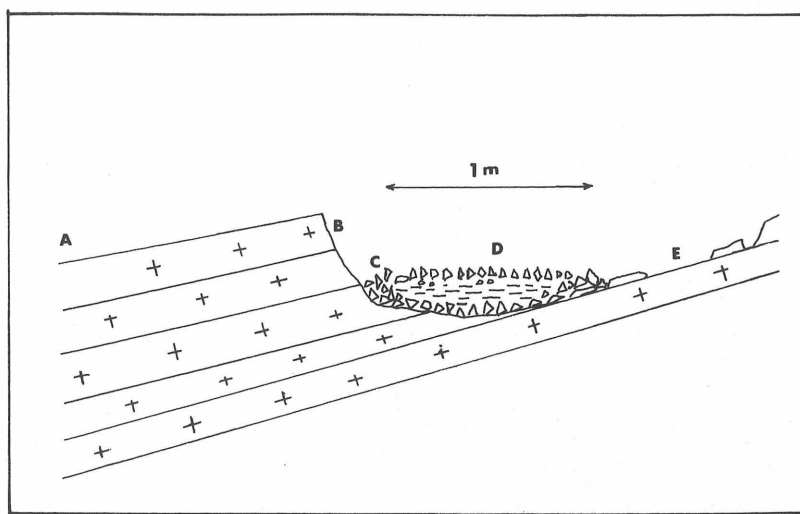


Fig. 6. Sols à cryoturbation: sol situé vers 3.000 m

(A) Gneiss ocellés; B) front de paroi à gélifraction; C) gélifracts grossiers subverticaux; D) lentille limoneuse; E) revers monoclinal avec blocs en transit

ou les ruissellements. Dans les gneiss ocellés, la taille des gélifracts correspond aux dimensions des espaces interfoliaires (quelques mm). Il existe aussi des débris grossiers guidés par les diaclases. L'amorce d'une pédogenèse (PECH. P., 1988) contribue à accroître la proportion d'éléments fins limoneux. Ces éléments gélifs retiennent l'eau et s'auto-agglutinent en période de gel, en repoussant vers la bordure les débris grossiers qui sont redressés (VAN VLIET-LANOË, 1987).

3.1.2. Les formes de gélifluxion

Il s'agit de formes métriques, constituant des portions importantes de versants, aussi bien exposés à l'adret qu'à l'ubac, dès 2400 m. Ces terrassettes (fig. 7) se présentent sous la forme de bourrelets de débris grossiers (1 à 25 cm) incurvés vers l'aval. A l'amont et à l'intérieur de ces bourrelets métriques, les

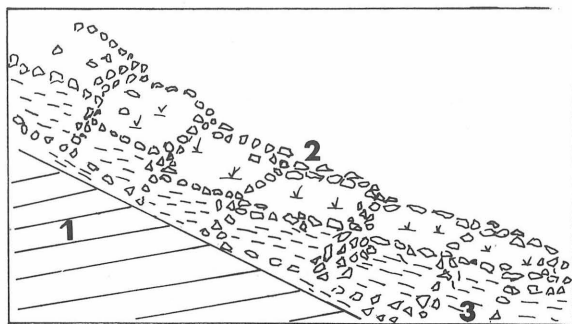


Fig. 7. Terrassettes de gélifluxion (2300–3300 m)
1. substratum; 2. blocs et gélifracts grossiers; 3. lentilles limoneuses

éléments fins prédominant, il y a recouvrement des secteurs amont par les bourrelets supérieurs. Les débris grossiers semblent plonger vers l'aval. L'action du gel dans le sol associée à la gravité occasionne le déferlement vers l'aval des débris grossiers rejetés par cryoturbation, par les lentilles de glace qui sont particulièrement développées en matériel issu des micaschistes.

3.2. LES VERSANTS D'ÉBOULIS

Les éboulis sont installés sur les fronts des affleurements des grandes dalles schisteuses ou gneissiques. La quantité et la fréquence de fourniture des débris varient en fonction de la nature de la roche (Fig. 8) et des rythmes saisonniers (PECH, P., 1986a). C'est entre 1800 et 2800 m d'altitude que l'on trouve le plus grand nombre d'éboulis dans l'Ossola. Ils sont principalement alimentés par les pluies et les avalanches qui nettoient les parois rocheuses attaquées par la gélifraction. Les chutes liées à la gravité sont plus rares. On peut d'ailleurs

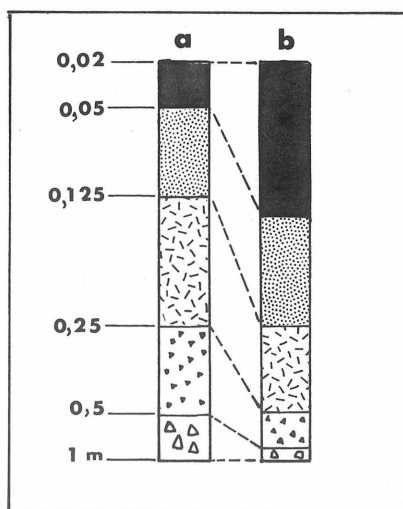


Fig. 8. Histogramme de fréquence par taille granulométrique des débris sur deux éboulis
a) gneiss ocellés; b) micaschistes

classer les différents types d'approvisionnement par la taille des débris, leur distance à l'apex (situation distale pour les éboulis gravitaires et proximale pour les laves torrentielles), par la morphologie et par les figures sédimentologiques associées (FRANCOU, B., 1987).

Ensuite ces débris sont repris par les mouvements de masse propres à l'éboulis: gélifluxion, s'il s'agit des étages périglaciaires froids, solifluxion s'il s'agit des tièdes. Des entailles traduisent l'importance des laves torrentielles de faible fréquence mais de forte intensité (PECH, P., 1989).

3. 3. LES ÉTAGES PÉRIGLACIAIRES TIÈDES

Disposés entre 2200 et 2800 m ils peuvent connaître une plus ou moins grande extension en fonction de la pente, de l'exposition et de la dynamique de la végétation. Les versants où n'agit pas directement la gravité, sont soumis à des fonctionnements saisonniers différents. Ils résultent généralement d'une chaîne de processus (PECH, P., 1986b).

Sur les revers des grandes dalles métamorphiques, là où la pente structurale demeure inférieure à celle qui permet le déplacement gravitaire des débris, la dynamique des versants est placée sous la dépendance des fluctuations d'état de l'eau, à l'intérieur de la litho-marge et en superficie.

- En surface, la neige forme un épais manteau qui permet aux débris provenant des parois supérieures de glisser. Les versants ont donc un profil concave, très accusé.

- Dans le sol, les alternances gel/dégel et les alternances humectation/dessiccation opèrent une désagregation mécanique qui produit des débris d'autant plus fins que la roche est fragile, comme les schistes lustrés. Ces débris fins absorbent de l'eau qui se transforme en lentilles de glace, en hiver. Par convection, ces lentilles repoussent vers les bordures et vers l'aval les éléments grossiers. Enfin, lors du dégel, les lentilles d'eau servent de surface lubrifiante pour le glissement vers l'aval des souches limoneuses.

- Les fortes précipitations du mois de mai accélèrent la fusion nivale et celle de l'eau dans le sol. Elles fournissent une abondante lame d'eau aux versants qui connaissent des mouvements de reptation atteignant plusieurs mm/an.

- En été, l'activité de la pédogenèse est suffisante pour fournir des colloïdes (DAMBRINE, E.,) 1985) qui font grossir les lentilles limoneuses.

- Enfin, de grandes cicatrices longitudinales prouvent que les phénomènes de plus grande intensité et de faible fréquence ont un poids important dans la dynamique des versants. Il s'agit d'avalanches ou de pluies torrentielles qui, non seulement apportent des débris depuis les parois, mais aussi entaillent le versant.

CONCLUSION

Le milieu périglaciaire de l'Ossola est caractéristique d'un espace montagnard:

- le froid efficace est instable en altitude. Mais en très haute montagne, ce froid est permanent même s'il est moins intense que dans les régions polaires.

- la zonation rapprochée des étages périglaciaires et la pente occasionnent des phénomènes d'interpénétration des processus morphogéniques.
- L'enneigement épais et durable, conditionne avec la pente, une dynamique typiquement montagnarde: celle des avalanches.
- Les précipitations estivales jouent, dans l'Ossola, un rôle non négligeable, même à haute altitude.
- La pente et l'exposition compensent amplement le faible nombre de cycles cryoclastiques par rapport aux régions de haute latitude.

Bibliographie

- CAROLLO, A., 1985 — Hydroclimatic cartography of the Lake Maggiore drainage basin. *Mem. Ist. Idrobiol. Ital.*, 42, 1—4.
- CHARDON, M., 1984 — Montagne et haute montagne alpine. *Rev. Geogr. Alpine*, 72, 2—3, p. 212—224.
- DAMBRINE, E., 1985 — Contribution à l'étude de la répartition et du fonctionnement des sols de haute montagne. Massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc. Thèse. Paris-7. 265 p.
- FRANCOU, B., 1987 — L'éboulisation en haute montagne. Thèse d'Etat. Paris-7, 2t.
- GAUDET, F., 1975 — Les cours d'eau alpins de régime glaciaire. Thèse. Lille. 2t.
- MÜLLER, H. N., 1977 — Fossile Böden (fAh) in einer schutthalde (Rotelsee, Simplon-Pass VS). *Bull. Murithienne*, 94, p. 73—83.
- PECH, P., 1989 — La crue du 7 août 1978 dans l'Ossola. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 77, 4 (à paraître).
- PECH, P., 1988 — Contribution à l'étude de la dynamique des versants en montagne alpine: l'exemple de l'Ossola (Alpes centrales-Italie du nord). Thèse Paris-1. 343p. 5cartes.
- PECH, P., 1986a — Essais de quantification de l'ablation en moyenne et haute montagne à partir d'analyses volumétriques: l'exemple de l'Ossola. *Rev. de Géom. Dyn.* 35, 1, p. 11—20.
- PECH, P., 1986b — La dynamique des versants dans l'Ossola. *Rev. Géogr. Alpine*, 74, 4, p. 355—371.
- PISSART, A., 1987 — Géomorphologie périglaciaire. *Université Liège*. 135p.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1987 — Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse. Paris-1.
- WASHBURN, A. L., 1979 — Geocryology. A survey of periglacial processes and environment. E. Arnold, London, 406p.