

# CÔNES D'ÉBOULIS, DE DÉJECTION, GLACIS ET PIÉMONT : ESSAI DE DÉFINITIONS

Jean-Noël SALOMON <sup>(1)</sup>

(1) : Laboratoire de Géographie Physique Appliquée (L.G.P.A.), Institut de géographie, Université Michel de Montaigne-Bordeaux 3, Campus universitaire, 33 607 PESSAC. Courriel : jnsalomon@yahoo.com .

**RÉSUMÉ** : Parmi les formes d'accumulation issues de l'érosion, cônes d'éboulis, de déjection, glacis et piémonts sont souvent confondus. Pourtant leurs morphologies, parfois ressemblantes, diffèrent. Surtout, les processus qui conduisent à leur construction et/ou à leur modelage permettent des discriminations aisées. Le but de cet article est précisément de fournir au lecteur des définitions précises accompagnées d'exemples de terrain, l'ambition finale étant d'éviter des confusions, sources d'équivoques.

**MOTS-CLÉS** : géomorphologie, cônes d'éboulis, cônes de déjection, glacis, piémonts.

**ABSTRACT** : Among the accumulation forms deriving from weathering, talus fans, alluvial fans, outwash deposits, glacis and piedmont slopes are often mixed up. All the same, their morphologies, at times similar, differ. Above all, the processes which lead to their construction and/or their modelling permit easy discriminations. The purpose of this paper is precisely to give to the reader exact definitions coming with field samples, the final ambition being to steer clear of confusions, source of ambiguity.

**KEY-WORDS** : geomorphology, talus fans, alluvial fans, glacis, piedmonts.

## I - INTRODUCTION

Cet article est prétexte à la révision d'un vocabulaire largement usité, mais aussi à sa clarification. En effet, à la lecture de nombreux travaux, nous avons pu souvent constater l'existence d'une certaine confusion, terriblement gênante pour la compréhension des explications proposées. Si la plupart des observations et explications délivrées ci-dessous ne sont pas nouvelles (il existe une énorme littérature sur la question), curieusement cela n'est guère traduit dans les ouvrages de vulgarisation géomorphologique, du moins sous une forme simple. Pour avoir fréquenté de nombreuses régions de par le monde – Aragon (Espagne), Maghreb, Afrique de l'Ouest, États-Unis, Madagascar, Russie, Chine et surtout les Andes sèches du Chili et d'Argentine où elles sont remarquablement présentes et surtout claires – nous avons acquis une réelle expérience comparative et une bonne connaissance de ces formes d'accumulation. Notre ambition ici est de mettre cet acquis à disposition du lecteur et notamment du géomorphologue.

## II - DÉFINITIONS ET MORPHOLOGIES DESCRIPTIVES

Rappelons qu'il existe une énorme biblio-

graphie internationale concernant ces formes. Celle que nous indiquons en fin d'article est volontairement restreinte, car notre but est avant tout un but de clarification.

### 1 ) Cônes, talus et nappes d'éboulis

Les *éboulis* sont formés par un ensemble de fragments rocheux déplacés par gravité et accumulés en cônes, talus ou nappes d'éboulis au pied des versants ou des abrupts rocheux. Ces dépôts ont la forme d'un *cône* s'ils sont issus d'un couloir d'érosion concentrant leur cheminement vers le bas (Photo 1). S'ils sont contigus (Photos 2 à 5), ils s'étalent en nappe et l'on parle de *tabliers d'éboulis* (ou *nappes d'éboulis*). Dans tous les cas, leurs pentes sont souvent très fortes (moyenne autour de 32° – B. FRANCOU, 1988, 1989, 1991) et peuvent aller jusqu'à plus de 40° sur granite, du fait de la rugosité et de la grosseur des éléments. Les matériaux les plus gros, entraînés par leur poids et par la vitesse acquise lors de la chute, vont généralement plus loin que les petits. C'est le seul exemple de classement de ce type, si bien qu'on ne peut confondre les cônes d'éboulis avec les autres cônes d'accumulation, surtout si l'on tient également compte de la pente topographique et des dimensions de la forme.

Les éboulis sont dits "vifs" s'ils sont actuels et fonctionnels (talus en cours de formation). Les



Photo 1 - Cône d'éboulis sur terrasse alluviale (Rio Mendoza , Argentine).

éboulis anciens sont en général fixés (Photo 6), parfois encroûtés (Photo 7). De nombreuses nuances existent en fonction de l'origine des matériaux, de leur granulométrie, de leur couleur, de leur pente, *etc.*, mais aussi de leur genèse. À cet égard, il convient de distinguer les *éboulis gravitaires* et les *éboulis de fluage* dans lesquels la solifluxion joue une part (cas de certains "chirats", ou tabliers de blocs, du Massif Central). Lorsque le talus d'éboulis est affecté par la neige et/ou le ruissellement, cela peut aboutir à la formation d'éboulis plus ou moins lités. Dans ce cas, on parle de *grèzes*.

## 2 ) Cônes de déjection torrentiels

Les matériaux de toutes tailles transportés par un torrent peuvent être momentanément déposés dans le lit, mais ils sont repris à chaque crue pour être finalement déposés dans un secteur où la vitesse du courant diminue fortement, c'est à dire quand le cours d'eau aborde une pente moins accusée. Ainsi les matériaux se déposent-ils au débouché du torrent (pérenne) ou de l'oued (intermittent), à l'endroit où le cours d'eau quitte la montagne pour rejoindre la vallée principale ou la plaine. Là ils forment un éventail lobé : le *cône de déjection torrentiel* (ou *alluvial*, ou *d'épannage*). Chaque lobe correspond à l'étalement des matériaux d'une crue ; ceux-ci sont granoclassés d'amont en aval, les éléments fins étant emportés le plus loin (L. MARCHI et S. BROCHOT, 2000). Il s'agit donc d'une accumulation en éventail, élargi vers le bas, des matériaux transportés par

les torrents dès que leur écoulement perd de la vitesse et que leur compétence diminue.

Les cônes de déjection sont très largement répandus dans les zones arides et semi arides, mais on les observe aussi en régions de systèmes morphogénétiques de type glaciaire et périglaciaire (Spitzberg) ou tempéré (montagnes notamment). On peut distinguer les "*cônes actifs*" et les "*cônes morts*", selon qu'ils sont construits par un cours d'eau pérenne ou intermittent.

Les données utilisées pour l'analyse des caractéristiques des cônes alluviaux viennent le plus souvent des cartes topographiques ou mieux des photographies aériennes. De là trois caractéristiques sont régulièrement mises en avant qui permettent de discriminer les cônes entre eux :

- **La forme.** Elle est en éventail, avec un apex à l'amont et une limite arquée à l'aval. Plusieurs tentatives ont même été effectuées pour définir la forme au travers d'équations mathématiques. Par exemple, on compare la surface d'un cône à la concavité d'un profil transversal. Ces essais permettent de caractériser approximativement la forme des cônes et donc de mener des comparaisons au niveau local, voire régional.
- **La surface.** Il a souvent été démontré que la surface d'un cône était en rapport avec celle du bassin de réception. Mais la surface dépend de nombreux autres paramètres : l'érodibilité des roches du bassin versant, la tectonique locale, les précipitations (quantité et surtout intensité),



Photo 2 - Éboulis de pentes dans les Rocheuses canadiennes.

Photo 3 - Versants d'éboulis dans le massif du Vignemale (Pyrénées).



Photo 4 - Vastes voiles d'éboulis dans le Valle Hermoso (Andes de Malargüe, Argentine).



Photo 5 - Tablier d'éboulis autour d'une doline d'effondrement : le Pozo de las Animas, Andes de Malargüe (Argentine).



Photos 6 - Cônes d'éboulis en partie couverts, à droite, dans la Vallée de Sales (Haute-Savoie) et, à gauche, au Van d'en Haut (Valais suisse). [clichés : M. GENIER-ROSSET et C. LAMBIEL]

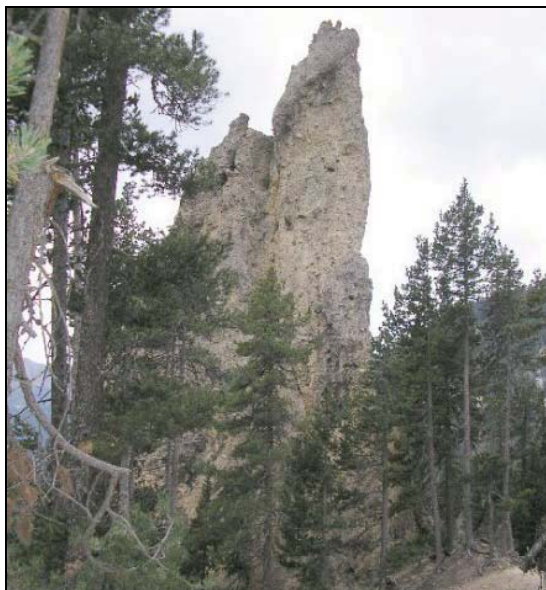


Photo 7 - Une "demoiselle" taillée dans une brèche (éboulis consolidés) en Briançonnais.

la couverture végétale, l'espace disponible pour l'accumulation des dépôts, et le facteur temps. Comme on le voit, le problème est complexe, car les cônes sont tout à la fois des milieux de sédimentation, de remaniement et d'érosion.

- **La pente.** Le profil d'un cône s'apparente le plus souvent à une courbe de type légèrement exponentiel déterminée par les variables suivantes : taille des sédiments, débit et charge véhiculée par les eaux, taux de fourniture en matériaux et morphologie du bassin versant. D'une façon générale, la pente du cône est inversement proportionnelle à la surface et au rayon du cône, et au débit. On observe que les cônes qui présentent une forte proportion de sédiments à granulométrie grossière sont les plus pentus.

Dans le détail, les dépôts torrentiels sont représentés par des matériaux généralement grossiers (blocs, galets, sables) disposés en lentilles juxtaposées et superposées qui montrent des litages obliques en cuillère ("stratification entrecroisée"). Les galets sont souvent émoussés, car ce sont généralement des blocs anguleux d'éboulis qui ont été usés pendant le transport (une dizaine de km suffit). Ils sont inclinés par rapport au sens du courant et se recouvrent en formant des imbrications (comme les tuiles d'un toit). Les grains de sable sont anguleux et mal classés. Les grains de quartz montrent des traces de chocs en "coup d'ongle" et des cassures conchoïdales de forte énergie. Les parties fines constituant la matrice du dépôt sont abondantes.

Des études, dans les Alpes, se sont penchées sur les relations entre, d'une part, la superficie et la pente des cônes de déjection et, d'autre part, les caractéristiques morphométriques des bassins versants (superficie et dénivelée spécifique) ou la typologie des processus torrentiels (transport solide par charriage, laves torrentielles). Elles montrent que la superficie des cônes de déjection est très peu reliée à celle du bassin versant, alors qu'elle dépend fortement de la largeur disponible dans le fond de la vallée principale. La relation entre la dénivelée spécifique du bassin versant et la pente du cône de déjection est mieux définie. Les investigations effectuées permettent, en outre, de mettre en exergue le caractère particulier des cônes de déjection à forte pente, présents à l'exutoire de bassins versants petits et à forte dénivelée, où les transports solides sont en grande partie réalisés sous forme de laves torrentielles.

Les *cônes torrentiels anciens* sont identifiés par des conglomérats à matrice abondante et dont les galets sont plus ou moins imbriqués, à la différence de ceux des dépôts glaciaires et des coulées boueuses, associés à des grès en lentilles constitués de litages entrecroisés. Les parties fines, limons et argiles, peuvent montrer des horizons pédogénétiques : ces sols anciens sont des paléosols.

Au pied d'un relief, les cônes de déjection de torrents voisins peuvent se joindre et contribuer à constituer un *glacis de piémont* continu (cf. *infra*).

### 3 ) Les glacis

Le terme de glacis est issu du latin *glacies* (= glace) dans le sens de : qui glisse. À l'origine, il a surtout été utilisé par les textes d'architecture, notamment ceux relatifs aux châteaux-forts. Le glacis était la partie généralement cimentée et lisse faisant transition entre le pied des murailles d'une place forte et les douves. L'intérêt du glacis était double : non seulement il fortifiait la base des remparts, mais surtout, en cas d'assaut par des échelles, il rendait l'utilisation de ces dernières dangereuse, car elles glissaient facilement sur le plan incliné. La similitude de forme a intéressé les géomorphologues qui l'ont utilisé pour désigner le plan incliné qui raccorde le bas d'un versant à la plaine environnante (Colloque de Tours, 1975). En géomorphologie, ce sont des versants à faible pente qui se développent sur le piémont. Selon la Commission du vocabulaire de géomorphologie (Conseil international de la langue française), un glacis est une "*surface proche d'un plan, à profil concave (1 à 12°), dominé par un système de versants raides*". Le glacis est une forme de relief non structurale qui affecte des roches aussi variées que les granites ou les grès tendres, et on les observe un peu partout et pas seulement en zones arides même, si leur fréquence y est plus grande (J. TRICART, 1970 ; R.U. COOKE et A. WARREN, 1973).

D'après les auteurs, les glacis ont des superficies très variables : de moins de 1 km<sup>2</sup> à plus de 600 km<sup>2</sup> pour les plus grands (désert de Sonora, par exemple). Dans les Andes de Mendoza et de San Juan (Argentine), leur dimension d'amont en aval peut dépasser 30 km. Mais le plus notable est que, contrairement à celui des cônes, le profil longitudinal des glacis est rigoureusement droit ou très légèrement concave. Sa

pente est faiblement inclinée, de quelques degrés (généralement de 0,5 à 10°, mais avec une moyenne de 1 à 3°). Quant aux profils transversaux, ils sont parfois multiconvexes, mais le plus souvent très plats. Les matériaux qui constituent les glacis sont hétérogènes (J. DRESCH, 1972), souvent anguleux, de tailles variées (du bloc aux particules fines), pas ou mal classés. Selon les modalités de leur formation, on distingue :

- Le *glacis d'ablation* (ou *d'érosion*, ou *de dénudation*) sur lequel la roche est mise à nu, ou est semée de débris en cours d'évacuation. Le terme est généralement utilisé pour les surfaces taillées dans des roches tendres. Le glacis d'ablation tranche souvent les roches sédimentaires (argiles, marnes, grès) en contrebas de reliefs structuraux en roches plus cohérentes. Si ce n'est pas le cas (roches dures), les auteurs américains parlent plutôt de *pédiments* (mot anglais = fronton). R.F. HADLEY (1967, p. 83) en donne la définition suivante : "*Les pédiments sont des surfaces d'érosion à faible relief, en partie recouvertes d'un mince manteau d'alluvions, inclinées à partir du pied de masses montagneuses ou d'escarpements dans des environnements arides ou semi arides*". Cependant, dans la littérature anglo-saxonne, le pédiment est assimilé à un glacis typique des morphologies désertiques pouvant parfaitement inclure des produits de sédimentation (A. GOU-DIE, 1994). Souvent ce terme est également utilisé pour désigner un piémont (*cf. infra*), d'où l'introduction d'une certaine confusion. Enfin, comme pour beaucoup de phénomènes quaternaires, on peut observer sur les profils (au travers des granulométries relevées lors des coupes), une nette décroissante de l'activité constructive dans le temps.

- Le *glacis d'accumulation* (ou *alluvial*, ou *d'épandage*). Ici la roche en place et ses irrégularités sont masquées par une épaisseur variable (de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres) de matériaux (alluvions, colluvion, *etc.*). Mais des nuances et des combinaisons peuvent être signalées. Ainsi le *glacis couvert* est-il un glacis d'érosion recouvert ultérieurement par des accumulations de sédiments à la suite d'un changement du système morphogénétique (par exemple à la suite d'un rajeunissement tectonique). Le terme d'origine espagnole *playa* (= plage) désigne la zone aval d'épandage des glacis, là où la pente devient insignifiante, imperceptible. Une *playa* ou un pédiment bien évolués et presque horizontaux prennent le nom de *pédiplaine*. Lorsque la

pente devient nulle, il peut se former un *barreal* (*sebkha*, ou *sebkra*, argilo-limoneuse) où seules les boues de décantation aboutissent et durcissent après évaporation. Cette forme prend des noms variés selon les pays (*takyra* en Russie, *khabra* en Arabie, *qu* en Jordanie, *clay pan* en Australie, *etc.*). Si le fonctionnement hydrologique fait intervenir des remontées temporaires de nappe, la *sebkha* devient fréquemment saline. En Amérique latine, lorsque ces dépressions sont salées, on parle de *salinas* ou de *salares*. Des termes équivalents sont *kavir* en Iran, ou *tsaka* en Mongolie. La littérature sur ces morphologies est abondante, car ce sont des lieux où se forment des minéraux rares, ayant une valeur économique.

- Les *glacis couverts* et *d'ennoyage*. L'idée selon laquelle un pédiment est nu est généralement bien ancrée dans la littérature anglo-saxonne, mais cela est très rare dans la nature. Dans la plupart des cas, on a à faire à un glacis dont la surface est complexe, alternant des affleurements de soubassement et de dépôt. Mais à partir de quelle épaisseur peut-on parler de glacis d'ennoyage ? Si les dépôts sont le plus souvent constitués de pellicules de débris assez ténues (quelques décimètres), il sont parfois très épais (de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres) et ont même développé des sols. Ils sont alors griffés de ravines de ruissellement ou d'écoulement. Dans ce cas, le terme le plus approprié est celui de *glacis couvert*. Si les volumes montagneux ont fourni beaucoup de débris, soit parce qu'ils sont très sensibles à l'érosion (roches gélives, sensibles à la thermoclastie, *etc.*), soit parce qu'ils ont subi une évolution très ancienne, le glacis peut devenir un *glacis d'ennoyage* dont la couverture est très épaisse. Dans les cas extrêmes, le glacis finit par remonter le long du versant et par rejoindre pratiquement les crêtes : la montagne est alors quasiment ensevelie sous ses propres débris. Les profils multiconcaves résultent du recul des versants parallèlement à eux-mêmes et de l'extension à leur base des glacis. La pédiplation semi-aride est donc un mode normal d'aplanissement (R. COQUE, 1962). Les chaînons de la Précordillère andine entre San Juan et Jachal (Argentine) offrent probablement l'une des plus belles panoplies au monde d'exemples de ce type de glacis : certains remontent, sur plus de 1000 m de dénivelé, à plus de 3000 m d'altitude (Photo 8).

Le raccord entre le bas d'un versant et le glacis se fait par une rupture de pente appelée *knick*



Photo 8 - Glacis d'ennoyage de grande ampleur, remontant presque au sommet de la montagne (à plus de 3 500 m) dans les Andes de San Juan (Argentine).

(= genou en allemand) ou angle du piémont. Cet angle peut avoisiner  $90^\circ$ , mais habituellement il est beaucoup plus ouvert (Photo 9). En fait, sur le terrain, l'observation du knick est assez rare, même si la marge amont du glacis est souvent bien démarquée par rapport à la montagne : en plan, elle peut être linéaire, mais lorsque les piémonts dessinent des sortes d'anses ou de baies, avec des raccords progressifs, les américains utilisent le terme d'*embayment*. Le raccord avec le versant se fait généralement de façon concave et la plupart du temps de façon progressive, la courbe venant épouser l'abrupt. Selon que la concavité est courte et fermée, ou à peine marquée, on peut distinguer les *glacis de front* des *glacis de revers* (J. BARRÈRE, 1966). Mais dans l'inventaire descriptif, bien d'autres types apparaissent, avec par exemple :

- les *glacis d'escarpement de faille* pouvant appartenir aux glacis de front lorsque l'escarpement est jeune et actif ou aux glacis de revers si la glacioplation a effacé le tracé de la ligne de faille ;
- les *glacis en structure plissée* (exemple : Castell de Ferro, près d'Almería, en Espagne) à racine convexo-concave ;
- les *glacis en matériaux meubles* très épais (comme celui de Cuchilla de la Cuesta, à Potrerillos, dans les Andes de Mendoza) où la racine est complètement cachée par les débris détritiques ;
- les *glacis de piémont en roches tendres* (Aragon, Mendoza, Anti-Atlas) caractérisés par l'absence de versant au-dessus d'immenses

plans alluviaux. Souvent des lambeaux de glacis résiduels subsistent en position localement culminante. Ces sortes d'"inselbergs" se produisent lorsqu'il y a emboîtement d'un nouveau glacis plus jeune (cas du piémont de Mendoza).

#### 4 ) Les piémonts

Le terme tire son origine de la situation en pied de montagne, bien illustrée par le Piémont italien, au pied des Alpes. Un piémont est un ensemble topographique, dont les dimensions peuvent être considérables (de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres), incliné entre une montagne et une plaine. Développé pour l'essentiel sur des matériaux d'accumulation très épais (notamment des molasses et des poudingues), il comprend l'ensemble des glacis, cônes, talus, plus ou moins juxtaposés ou coalescents, parfois, disséqués en lanières et collines, qui font transition avec la plaine d'érosion. Lorsque cette transition se fait par des surfaces d'aplanissement inscrites dans la roche en place, certains auteurs (G. ADAMS, 1975 ; M. DERRUAU, 1996) utilisent le terme de *piedmont*, afin de marquer la distinction avec le *piémont* d'accumulation.

La présence de la montagne, érigée par orogénèse, implique l'intervention d'une tectonique active. Le piémont est donc avant tout le résultat d'un processus de compensation déclenché et entretenu par la cinématique des orogénèses et de leurs avant-pays (RGPSO, 1984). Le soulèvement orogénique implique une accélération de



Photo 9 - Racines de glacis se raccordant au knick en amont du système, dans les Andes de San Juan (Argentine).

l'érosion, mais aussi la formation d'un bassin subsident de compensation recevant un matériel de comblement. Le poids de celui-ci favorise une subsidence supplémentaire apte à permettre de nouveaux dépôts. La dissymétrie des piémonts est donc à la fois structurelle et fonctionnelle. Mais le piémont est également sous l'emprise des ambiances climatiques régionales.

Un piémont est constitué d'accumulations

détritiques issues de l'érosion de la chaîne de montagnes (Fig. 1). Le transport des débris a été assuré par des cours d'eau et, dans une bien moindre mesure, par le vent. Les matériaux transportés par l'eau ont subi un triage par gravité, du fait de la pente. Les matériaux déposés ont ensuite été plus ou moins altérés. L'érosion linéaire participe à l'évolution du relief, l'incision du réseau hydrographique modelant des paysages de dissection.

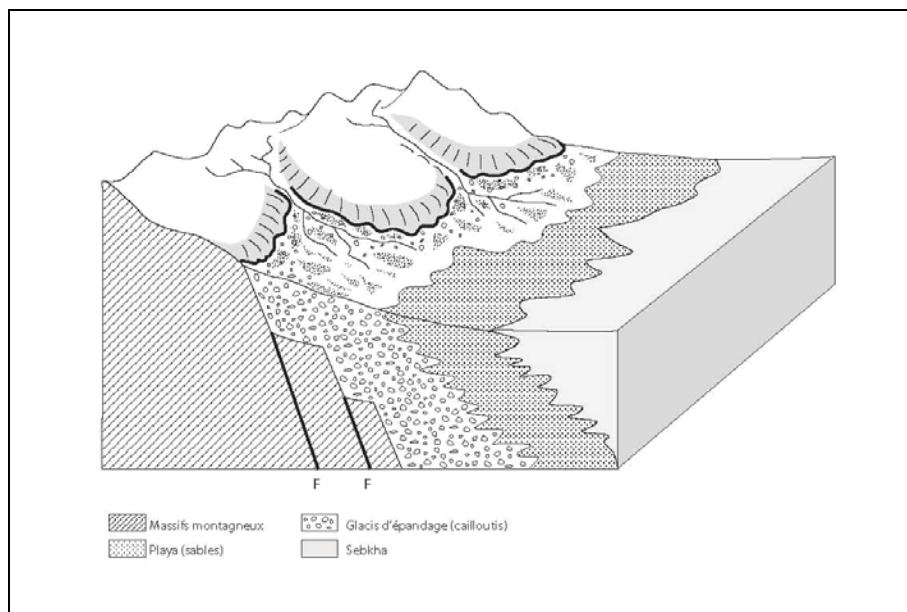


Figure 1 - Schéma d'un piémont classique avec glacis d'épandage, playa et sebkha continentale. La dépression a souvent une origine tectonique.



Un bon exemple est le piémont pyrénéen du versant français, composé de débris post-orogéniques accumulés après l'élévation des Pyrénées. En Béarn, au delà de la vallée d'Aspe et jusqu'en Bigorre, se sont accumulées des molasses mio-pliocènes, qui ont été sculptées ultérieurement en collines, croupes, mamelons et vallées. Dans tout ce secteur, des calcaires (marins et le plus souvent lacustres) sont intercalés au sein des molasses, ce qui renforce l'assise du piémont. Enfin, en Chalosse et en Armagnac, des sables fauves (continentaux et marins) terminent le piémont pour laisser place au plateau landais.

### III - LES PROCESSUS GÉNÉTIQUES ET LES DYNAMIQUES ÉVOLUTIVES

Les cônes, les glaciers et les piémonts doivent être considérés comme des formes azonales (ne dépendant pas typiquement d'une zone climatique), car on les trouve sous toutes les latitudes. Cependant il est patent qu'il existe une relation privilégiée avec le climat. Celui-ci est un facteur important de la fourniture de matériaux par les montagnes, à travers les processus d'altération, notamment mécaniques, qui permettent la fragmentation des roches.

Dans les milieux désertiques ou semi-désertiques, le processus le plus évident est la thermoclastie. L'effet des énormes écarts de température (souvent plus de 70°C) est renforcé par les différences de coloration des roches. La thermoclastie engendre quantité de produits de desquamation, esquilles, débris, écailles, grains, plaques, *etc.*, qui sont ensuite mis à disposition des écoulements.

La cryoclastie intervient également, notamment en altitude et dans les hautes latitudes, pour peu qu'un peu d'eau (rosée ou pluie) soit disponible. De fait, les glaciers sont très fréquents dans les environnements périglaciaires (exemple du Spitzberg).

Enfin, il ne faut pas négliger le rôle de l'haloclastie (la *Salzsprengung* des auteurs allemands), notamment à proximité des littoraux mais aussi des régions volcaniques où les sels remaniés sont nombreux (formation des sebkhas). Le vent peut charrier des poussières salées qui se déposent dans les fissures. Là le sel cristallise et gonfle en absorbant l'humidité, d'où une action mécanique comparable à celle de la gélifraction.

Bien entendu, ces processus jouent à titre divers, et selon une importance inégale, en fonction du domaine climatique et de facteurs locaux. Si la cryoclastie joue un rôle fondamental dans la genèse des cônes d'éboulis des zones froides et tempérées, et si la thermoclastie est dominante en zone sous climat glaciaire ou périglaciaire, l'altération chimique est très efficace en zone tropicale. De plus, leur action peut s'être exercée dans le passé dans des conditions différentes (relief, climat...) et avoir laissé des héritages.

#### 1) La genèse des cônes de déjection

Les variations du débit et de la charge du cours d'eau seraient les principaux facteurs explicatifs de la construction des cônes de déjection. Les écoulements habituels conduisent peu à peu à une aggradation, par perte de compétence brutale lorsqu'au sortir de la montagne la pente devient faible. Le cours d'eau dépose alors les matériaux qu'il transporte, en commençant par les plus lourds. Ce tri sélectif, bien observable sur le terrain, est l'une des caractéristiques essentielles des cônes de déjection.

Par contre, les écoulements brutaux, plus rares mais beaucoup plus efficaces, permettent le creusement, notamment en fin de crue lorsque le plus gros de la charge a été exporté. En effet, lors de tels épisodes, les matériaux disponibles pour l'érosion en amont du cône sont rapidement évacués. Dans ces conditions, si la crue persiste, le débit restant fort, mais les eaux étant moins chargées, des actions d'ablation peuvent se produire sur le cône.

Une notion importante se dégage de l'observation de la morphologie des cônes alluviaux : celle du point d'inflexion. Celui-ci est le point à partir duquel le profil de concave à l'amont (chenal) devient convexe (cône). À partir de ce point, l'eau se répartit dans des chenaux divergeant le long de génératrices et perd donc de sa force érosive.

Bien sûr, d'autres paramètres viennent interférer, comme la tectonique qui permet de remarquables emboîtements de formes puisque le niveau de base relatif est modifié. Les exemples des Andes de Mendoza et de San Juan (G. VIERS, 1963, 1964), de l'Anti-Atlas marocain ou des Rocheuses sont particulièrement illustratifs. Les variations climatiques, jouant sur les précipitations et la végétation, interviennent également.

De ce paragraphe, on peut retenir les conclusions suivantes :

- les alternances de dépôt et de creusement sont fréquentes (sinon la règle) sur les cônes de déjection ;
- les explications ne sont pas uniques mais multiples, en fonction des lieux et du temps ;
- enfin, les âges des cônes sont très variés : les plus anciens peuvent remonter au Tertiaire (voire plus) et les plus jeunes à quelques années.

## 2 ) Le développement des cônes de déjection composites

Les cônes simples isolés ne sont pas aussi fréquents qu'on pourrait le supposer, même dans les régions arides et subarides ; en fait, la coalescence est souvent la règle.

Le plus souvent, la zone de piémont est composée de cônes composites complexes, d'âges différents. L'identification d'un cône alluvial peut être appréhendée par les paramètres suivants : sa position topographique (les plus jeunes surmontent les plus anciens), le réseau de drainage

(recoupements), la profondeur de l'incision, les caractères des sols (profils plus ou moins différenciés, troncatures, encroûtements, altération des matériaux, *etc.*, ce qui donne une idée de l'ancienneté), la couverture végétale (qui renseigne également sur l'ancienneté). Il est en outre possible de recourir aux méthodes de datation absolue.

Le scénario le plus classique est le suivant (Fig. 2) :

- 1 / un cône unique apparaît, puis il commence à être sur-creusé au niveau de l'apex si bien que les dépôts se développent plus en aval ;
- 2 / des cônes secondaires se construisent, soit sur les côtés du précédent (en cas de dépôt excessif), soit en aval, emboîtés dans les espaces érodés ;
- 3 / les premiers cônes peuvent à leur tour être repris par l'érosion et générer de petits cônes, *etc.* Ce faisant, pendant toutes les phases de cette évolution, l'ensemble du cône composite a tendance à s'étendre et cela d'autant plus rapidement que les processus (érosion, sédimentation) sont actifs.

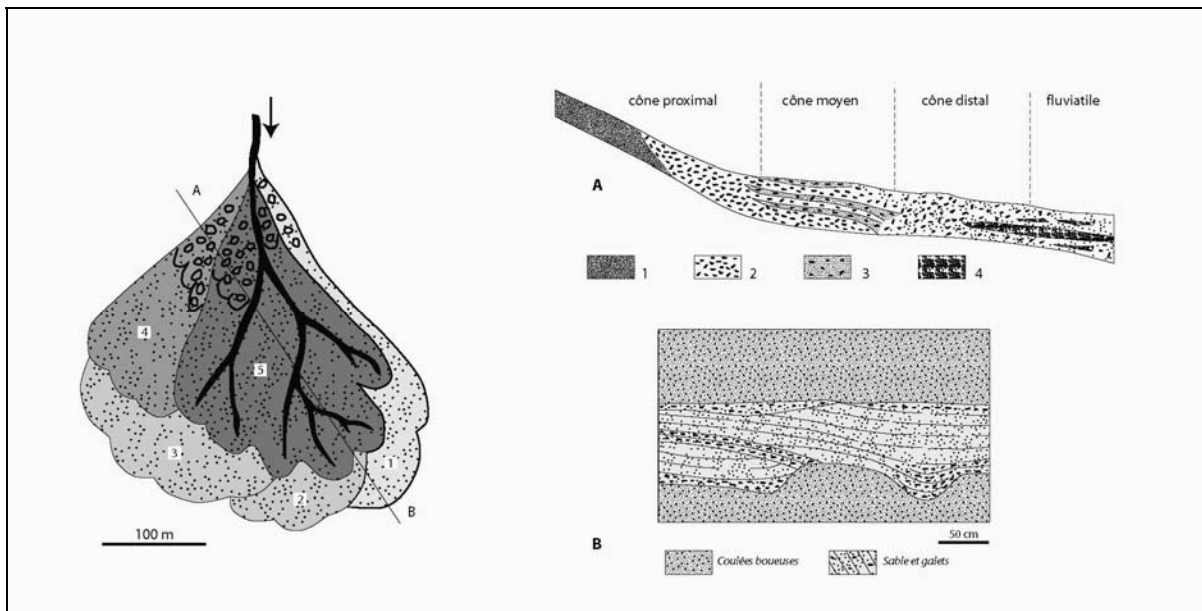


Figure 2 - Formation et structure d'un cône de déjection torrentiel.

Les chiffres désignent les lobes successifs, du plus ancien (1) au plus récent (5).

A : coupe longitudinale simplifiée dans un cône de déjection torrentiel. 1 : coulées boueuses.

2 : galets. 3 : sables et graviers. 4 : limons. B : détail.

Bien entendu, ce scénario a pu se répéter à plusieurs époques et par delà un air de famille, les différents cônes peuvent avoir des âges très

variés, s'échelonnant depuis le Quaternaire ancien (voire le Tertiaire) jusqu'à la période actuelle.

### 3 ) La formation des glacis

Rappelons que tout transit de débris, étant donné qu'il se fait toujours dans le même sens (d'amont en aval), atténue la pente et crée un glacis tant que l'incision ne détruit pas la forme qui tend à se modeler.

L'examen des glacis montre que les matériaux de recouvrement ont des origines diverses : épandages de crue d'oueds aux bras divergents, épandages de débris de versant, dallage de débris provenant de la désagrégation *in situ* de la roche et dont le calibre dépasse la compétence des écoulements, regs développés à partir de sols anciens, encroûtements, apports éoliens, *etc.* Quelques faits d'observation permettent de poser les jalons d'une explication cohérente :

- les surfaces sont regradées au fur et à mesure qu'elles s'étendent ;
- le rôle de l'écoulement en nappe est fondamental, tant pour la regradation que pour le transport des sédiments ;
- la transition entre un versant raide et un versant doux se fait sans qu'il y ait dépôt au niveau de la ligne de démarcation ;
- les sédiments sont transportés tout au long du glacis jusqu'à la zone de dépôt final, loin en aval.

En fait, la compréhension des processus présidant à la formation des glacis vient de l'examen des sédiments et de l'observation directe de l'écoulement en nappe. Les nombreuses coupes que nous avons pu observer à travers les glacis de différents continents conduisent toutes à une même série de remarques :

- Les sédiments sont d'une très grande hétérogénéité, leur granulométrie allant des éléments les plus fins (boues, limons et argile) à des blocs de plusieurs tonnes (rares). Ces matériaux traduisent leurs lieux d'origine mais sont associés, entremêlés et sans tri visible. Une analyse statistique des caractères granulométriques des dépôts montre cependant une diminution en taille de l'amont vers l'aval. Tout cela indique que ce sont les écoulements en nappe, sous forme de laves torrentielles ou de coulées boueuses, qui sont les agents principaux de l'élaboration des glacis, car aucun autre processus n'est susceptible d'expliquer la présence de gros blocs pris dans une matrice de matériaux divers, à plusieurs kilomètres en aval du *knick*, sur tout le front d'un glacis et sans présence visible de cours d'eau. La diminution des écou-

lements et donc de leur compétence vers l'aval provoque l'alluvionnement et la formation de petits chenaux. Alors seulement l'eau a tendance à n'entraîner que les sédiments les plus fins. Par ailleurs, la présence à la surface des glacis de petits chenaux, le plus souvent anastomosés, prouve que des écoulements concentrés peuvent parfois se produire, au moins momentanément.

- Depuis la description faite par W.J. MAC GEE (1897) de l'écoulement en nappe (*sheet-flood*) dans le Sonora (Californie), d'autres auteurs (W.M. DAVIS, 1938 ; *etc.*) ont souligné que ce processus était l'agent principal du développement du glacis. Nous faisons partie de ceux ayant été (à deux reprises) témoins du phénomène. La première fois ce fut sur les glacis de Mendoza (Argentine) où, à la suite d'un violent orage, se produisit un écoulement généralisé sur le glacis de Las Heras (avril 1968), sous forme de nappes turbulentes et de coulées boueuses. Une fois le soleil revenu, le spectacle des vignes complètement ensevelies donnait l'épaisseur des matériaux déposés en l'espace de deux heures : 1,0 à 1,5 m selon les endroits. Le dégagement d'une coupe nous a permis de constater que les sédiments étaient constitués d'éléments plus ou moins grossiers emballés dans une abondante matrice boueuse. D'après nos collègues argentins, le phénomène s'est reproduit avec une ampleur plus grande encore le 4 janvier 1970. La seconde fois, ce fut en 1979 sur une playa conduisant à la sebkha d'Ihotry (J.N. SALOMON, 1987). Ici, pendant deux heures, notre véhicule fut arrêté par un écoulement en nappe, transportant essentiellement des sables et quelques gravillons, le tout sur une pente très faible (1 à 3°). La lame d'eau chargée de sédiments ne dépassait pas 10 cm d'épaisseur mais s'étendait sur un front de plusieurs kilomètres. Si le phénomène est extrêmement rare, son efficacité est considérable, aussi la succession de nappes d'écoulements surchargées en alluvions construit-elle peu à peu le glacis. Mais la question de savoir s'il est capable de créer la surface ou bien si celle-ci est nécessaire à l'écoulement en nappe reste posée. Toutefois il est évident que l'évolution du glacis est en relation avec les systèmes d'écoulement en lacis de chenaux peu imprimés : ces derniers assurent la redistribution des matériaux par une sorte de balayage latéral qui entretient la planation.
- L'altération et les processus chimiques peuvent également jouer un rôle, mais à notre avis plus secondaire, sauf dans le cas des pédiments, car

dans ce cas les activités de planation supposent un ameublissement préalable du soubassement.

- Le rôle de la tectonique est lui-aussi important (failles, blocs basculés et emboitements, *cf. infra*) et les glacis associés à des failles sont, semble-t-il, les plus pentus. L'efficacité érosive signalée ci-dessus peut en effet varier non seulement en raison des modifications climatiques mais aussi de l'instabilité tectonique. Par exemple, lorsque des glacis sont soulevés et par là même déconnectés du système fonctionnel, ils ne sont plus régénérés : ils subissent à leur tour les effets de l'érosion et leurs matériaux viennent alimenter la formation d'un nouveau glacis emboîté en contrebas. Ainsi, à Mendoza, la "Formation Mogotes", rapportée au Pliocène, ne représente-t-elle que les vestiges d'un ancien piémont aujourd'hui disséqué par de multiples ravines et dont les matériaux contribuent à l'alimentation des glacis plus jeunes et emboîtés. Si d'une façon générale les matériaux de couverture ne forment qu'une mince pellicule, la mosaïque constituée par les dépôts sur la roche en place résulte en partie du fait qu'une partie du matériel est en transit sur la surface et qu'une autre est héritée de couvertures plus anciennes.

Au total, la genèse des glacis relève d'une combinaison de ruissellements diffus et/ou concentrés (en alternance) aboutissant soit à un dépôt de matériaux, soit à leur planation et, de façon concomitante ou ultérieure, à une crypto-altération.

#### 4 ) Les emboîtements et les étagements

Souvent les glacis sont emboîtés, les plus récents se développant aux dépens des plus anciens. Ces derniers ne subsistent plus que sous formes de buttes témoins ou de replats accrochés aux bas des versants. On en compte parfois plusieurs générations : 2 ou 3 dans les Andes argentines et jusqu'à 4 ou 5 en Afrique du Nord. Généralement la cause est tectonique ou néotectonique (soulèvement ou effondrement), car chaque rejeu affecte l'ensemble du glacis correspondant à un niveau de base local (généralement la sebkha ou la pédiplaine) de telle sorte qu'un nouveau système se cale sur les nouvelles conditions. Les preuves de l'intervention de la tectonique sont évidentes pour les glacis de la région de Mendoza (G. VIERS, 1963 ; 1964) et de San Juan (Argentine), car ceux-ci ont été souvent consolidés et basculés

comme l'indique la disposition des litages. C'est le cas également des glacis d'érosion étagés de l'Atlas atlantique au Maroc (A. WEISROCK, 1975).

Toutefois d'autres causes peuvent exister, telles des affaissements par subsidence ou flexure comme c'est le cas dans les Basin Ranges (E-U). Les variations paléoclimatiques peuvent aboutir à des résultats comparables : en Afrique du Nord, on a pu démontrer que les périodes humides ont été favorables à la planation par érosion latérale. Pourtant une période humide semble *a priori* propice, grâce à la puissance des débits, à l'érosion linéaire et aux encaissements, et elle permet en outre le développement d'une végétation fixatrice... *A contrario*, le creusement est parfois favorisé en période sèche par la déflation des débris fins d'épandage terminal. Bref, on ne saurait réduire l'explication à un seul schéma simpliste, mais la plupart du temps l'analyse de terrain permet de lever les ambiguïtés.

Enfin, on retiendra que, d'une façon générale, la genèse des glacis suppose des écoulements efficaces, c'est-à-dire des conditions climatiques relativement humides, mais pas trop car sinon les couvertures végétales se développeraient, inhibant le déplacement des matériaux. Ce n'est pas un hasard si les glacis les plus nombreux et les plus étendus se rencontrent dans les régions à dominance de sécheresse, mais en des lieux où se produisent de temps à autres de violents orages (l'essentiel du travail est un transit aréolaire rapide). Les piémonts des hautes chaînes sont des milieux propices (pluies orographiques, pentes fortes, gel, thermoclastie, contrastes saisonniers). Dans ces conditions arides ou subarides, les glacis sont proches de l'équilibre et apparaissent de façon très visible.

Quant aux piémonts, leur genèse dépend tout à la fois d'un contexte climatique et de l'activité tectonique, ce qui est illustré par les emboîtements. L'ensemble fonctionne en "système", celui-ci étant à son tour une composante d'un système plus vaste incluant la montagne en amont et un niveau de base en plaine. En effet, chaque façade montagneuse est caractérisée par des critères cinématiques d'ensemble : tectoniques, gravitaires, géochimiques, intégrant directement les effets climatiques se produisant dans le temps. Bref, la nature et les modelés des piémonts dépendent directement de l'histoire morpho-tectonique et climatique des massifs qui les dominent.

#### IV - LES SOURCES DE CONFUSION

La géomorphologie de ces formes se caractérise par une terminologie souvent d'origine vernaculaire ou scientifique dont la diversité est devenue source de confusion (exemples : *raña*, *sheet-flood*, *coroña*, *glacis*, *etc.*). Certes, la souplesse et l'efficacité conjoncturelle de ce vocabulaire permet de rendre compte des situations réelles et locales, souvent complexes, mais aussi souvent exceptionnelles. Or beaucoup d'autres formes (également exceptionnelles) n'y trouvent pas leur place...

En pratique, piémonts, glacis et cônes de déjection, loin de s'exclure les uns des autres, sont en fait étroitement corrélés, la différence essentielle étant que les premiers sont surtout des milieux d'érosion et de transport, tandis que les derniers sont essentiellement des milieux de dépôt.

Sur le terrain, la classification effectuée ci-dessus peut être mise à mal dans un certain nombre de cas, ceux où les différentes formes interfèrent : coalescences, confluences, intersections. De bons exemples sont les *cônes-terrasses* (Photo 10) ou les *glacis-terrasses*.

Dans le premier cas, il est fréquent d'observer, dans les coupes des terrasses des lits principaux, des alternances de sédimentation hétérogènes (par exemple galets roulés et/ou

anguleux, granulométries très variées, *etc.*). Une observation attentive montre que ces hétérogénéités ne se poursuivent que sur quelques dizaines ou centaines de mètres. L'explication en est simple : tantôt l'écoulement du cours d'eau principal est dominant et les dépôts s'effectuent le long de l'axe alluvial (construction d'une terrasse), tantôt c'est un affluent qui fournit le matériel et impose sa sédimentation en front de cône de déjection. La couleur des matériaux, lorsqu'elle diffère en fonction de la zone d'origine dans le bassin versant, permet de mettre en évidence ce type de fonctionnement (Fig. 3).

Dans le second cas, lorsque le glacis arrive dans ses parties les plus aval et que celles-ci sont entaillées par un cours d'eau, il devient extrêmement difficile de déceler l'origine des matériaux. Les uns ont été charriés par le cours d'eau (terrasse classique) tandis que les autres sont venus se mêler aux précédents en cheminant le long du glacis. Les pentes étant très faibles et le mélange des matériaux poussé, il n'est plus possible de distinguer les deux formes. C'est pourquoi nous nommons ces secteurs des *glacis-terrasses*. De bons exemples se trouvent le long des larges oueds du Sud de Madagascar, ou encore dans le bassin de Sangüesa (aux limites de l'Aragon et de la Navarre), où ils sont bien apparents. Lorsque les vallées sont étroites et encaissées, ils sont généralement absents. L'examen des raccords, combiné à celui du matériel sédimentaire, permet à coup sûr d'identifier la forme.



Photo 10 - Cône de déjection alluvial venant coiffer une terrasse fluviale, soulignant les apports latéraux d'un oued affluent (Valle de Calingasta, Andes argentines).

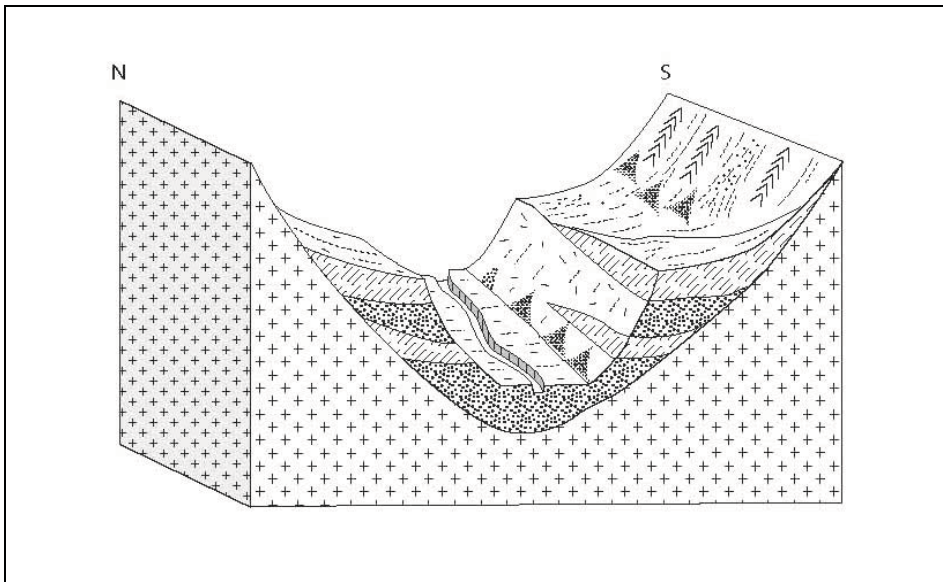


Figure 3 - Emboîtements successifs d'apport latéraux (cônes) et longitudinaux (terrasses) sur le rio Mendoza (Argentine).

En fait, bien des problèmes posés aux géomorphologues peuvent être résolus par l'examen attentif des sols et des dépôts. Pourtant, de façon surprenante, une faible attention a été accordée aux profils pédologiques de même qu'aux dépôts corrélatifs piégés dans les dépressions ou ravins colmatés. Or ces archives sédimentaires racontent l'histoire paléoenvironnementale de façon relativement précise, d'autant que de nos jours nous disposons de moyens de datation performants (téphrochronologie dans les Andes, âges des ciments carbonatés pour les encroûtements, détermination des tronçatures, palynologie, macrorestes, *etc.*) permettant de caler les événements.

## V - CONCLUSION

L'étude de ces formes d'accumulation est intéressante à plus d'un titre. Les géomorphologues y ont consacré beaucoup de temps, mais faute d'informations suffisantes sur les processus en jeu (des mesures !) et du fait qu'ils se sont focalisés sur quelques cas locaux ou régionaux à

partir desquels ils ont eu tendance à généraliser, la connaissance n'a que peu progressé. On doit en particulier regretter qu'une opinion fréquemment admise fasse des glacis des héritages de paléopériodes, alors que certains sont fonctionnels (dans les Andes, en Iran, en Chine, *etc.*).

Par ailleurs, dans les pays arides et semi-arides, les écoulements sont rares et l'eau est précieuse. Or beaucoup de piémonts abritent des aquifères importants. C'est le cas sur le piémont andin argentin, où les oasis de Mendoza, de San Juan et de Tucuman sont peuplées de plusieurs centaines de milliers d'habitants.

Les écoulements de surface sont par ailleurs imprévisibles et brutaux et posent de très sérieux problèmes de risques pour les urbanisations établies et en cours. Il en est de même pour les transports (routes, chemin de fer, oléoducs...), les ouvrages d'art, les aménagements divers (canalisations...) (M.C. PRAT, 1998). La bonne compréhension du fonctionnement de ces systèmes aurait dans bien des cas évité de coûteuses erreurs d'aménagement.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADAMS G., sous la direction de (1975) - *Planation surfaces: penepains, pediplains and etchplains*. Benchmark papers in geology, vol. 22, HUTCHINSON & ROSS Inc.,

Stroudsburg, Pennsylvania, 476 p. + annexes.

BARRÈRE P. (1966) - La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de

- Sabinanigo (Haut Aragon). *Bull. AFEQ*, n° 2, p. 83-93.
- Colloque de Tours (1975) - *Géomorphologie des glacis*. Colloque de l'Université de Tours (1974), sous la direction de B. BOMER, 143 p.
- COQUE R. (1962) - *La Tunisie présaharienne*. Édit. A. COLIN, Paris, 476 p.
- COOKE R.U. et WARREN A. (1973) - *Geomorphology in deserts*. University of California Press, Berkeley, 394 p.
- DAVIS W.M. (1938) - Sheetfloods and Streamfloods. *Bull. geol. Soc. Am.*, vol. XLIX, p. 1337-1416.
- DERRUAU M. (1996) - *Composantes et concepts de la géographie physique*. Édit. A. COLIN, Paris, 254 p.
- DRESCH J. (1972) - Quelques réflexions sur les "glacis". Confusions et précisions. In : *La pensée géographique contemporaine*, Mélanges P. MEYNIER, p. 299-304.
- FRANCOU B. (1988) - *L'ébouilisation en haute montagne, Andes et Alpes, six contributions à l'étude du système corniche-éboulis en milieu périglaciaire*. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 696 p.
- FRANCOU B. (1989) - La stratogénèse des formations de pente soumises à l'action du gel. *Bull. AFEQ*, vol. 40, n° 4, p. 185-200.
- FRANCOU B. (1991) - Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 2, n° 3, p. 175-186.
- GOUDIE A., sous la direction de (1994) - *The encyclopedic dictionary of physical geography*. Édit. BLACKWELL, deuxième édition, 544 p.
- HADLEY R.F. (1967) - Pediments and pediment forming processes. *Journal of Geological Education*, vol. 15, p. 83-89.
- MAC GEE W.J. (1897) - Sheetflood erosion. *Bull. geol. Soc. Am.*, vol. VIII, p. 87-112.
- MARCHI L. et BROCHOT S. (2000) - Les cônes de déjection torrentiels dans les Alpes françaises : morphométrie et processus de transport solide torrentiel. *Rev. Géogr. Alpine*, vol. 88, n°3, p. 22-38.
- PRAT M.C. (1998) - Torrentialité et risques naturels dans les Andes du Nord-Ouest argentin (Bassin versant du rio Grande de Jujuy, Quebrada de Humajuaca). *Travaux du L.G.P.A.*, Inst. Géogr. Univ. Bordeaux 3, n° 16, p. 65-84.
- RGPSO (1984) - *Montagnes et Piémonts*. Colloque de géomorphologie sur les relations entre montagnes récentes et leurs piémonts, Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, hors série, 466 p.
- TRICART J. (1970) - *Le modelé des régions sèches*. Édit. SEDES, Paris, 473 p.
- VIERS G. (1963) - Le piémont semi-aride disloqué de Mendoza. *Rev. Géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, vol. XXXIV, n° 2, p. 89-114.
- VIERS G. (1964) - La dépression de Potrerillos, dans les Andes de Mendoza. *Annales de Géographie*, n° 395, p. 21-45.
- WEISROCK A. (1975) - Les glacis d'érosion étagés en roche tendre des bordures de l'Atlas atlantique marocain et leurs enseignements. In : *Géomorphologie des glacis*, Colloque scientifique de l'Université de Tours (1974), p. 85-103.