

**UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE
U.F.R DE GEOGRAPHIE ET AMENAGEMENT**

N° attribué par le bibliothèque

THESE
Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE LILLE I

Thèse de Géographie Physique présentée et soutenue publiquement
par **ALBERT COLAS**
Le 20 décembre 2000

RECHERCHES
GEOMORPHOLOGIQUES
EN VALLOUISE
(HAUTES-ALPES, FRANCE)



Directeur de Thèse : R. LHENAFF, Professeur émérite à l'Université de Savoie

Membres du jury :

Y. BATTIAU-QUENEY, Professeur à l'Université de Lille I

C. KERGOMARD, Professeur à l'Université de Lille I

R. LHENAFF, Professeur émérite à l'Université de Savoie : Directeur

A. MARRE, Professeur à l'Université de Reims : Rapporteur

H. VAN STEIJN, Professeur à l'Université d'Utrecht (Pays-Bas) : Rapporteur

REMERCIEMENTS

Je tiens avant toute chose à remercier vivement les personnes qui, par leurs conseils et leur aide morale ou matérielle, m'ont permis de mener ce travail à son terme.

Monsieur le Professeur R. LHENAFF qui m'a fait l'honneur de diriger efficacement cette recherche. Il a su dès notre premier contact, alors qu'étudiant en première année de Géographie j'ignorais tout de sa discipline, me transmettre sa passion pour la Géomorphologie. Par la suite, il a contribué à ma formation théorique en particulier lors de la préparation à l'Agrégation. Enfin, c'est lui qui m'a fait découvrir les réalités du terrain et enseigné les clés de la lecture du paysage. Ce travail est le fruit de ses enseignements, qu'il l'accepte comme l'expression de mes plus sincères remerciements.

Madame et Messieurs les Professeurs M. Evin, P. Gabert et C. Kergomard, Messieurs les Maîtres de conférences A. Assier et P. Lahousse, qui ont accepté de m'accompagner sur le terrain où leurs observations et conseils m'ont permis de résoudre des problèmes délicats. Je les remercie également pour les documents qu'ils m'ont conseillés ou transmis ainsi que pour leurs encouragements à la poursuite de cet ouvrage.

Messieurs les Professeurs L. Reynaud,, M. Jorda et H. Van Steijn qui m'ont transmis des documents inédits ou d'accès difficile.

J.P. et S. Oudin du cabinet paysagiste Openfield pour leur importante assistance matérielle et technique sans laquelle les travaux de M.N.T. n'auraient pu être réalisés.

Monsieur M. Chaud, directeur de la Maison du Parc de Vallouise, Messieurs Pic et Meignien du R.T.M. des Hautes-Alpes qui m'ont ouvert leurs archives et apporté des renseignements inédits de première importance.

Tous les membres de l'équipe doctorale de Géographie physique qui, par leurs enseignements, nous ont fait découvrir la recherche scientifique.

Mes collègues de l'université Paul Valéry et Madame N. Cunat de l'université de Lille1 pour leur soutien matériel et moral.

SOMMAIRE

| | |
|--|------------|
| Remerciements | 2 |
| Sommaire | 3 |
| Introduction..... | 4 |
| <i>première partie : le cadre morpho-structural</i> | <i>11</i> |
| Chapitre 1 : La formation du substratum rocheux..... | 12 |
| Chapitre 2 : Deux grands domaines structuraux..... | 18 |
| Chapitre 3 - Les modelés de la Vallouise | 38 |
| <i>Deuxième partie : le cadre de l'étude géomorphologique.....</i> | <i>68</i> |
| Chapitre 4 - Le contexte bio-climatique actuel | 69 |
| Chapitre 5 – Méthode d'analyse géomorphologique..... | 99 |
| <i>Troisième partie : la dynamique glaciaire et périglaciaire</i> | <i>117</i> |
| Chapitre 6 – Le retrait glaciaire et les formes d'accumulation..... | 118 |
| Chapitre 7 – Processus et formes périglaciaires..... | 151 |
| <i>Quatrième partie : Les aléas naturels géomorphologiques et hydrologiques</i> | <i>180</i> |
| Chapitre 8 - Les principaux aléas | 181 |
| Chapitre 9 – Cartographie et prévision des aléas naturels..... | 207 |
| Conclusion générale | 223 |
| <i>Annexe 1 : Les glaciers de la Vallouise</i> | <i>224</i> |
| <i>Annexe 2 : Les aléas naturels de la Vallouise</i> | <i>229</i> |
| bibliographie..... | 240 |
| Index des noms de lieux | 279 |
| Table des figures..... | 282 |
| Table des photographies | 284 |
| Table des tableaux..... | 285 |
| Table des matières..... | 286 |
| English abstract..... | 291 |

INTRODUCTION

1 - LES OBJECTIFS DES RECHERCHES :

Qualitative ou quantitative, il n'est pas d'autre géomorphologie concevable que dynamique.

Claude KLEIN (1993)

Les excellents enseignements que j'ai eu l'occasion de suivre à l'Université des Sciences et Technologies de Lille 1 m'ont conduit à m'intéresser à la dynamique des versants et aux risques naturels associés, qui sont des thèmes privilégiés du laboratoire de Géomorphologie et d'étude du Quaternaire. C'est donc à ces questions qu'étaient consacrés mes premiers travaux en Vallouise effectués dans le cadre du D.E.A "analyse géographique du milieu physique, ressources et risques naturels".

L'étude de la mobilité des versants et des aléas naturels reste la problématique centrale de cet ouvrage qui est donc avant tout un travail de Géomorphologie dynamique. Cette approche s'inscrit dans une double échelle temporelle. En montagne, les processus d'érosion sont perceptibles à l'échelle de l'observation humaine et même de l'instant pour les risques naturels. Cependant, la dynamique actuelle est si étroitement liée au héritages que son étude doit prendre en compte l'évolution du paysage morphologique depuis le dernier optimum glaciaire.

Lors de mes premiers travaux, j'ai eu la surprise de constater à quel point une région alpestre, pourtant si souvent citée dans des ouvrages les plus divers, était en grande partie méconnue. Il m'est donc apparu nécessaire de combler en partie les lacunes bibliographiques en présentant les paysages géomorphologiques de cette région. Il s'agit donc également d'un ouvrage de synthèse géomorphologique régionale dans laquelle on insistera particulièrement sur l'organisation spatiale des paysages naturels et leurs relations avec la morphodynamique.

Dès mes premiers contacts avec le terrain, j'ai pu mesurer tout l'intérêt des méthodes qui m'avaient été enseignées, en particulier la cartographie géomorphologique à grande échelle (1/10000). Son élaboration pour l'ensemble de la région paraît longue et délicate mais elle reste indispensable à la détection et l'analyse des mouvements de terrain. En outre, transcrivant parfaitement la lecture du paysage, elle favorise la perception du contexte géographique global sans laquelle toute démarche scientifique serait vaine. Cet outil s'est donc avéré particulièrement adapté à ma démarche dont il est resté la base méthodologique. L'extension de la zone étudiée à l'ensemble de la Vallouise a cependant nécessité l'utilisation simultanée d'autres moyens d'investigation, photo-interprétation et enquête historique en particulier, de manière à permettre le passage à une carte des aléas et à affiner l'étude des cas particuliers.

Cette démarche régionale et naturaliste surprendra probablement bien des lecteurs habitués, en ces années 90, à des problématiques géographiques beaucoup plus pointues ; elle correspond cependant à un choix délibéré qui fait suite à une longue réflexion sur les fondements de la Géographie. Ces dernières années, de nombreux travaux s'inscrivent dans

une démarche quantitative appuyée sur de nombreux sondages, datations, mesures et modèles mathématiques alors que "Avoir une vision d'ensemble sur cet espace encore largement naturel est devenu difficile et n'est plus dans l'air du temps" (FRANCOU B., 1993). Il n'est bien entendu pas question de dénigrer l'intérêt de ces travaux, qui ont permis d'enrichir considérablement la connaissance géomorphologique et de confirmer la place de la Géographie physique parmi les sciences ; pas plus que de revenir aux conceptions purement descriptives des Géographes explorateurs du XIX^e siècle. Par contre, j'ai tenté comme G. SOUTADE (1980) d'"appliquer la "vieille méthode naturaliste" en l'érigéant en système cohérent dans le cadre géographique choisi" en considérant que les études quantitatives "doivent simplement venir en leur temps".

2 – LE CHOIX DE L'AIRE D'ETUDE :

La Vallouise... un nom qui chante, des couleurs qui vibrent sous le soleil haut-alpin, des mélèzes, des torrents, des rocs, des glaciers, et, dans la vallée, des hommes qui peinent...

André GEORGES. (1987)

Par ces quelques mots, destinés à la préface du livre de Suzanne GOFFIN *La Vallouise*, André GEORGES ne pensait sans doute pas aussi bien résumer tout l'intérêt de la Vallouise pour le géomorphologue.

L'extrême variété de ses paysages naturels, liée autant à l'altitude qu'à la géologie, en fait un terrain de choix pour le géomorphologue structuraliste. L'intensité des processus d'érosion, exacerbés par les caprices d'un climat ensoleillé mais rude, motive l'étude géomorphodynamique. Enfin, la présence de l'homme, sur lequel la nature reprend parfois ses droits, justifie pleinement l'étude des aléas naturels. Si l'on ajoute la splendeur du paysage, on comprendra aisément que c'est avec un grand plaisir que j'ai étudié cette région d'autant plus que des recherches comparables engagées dans les régions voisines permettent d'envisager d'intéressantes comparaisons.

2.1 - UNE REGION DE HAUTE MONTAGNE ORIGINALE ET BIEN DELIMITEE

Vue de L'Argentière-la-Bessée, la Vallouise ne semble pas différente des autres vallées de la rive droite de la Durance qui se terminent en "bout-du-monde" sur le massif du Pelvoux. Mais, en remontant la Gyronde, on découvre une vaste région aux paysages variés qui, cernée par de hautes crêtes escarpées, forme un quadrilatère grossier de 231 km². (Figure1)

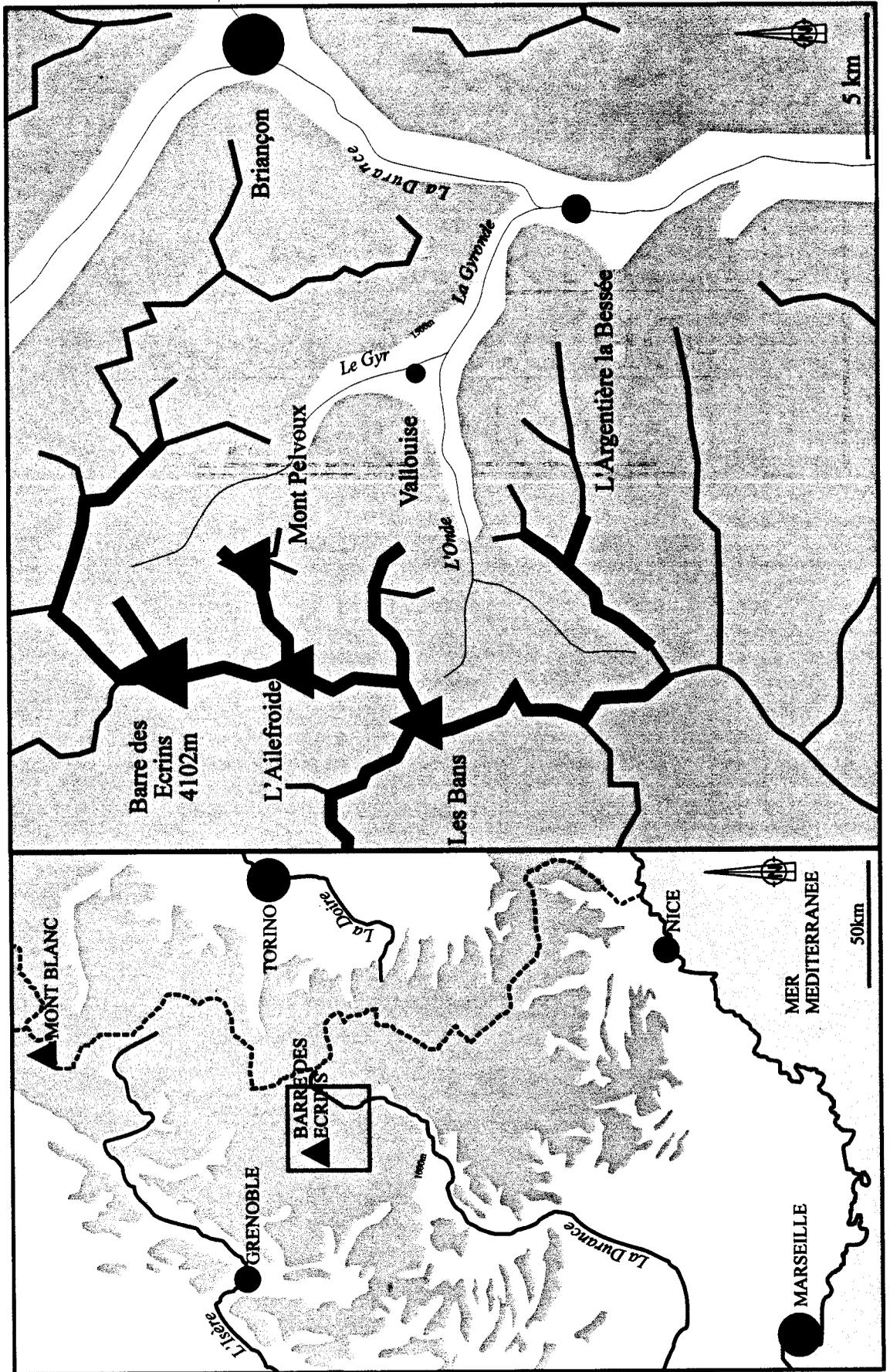


Figure 1 : Localisation de la Vallouise

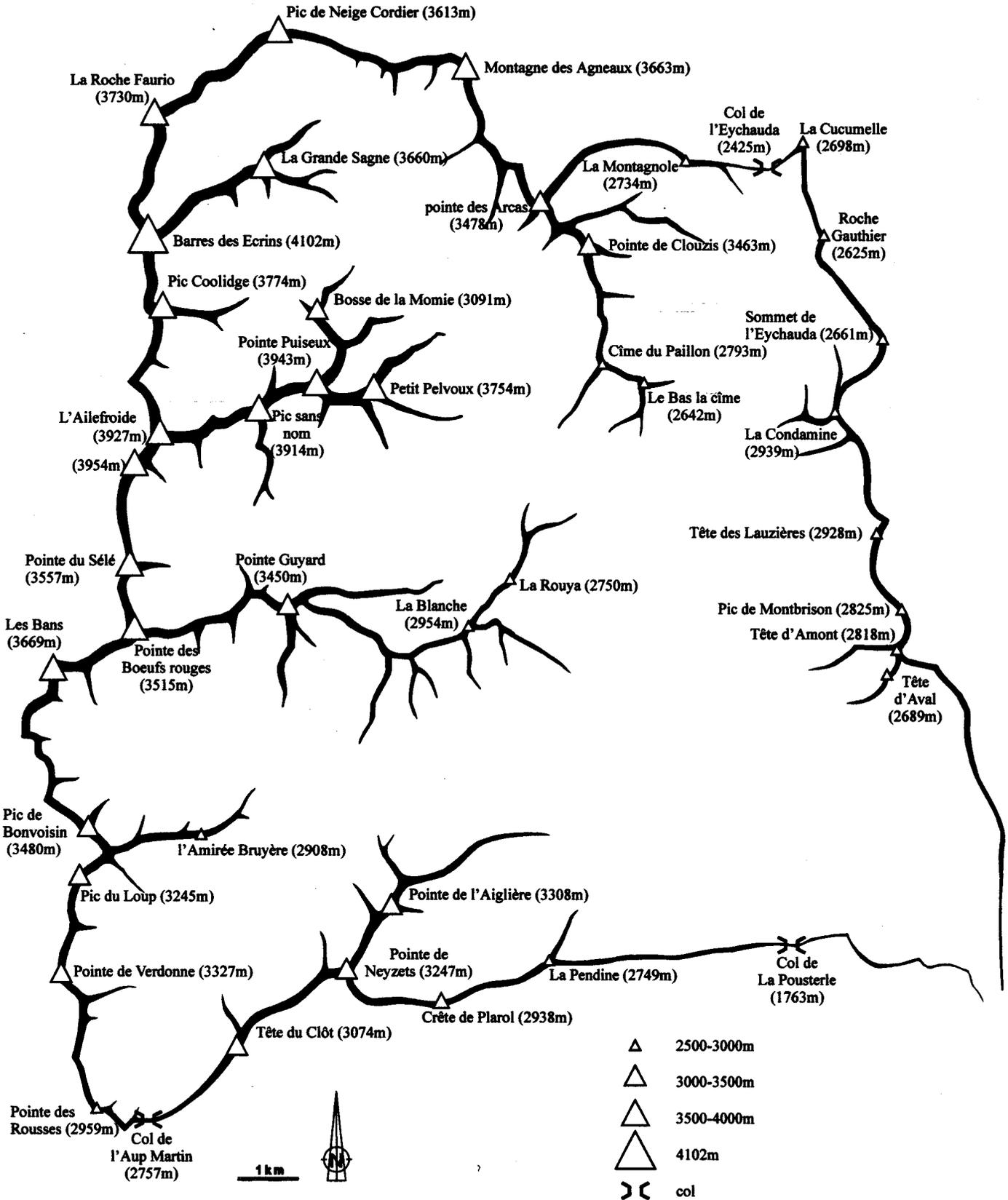


Figure 2 : Les principales lignes de crête de la Vallouise.

A l'ouest, elle est séparée des vallées du Valgaudemar et de l'Oisans par l'arête centrale du Pelvoux, entre la Roche Faurio et le Pic de la Cavalle. Au nord, c'est une crête continue de la Roche Faurio à la Crête des Grangettes en passant par la Montagne des Agneaux qui la sépare de la vallée de la Guisane. A l'est, le massif de Montbrison qui s'étire vers le nord jusqu'à la Cucumelle marque sa limite avec le val de Durance alors que la crête de l'Aup-Martin-Plarol-Têtes la ferme vers le sud.

En dehors du col de la Pousterle, franchissable seulement en été, et des cols élevés accessibles aux seuls randonneurs et alpinistes, la vallée de la Gyronde est l'unique voie d'accès à la Vallouise dont l'entrée est matérialisée par le mur des Vaudois. C'est sans doute cet isolement qui lui confère, tant sur le plan humain que physique, une grande originalité dont ses habitants sont fiers.

La Vallouise réunit quatre communes : Vallouise, Puy-Saint-Vincent, Pelvoux et Les Vigneaux, mais la problématique géomorphologique de cette étude nous a conduit à plutôt prendre en considération le bassin versant de la Gyronde qui diffère légèrement du découpage communal. Ainsi, les lieux-dits Fondorcières et Plandergues, bien qu'appartenant à la commune de l'Argentière-la-Bessée, ont été intégrés à l'étude alors que la crête de la Balmette et le sud du col de la Pousterle en ont été exclus bien que faisant partie de la commune des Vigneaux. La circulation karstique à la tête d'Oréac ne permettant pas d'établir avec précision les limites du bassin versant, nous y avons repris la limite communale qui déborde assurément celle du bassin versant.

2.2 - DES PAYSAGES MORPHOLOGIQUES CONTRASTES.

La Vallouise est située à la limite des Alpes internes et de la zone cristalline axiale représentée ici par le massif du Pelvoux. La grande complexité de ce contact géologique s'exprime nettement dans le paysage. (Figure 2)

L'ouest de la Vallouise correspond au versant oriental du massif du Pelvoux, dont elle abrite les plus hauts sommets (Barre des Ecrins : 4102m, l'Ailefroide : 3954m, Mont Pelvoux : 3943m, Pic sans nom : 3914m). Des vallées étroites, d'orientation ouest-est, y séparent des crêtes massives, constituées essentiellement de gneiss et de granites, dont les sommets dépassent toujours les 3000m. Dans sa partie orientale, le socle porte une couverture mésozoïque et cénozoïque calcaire ou gréseuse qui montre de belles formes structurales.

L'est de la Vallouise appartient aux Alpes internes où se superposent les grandes nappes de charriages, principalement constituées de calcaires mais où presque toutes les roches sont représentées (dolomies, schistes, quartzites, granites...). Les formes, beaucoup plus aérées, sont étroitement liées à la structure. Alors que la Gyronde creuse, du nord au sud, une large vallée dans les terrains tendres de la nappe subbriançonnaise, plus à l'est, les écailles briançonnaises résistantes forment l'ossature de la crête de la Condamine, étroite barrière de plus de 2900m qui sépare la Vallouise de la vallée de la Durance. Dans le détail cependant, l'imbrication des différentes écailles est telle que les formes structurales sont réduites en lambeaux.

Cette diversité topographique et structurale sur un espace réduit se traduit par une opposition nette dans la morphodynamique:



Photographie 1 : La Vallouise vue du Col de la Pusterle. On remarque l'opposition entre la Vallouise cristalline et la Vallouise des nappes. "De ce col, on jouit d'une vue ravissante sur la forêt de mélèzes et les cultures du plateau. Au delà du promontoire de Ville-Vallouise se dresse le Mont Pelvoux sur un entassement de montagnes neigeuses ; à leurs bases se contournent la vallée du Gyr et, plus loin, celle d'Ailefroide jusqu'aux glaciers Blanc et de l'Encula dont la surface semble hérissée de vagues comme une mer agitée par l'orage." E. RECLUS

2.3 - UNE MORPHODYNAMIQUE EXACERBEE PAR UN CLIMAT RUDE.

La rudesse du climat montagnard est renforcée par l'influence méditerranéenne. Si l'ensoleillement est important toute l'année, les contrastes saisonniers sont bien marqués : aux chaleurs et à la sécheresse de l'été succèdent les violentes précipitations automnales puis les abondantes chutes de neige et le froid hivernal. De plus, la faible nébulosité renforce les amplitudes thermiques diurnes et l'opposition entre les versants. La combinaison de la dégradation climatique en altitude et des expositions aboutit à une mosaïque de microclimats dans laquelle sont juxtaposées des conditions très différentes si bien qu'à la fin du mois d'août, on peut voir les anémones fleurir à quelques mètres des colchiques.

Ce climat rude et contrasté stimule les processus d'érosion qui seront plus ou moins efficaces selon les conditions topographiques et structurales. Il en résulte une très grande diversité des formes et de la morphodynamique qui s'illustre parfois par des aléas naturels.

A l'ouest, les altitudes élevées ont retardé la déglaciation, qui n'est pas totalement achevée, et la dureté des roches a permis la préservation de paysages glaciaires presque intacts. La dynamique périglaciaire trouve aujourd'hui sa pleine expression sur la roche dénudée et les fortes pentes où les éboulis sont omniprésents. Bien que les processus d'érosion soient actifs, ils représentent rarement des aléas naturels.

Dans l'est de la Vallouise les roches plus meubles et contrastées n'ont pas permis une bonne conservation du modelé glaciaire. Les versants sont largement recouverts de colluvions et reconquis par la végétation qui inhibe les processus périglaciaires. Les pentes, souvent plus faibles et plus longues favorisent l'action de l'eau qui devient le principal agent d'érosion. L'activité torrentielle et les mouvements de masse sont fréquents et deviennent les moteurs de la dynamique des versants.

En dépit de cette intense activité géomorphologique, la Vallouise passe pour une région relativement stable si on la compare à ses voisines. Il n'en demeure pas moins que des événements dramatiques, ayant fait au moins 47 victimes depuis les temps modernes, jalonnent son histoire. Si les avalanches de poudreuse, qui ne relèvent pas de l'étude géomorphologique, furent les plus meurtrières, on observe aussi de nombreux mouvements de terrains et écoulements torrentiels.

Depuis plusieurs dizaines d'années, la vulnérabilité du milieu s'est beaucoup accrue du fait de la multiplication des infrastructures touristiques et les résidences secondaires. Dans le même temps la déprise agricole et la transformation des modes de vie rendent fugace la mémoire du milieu qui n'est souvent observé que par le côté positif. Une cartographie des aléas naturels trouve donc tout son intérêt d'autant plus que lors des dernières catastrophes, la question de la prévisibilité était le plus souvent posée.

PREMIERE PARTIE : LE
CADRE MORPHO-
STRUCTURAL

CHAPITRE 1 : LA FORMATION DU SUBSTRATUM ROCHEUX

La Vallouise est située à la limite des massifs centraux cristallins et des zones internes qui sont caractérisées par la superposition des nappes de charriages. Il en résulte une diversité lithologique peu commune et une grande complexité structurale.

Notre description géologique se limitera à la présentation des grandes unités structurales de la région et aux conditions de leur mise en place. Elle pourra être jugée trop simplificatrice mais son seul but est de mettre en évidence les liens entre la structure et la dynamique actuelle.

1 - LES BASES DE L'ETUDE GEOLOGIQUE

1.1 - LES TRAVAUX ANTERIEURS

La Vallouise n'a pas été l'objet d'études spécifiques de la part des géologues, cependant, ces derniers ont été amenés à étudier la région dans le cadre d'études à petite échelle, traitant d'un aspect particulier de la structure régionale.

Le déchiffrage géologique de la région s'est fait en plusieurs phases qui ont été décrites par J. DEBELMAS (1955) et R. FEYS (1963). On retiendra surtout les étapes décisives à la compréhension de la structure des Alpes :

- Au XIX^{ème} S les premiers géologues se sont limités à décrire les terrains exploitables, ce n'est que dans les années 1860 que Ch. LORY, établit une stratigraphie précise des terrains et met en évidence le rôle de la tectonique dans la formation des Alpes.

- Au début du XX^{ème} S, c'est essentiellement pour l'établissement des cartes géologiques qu'ont été réalisés les travaux sur la géologie du Briançonnais. A la fin du XIX^{ème} S, les travaux de W. HAUG, W. KILLIAN et M. LUGEON aboutissent à la première carte géologique de Briançon au 80000^{ème} en 1900, sur laquelle apparaissent les écaillés mises en évidence par P. TERMIER. La seconde édition de la carte géologique de Briançon au 80000^{ème} parue en 1933 impulsa les études de M. GIGNOUX et L. MORET qui définissent précisément les zones ultradauphinoise et briançonnaise.

- Les années 1950-1960 ont été décisives pour la connaissance de la géologie régionale qui s'est enrichie de plusieurs thèses fondamentales. Alors que J-C. BARFETY (1965, 1967, 1972), J. DEBELMAS (1955, 1961) et M. LEMOINE (1950, 1952, 1953, 1964) étudiaient dans le détail les zones briançonnaises et subbriançonnaise, le socle était analysé dans les thèses de A. BARBIERI (1970), A. PECHER (1970), J-C. LACOMBE (1970), et C. GILLOT-BARBIERI (1970). Ces travaux permettent l'établissement, en 1966, de la première carte de Guillestre au 50000^{ème} par J. DEBELMAS et M. LEMOINE puis, en 1969, de la troisième édition de la carte géologique de Briançon au 80000^{ème} sous la direction de M. LEMOINE. Ces études magistrales ont été approfondies par la suite par de nombreux articles qui ne peuvent tous être cités ici. Les principaux sont signés par J-C. BARFETY, M. LEMOINE, A. PECHER et P. TRICART qui établiront les autres cartes géologiques couvrant la Vallouise.

- La couverture sédimentaire du socle n'a été étudiée que plus tardivement par A. LAMI (1988), dont la thèse consacrée au Paléogène apporte en particulier de nombreuses informations sur les modalités de la transgression dont les principaux témoins sont situés en Vallouise.

Cette abondante bibliographie, qui permet de comprendre le contexte géologique général, dépasse souvent largement nos préoccupations. Elle ne permet cependant pas toujours de répondre à des problèmes ponctuels de morphologie structurale en particulier dans les zones de contact qui ne sont que très peu décrites en dehors des aspects sédimentaires alors qu'il s'agit de secteurs clés sur le plan de la morphodynamique.

1.2 - LES CARTES GEOLOGIQUES

Pour aborder concrètement le terrain, les cartes géologiques ont été les meilleurs appuis. La Vallouise est couverte par les cartes au 50000^{ème} Guillestre (DEBELMAS J. LEMOINE M. et *al.*, 1966), Orcières (DEBELMAS J. (coord.) et *al.*, 1980), Saint-Christophe-en-Oisans (BARFETY J-C et PÉCHER A. (coord., 1984) et Briançon (BARFETY J-C et *al.*, 1996). Cette dernière n'étant pas publiée au moment des levés de terrain, nous avons eu recours pour le nord-est de la Vallouise à la 3^{ème} édition de la carte de Briançon au 80000^{ème} (LEMOINE M. et *al.*, 1969).

Du fait de leurs dates d'édition et de leurs différences d'échelle, ces cartes sont d'une qualité très inégale. Celles d'Orcières et de Saint-Christophe-en-Oisans sont d'une très grande qualité tant par leur précision que par leur conception d'ensemble. La feuille de Guillestre bien que vieillie dans ses concepts, nous a donné satisfaction pour le secteur étudié. Par contre la carte de Briançon au 80000^{ème} à la fois vieillie et imprécise a laissé en suspens de nombreuses questions qui n'ont trouvé de réponse que bien tard avec la publication de la feuille au 50000^{ème}.

Les notices des cartes géologiques de Briançon et Saint-Christophe-en-Oisans, qui sont sans aucun doute les meilleures synthèses géologiques de la région, constituent la principale source des lignes qui suivent.

2 - LES ETAPES DE LA FORMATION DU SUBSTRATUM

L'histoire de la formation des Alpes est aujourd'hui bien connue dans ses grands traits qu'il n'est pas nécessaire de la rappeler ici. Par contre, il est indispensable de montrer la place particulière des montagnes du Briançonnais afin d'en comprendre toute leur spécificité.

2.1 - L'HISTOIRE ANTE-ALPINE

2.1.1 - La formation du socle

L'histoire anté-hercynienne des Alpes en général et du Pelvoux en particulier reste imparfaitement connue. La présence de roches polymétamorphiques ou polymigmatisées prouve la grande complexité du noyau cristallin du Pelvoux, auquel appartient entièrement le socle de la Vallouise.

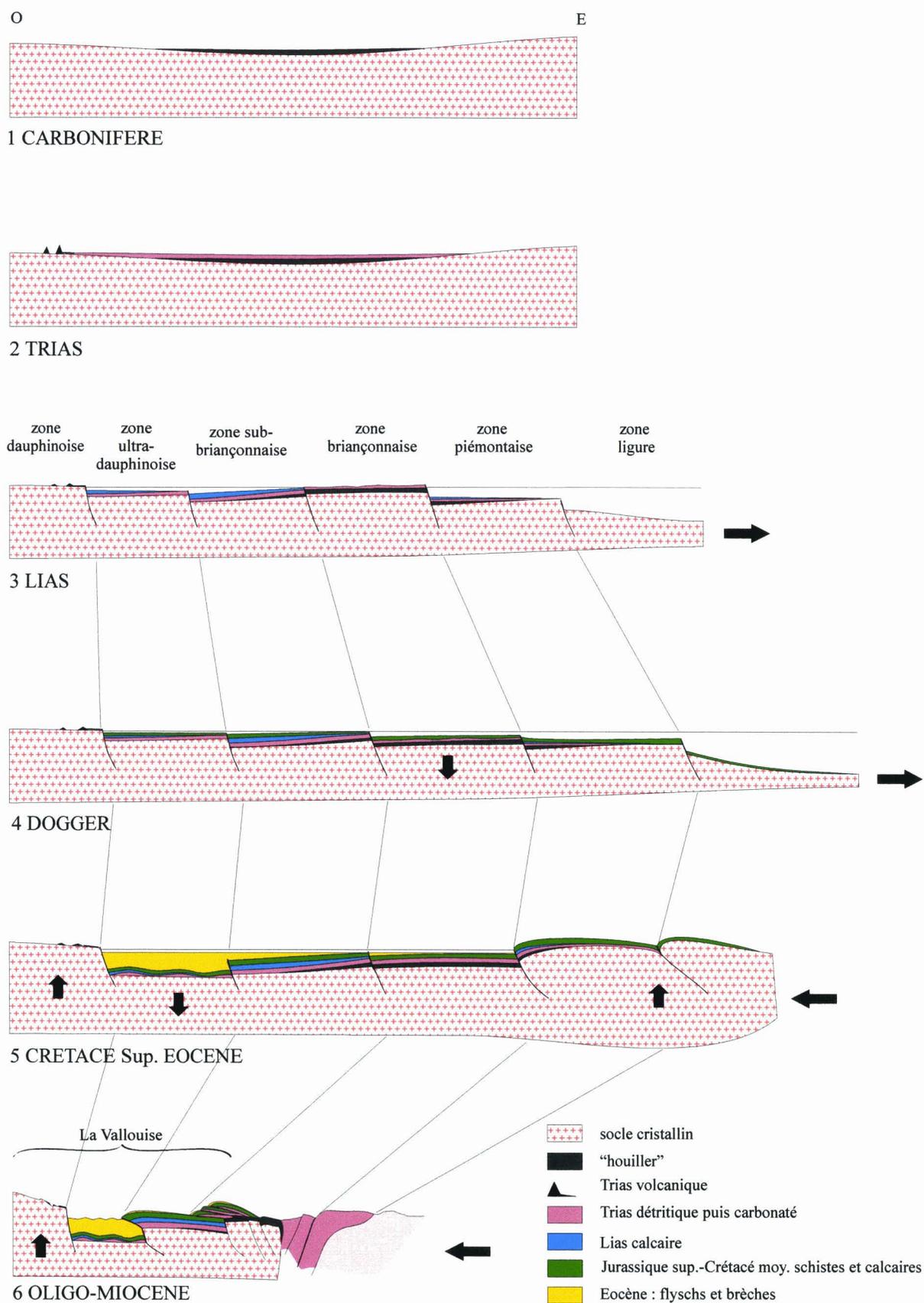


Figure 3 : schéma simplifié des grandes étapes de la formation des Alpes internes.

Deux phases de migmatisation anté-hercyniennes ont été identifiées dans le Pelvoux ce qui n'exclut pas des épisodes plus anciens encore. La première, attribuée par analogie avec les autres massifs centraux au Dévonien-Carbonifère inférieur, a affecté des matériaux déjà fortement métamorphisés et charriés au cours de phases plus anciennes, elle a donné les "vieux granites" (gneiss cœillés de Crupillouse et des Bans). La seconde, qui fait suite à une phase de plissement responsable de la schistosité métamorphique régionale, a fortement marqué les terrains de la Vallouise (gneiss et migmatites).

Les granites du socle ont pour la plupart été datés du Carbonifère (BARBIERI A., 1970 ; DEMEULEMEESTER P., 1982) et appartiennent donc au cycle hercynien comme ceux du Massif central. L'évolution varisque de la région se termine par une minolytisation le long d'accidents décrochants.

2.1.2 - Du Carbonifère au Trias : une sédimentation de marge continentale

Dès le Namurien, la sédimentation reprend dans un bassin de subsidence qui se forme à la marge orientale de la chaîne hercynienne en cours d'érosion. La sédimentation permo-carbonifère est constituée par des produits de l'érosion de la chaîne associés à d'importantes venues volcaniques. Cette sédimentation, qui a donné les terrains "houillers" de la zone briançonnaise n'est représentée en Vallouise que par les grès "verrucano" des Vigneaux. (Figure 3.1)

Au Trias, notre région devient une frontière paléogéographique majeure entre le Pelvoux à l'ouest et le prérift téthysien subsident à l'est. (Figure 3.2)

À l'ouest, les dépôts de la couverture du Pelvoux sont minces et de milieu de sebkha, on y retrouve les trois termes du faciès "germanique" : détritique, carbonaté puis évaporitique au sommet. Ils ont été conservés en Vallouise dans quelques pincées du Pelvoux ("synclinal" d'Ailefroide, Pic de la Cavale, vallon de la Selle, Crête de Malamort...), et à la base de la série subbriançonnaise (Puy-Aillaud, Col des Lauzes ...). À la fin du Trias, les premiers mouvements de distension entraînent des éruptions volcaniques dont les traces sont encore bien visibles dans le Vallon de la Selle (spillites, dolérites).

À l'est, les dépôts détritiques (quartzites) puis carbonatés, à partir du Trias moyen, (calcaires et dolomies), dépassent toujours les 1000 m d'épaisseur dans les nappes briançonnaises. Plusieurs cycles sédimentaires, de type transgressif-régressif, se succèdent en fonction "des combinaisons entre les variations du niveau de la mer et l'évolution de la subsidence avec le temps" (BARFETY J-C et *al.*, 1995). Il en résulte des lacunes de sédimentation (la plus importante au Carnien) et l'intercalation de roches détritiques ou évaporitiques (grès, quartzites, brèches, gypses...) correspondant aux épisodes continentaux ou lagunaires.

2.1.3 Du Lias au Crétacé : la tectonique de distension individualise plusieurs zones de sédimentation

La tectonique de distension amorcée dès la fin du Trias s'amplifie au Lias et se poursuit jusqu'au Malm. La lithosphère s'étire puis se disloque la long de failles normales, d'orientation nord-sud, séparant des demi-grabens basculés disposés en marches d'escalier. La sédimentation, au fond de ce rift large de plusieurs centaines de kilomètres, est conditionnée par la tectonique synsédimentaire qui conditionne la profondeur marine.

L'étirement n'est pas très sensible en Briançonnais, mais il permet d'individualiser nettement plusieurs blocs. (Figure 3.3)

A l'ouest, dans ce qui est aujourd'hui la zone dauphinoise, le socle se fracture en plusieurs blocs basculés vers l'ouest. La sédimentation marine se poursuit principalement dans les zones affaissées (les futurs "synclinaux" liasiques des géologues). Les dépôts sont peu épais et les variations latérales de faciès (calcaires, marnes, schistes...) nombreuses du fait des différences de profondeur liées au basculement des blocs.

Du milieu du Lias au Milieu du Dogger, une île large d'une cinquantaine de kilomètres émerge au centre du rift, elle deviendra la zone briançonnaise. Les roches déposées au Trias subissent alors une évolution continentale dont nous retrouvons les témoins en Vallouise au sommet de la Condamine sous la forme d'un karst fossile. Cette émergence sera de courte durée puisque la sédimentation marine carbonatée reprend dès le Dogger mais les épaisseurs resteront modestes. (Figure 3.4)

Entre la zone dauphinoise qui s'élève et la zone briançonnaise qui s'affaisse, la zone subbriançonnaise restera immergée dans des mers peu profondes jusqu'à l'Eocène supérieur. C'est la seule zone où les sédiments jurassiques et crétacés sont relativement épais (plusieurs centaines de mètres de calcaires, conglomérats et schistes).

Dans la partie orientale du rift, les zones piémontaise et ligure, qui n'apparaissent pas en Vallouise, connaissent une tectonique très active qui se traduit par un étirement important et une submersion pour la première et par une élévation de la seconde.

2.2 - LA TECTONIQUE ALPINE

2.2.1 - L'Eocène : des mouvements internes encore limités

La fin du Crétacé supérieur est marquée par l'inversion des forces internes qui entraîne le passage d'une tectonique de distension à une tectonique de compression. Celle-ci n'affecte d'abord que les zones piémontaises et Austro-alpine puis la zone dauphinoise alors qu'aucun mouvement important n'est sensible dans les zones subbriançonnaise et briançonnaise durant l'Eocène. (Figure 3.5)

La zone dauphinoise s'élève légèrement à l'ouest et s'affaisse à l'est. Ce basculement entraînera le plissement de la couverture mésozoïque (plis arvinches SO-NE, bien visibles dans le vallon de la Selle) et l'émergence définitive de la zone occidentale. Plus à l'est, la zone ultradauphinoise, qui s'affaisse, se trouve immergée. Dans cette mer de plus en plus profonde se déposent des turbidites, provenant en partie de l'érosion des premiers reliefs internes mais surtout de celle du massif dauphinois, dont les plus beaux exemples sont les grès du Champsaur de la zone dauphinoise orientale.

Malgré leur relative stabilité, les zones subbriançonnaise et briançonnaise vont subir les conséquences des mouvements de leurs voisines. Le très fort soulèvement des zones piémontaise et Austro-alpine entraîne la migration de nappes dans les zones subbriançonnaise et briançonnaise. La sédimentation marine est alors interrompue par l'arrivée des nappes qui repoussent la mer vers l'ouest.

2.2.2 - L'Oligo-Miocène : le paroxysme alpin

Au début de l'Oligocène se produit le paroxysme de plissement des zones internes. Les mouvements de compression et de surrection s'amplifient dans les parties orientales du

massif (zones piémontaise et ligure) et gagnent l'ouest de l'ancien rift où les zones briançonnaise et subbriançonnaise subissent une contraction maximale. (Figure 3.6)

De grandes failles chevauchantes entraînent le décollement de la couverture sédimentaire mésozoïque, le plus souvent au niveau des évaporites du Scythien terminal. Les nappes charriées vers l'ouest se plissent et se clivent alors en écailles superposées dont l'un des plus beaux empilements est visible dans le massif de Montbrison. Dans la zone dauphinoise orientale, les flyschs sont affectés par des plis, souples et de faible ampleur, d'axe N-S, légèrement obliques par rapport aux plis arvinches.

Après ces mouvements de grande intensité, la région semble plus stable au Miocène. Les mouvements se limitent à des réajustements isostatiques verticaux positifs dans le Pelvoux et négatifs dans la zone Austro-alpine mais qui n'affectent pas notre région.

2.2.3 - Les derniers mouvements de la fin du Miocène et du Plio-Quaternaire

La fin du Miocène est marquée par une reprise des mouvements compressifs dans la totalité des Alpes, et représente la phase essentielle dans les zones externes.

Le massif du Pelvoux qui subit un soulèvement progressif et irrégulier dès le Miocène atteindra son altitude actuelle au Pliocène. Ces mouvements verticaux sont accompagnés d'une contraction qui fait jouer de grandes fractures chevauchantes. Les fossés internes sont écrasés et leurs sédiments pincés dans les "synclinaux" liasiques. Le Pelvoux prend alors sa forme quadrangulaire cernée d'écailles concentriques.

Dans les zones internes, les mouvements sont de moindre ampleur et ne font qu'accentuer le raccourcissement des structures entamé à l'Oligocène. L'écaillage est poursuivi et compliqué par une fracturation oblique, les zones internes achèvent leur structure en éventail.

Les grandes fractures décrochantes ont pu rejouer assez tardivement et sont même susceptibles de rejouer aujourd'hui (faille de la Durance en particulier) notamment à l'occasion de séismes qui peuvent se manifester dans la région. On peut cependant considérer que le réajustement isostatique est aujourd'hui en voie d'achèvement.

CHAPITRE 2 : DEUX GRANDS DOMAINES STRUCTURAUX

Il résulte de l'histoire géologique une organisation régionale en zones parallèles qui s'individualisent par leur structure mais aussi par leurs modelés et leur dynamique.

A l'ouest, la zone dauphinoise est constituée du socle cristallin fortement fracturé et lithologiquement très varié, la couverture sédimentaire autochtone n'y subsiste que dans la partie orientale. C'est la Vallouise des hauts sommets englacés et des pentes escarpées laissées à l'état « naturel ».

A l'est au contraire, les zones briançonnaise et subbriançonnaise sont constituées de terrains sédimentaires charriés et dissociés en une multitude d'écaillés ; le socle n'y apparaît presque pas (Figure 4 et 5). Les reliefs plus aérés et moins élevés ont permis la concentration de la population.

1 - LA VALLOUISE DAUPHINOISE ET ULTRADAUPHINOISE.

Le socle cristallin affleure dans toute la partie occidentale de la Vallouise où il constitue l'armature des plus hauts sommets. Il est formé de roches métamorphiques recoupées par des granitoïdes hercyniens. Dans sa partie orientale, la zone ultradauphinoise de R. BARBIER (1963a), le socle est recouvert d'une couverture sédimentaire liasique et éocène discordante plissée mais non charriée.

1.1 - LE SOCLE CRISTALLIN

Le socle cristallin reste imparfaitement connu malgré les nombreux travaux qui lui ont été consacrés récemment. On distingue traditionnellement deux ensembles principaux : le « noyau » ancien et le « complexe cortical » (LE FORT P., 1973). Toute la Vallouise appartient au noyau y compris la crête des Grangettes qui était autrefois rattachée au complexe cortical (COSTARELLA R., 1987). Les roches métamorphiques, qui constituent l'essentiel des terrains, sont recoupées par des granites et des roches filoniennes. L'âge des terrains n'est pas précisément déterminé d'autant plus que beaucoup de roches sont polymétamorphiques. Elles sont souvent très anciennes, plusieurs phases de métamorphisation anté-hercyniennes ont été prouvées, mais d'autres phases plus ou moins importantes se sont succédé jusqu'à l'orogénèse alpine (DEMEULEMEESTER P., 1982).

1.1.1 - Le noyau granitique

Le soubassement granitique du massif n'affleure que dans les fonds de vallées où les enveloppes métamorphiques ont été dégagées et sur quelques blocs fortement soulevés (Figure 5). Tous les granites étaient autrefois regroupés sous la dénomination « granites du Pelvoux » mais les travaux récents ont mis en valeur l'existence de différents faciès dont la distinction n'est pas toujours aisée sur le terrain

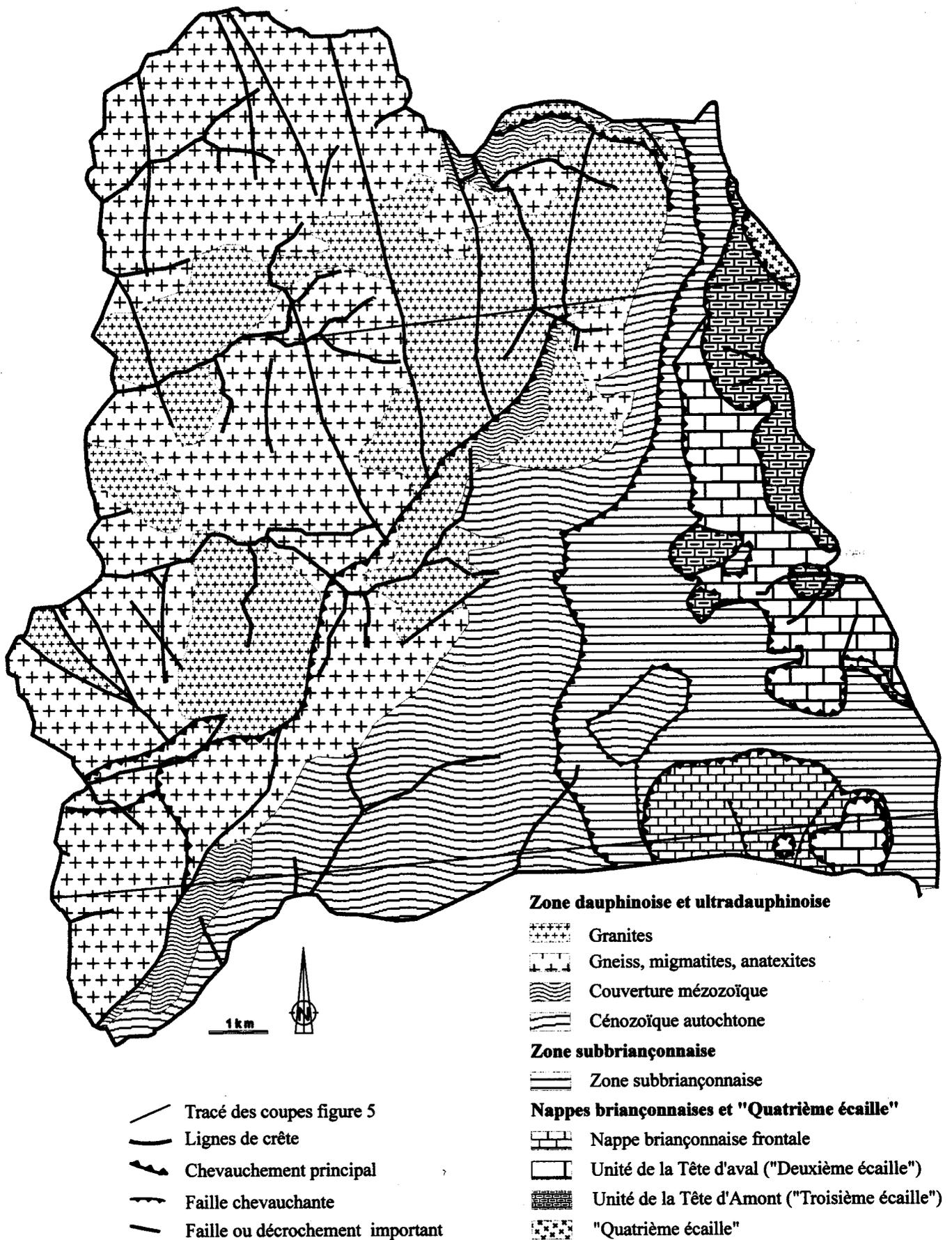


Figure 4 : Croquis géologique de la Vallouise.

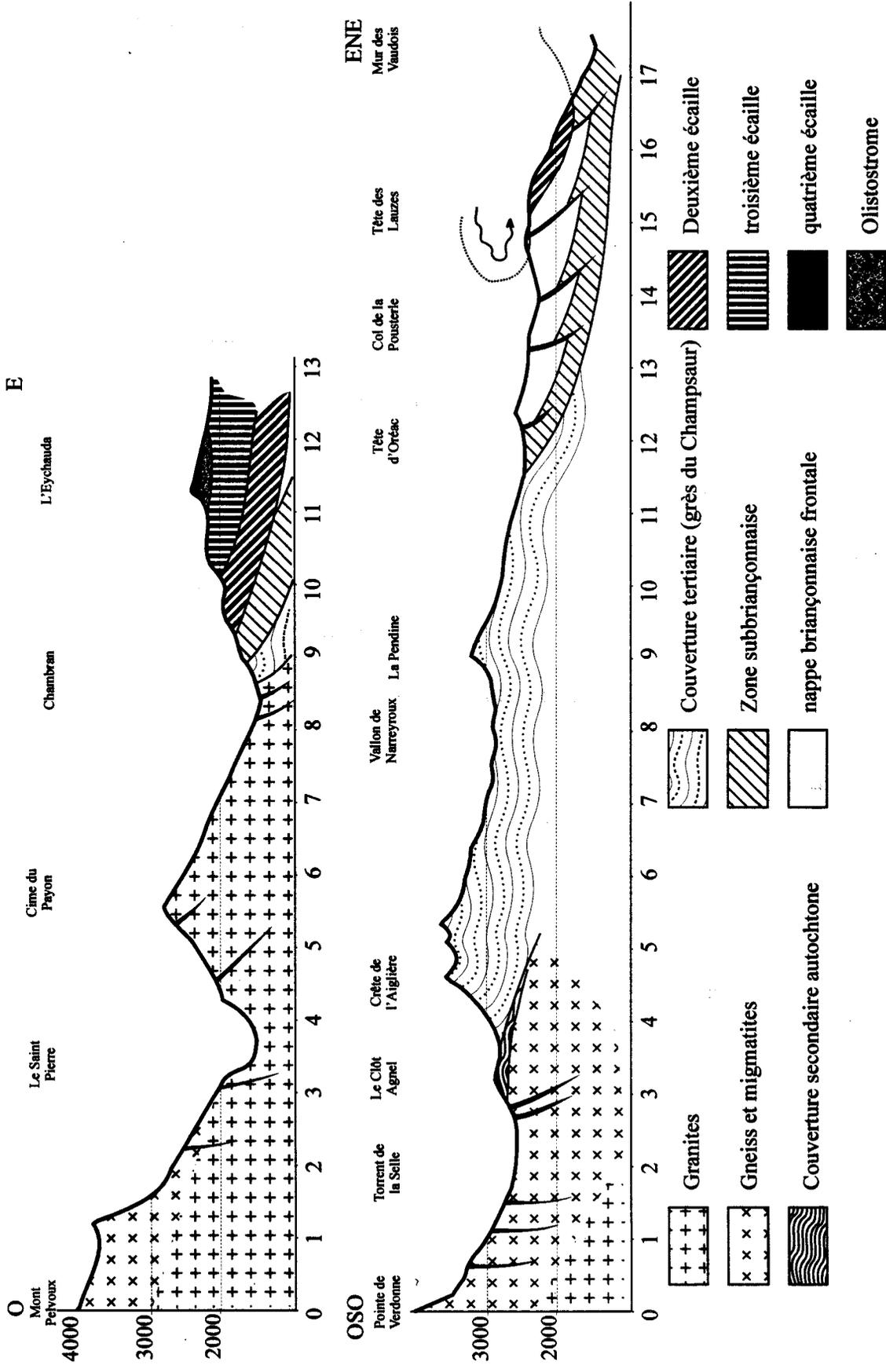


Figure 5 : coupes géologiques simplifiées au nord et au sud de la Vallouise.

- Les granites de la lignée ablitique sont des granites à deux micas riches en muscovite. Ils sont représentés en Vallouise par les granites du Riéou Blanc, γ^{1-2} visibles dans le massif de la Pointe Guyard, à la Grande Costa et sur la rive gauche du glacier du Sélé. Leurs faciès à gros grain (sommets de pointe Guyard...) et porphyroïde sont très résistants, ils marquent les têtes de vallon des cirques du Riou Blanc et du Rascrouset de leur couleur très rouge (oxydes de fer). Leurs faciès à grains fins et microgrenus riches en chlorite s'inscrivent nettement en creux à la périphérie des premiers.

- Les granites de l'ensemble monzonitique sont pauvres en muscovite et contiennent de l'amphibole ce qui permet de les identifier facilement. On distingue deux faciès très proches :

Le granite d'Ailefroide ou des étages (γ^2) a grains grossiers mais non porphyroïde. Son contact avec les gneiss sus-jacents est souvent très net comme sur la rive droite du Glacier noir. Son principal affleurement forme, autour du Mont Pelvoux, une vaste auréole qui n'est interrompue que dans la vallée du Sélé. On le trouve aussi sur le versant septentrional de la Blanche et la totalité du massif des Clouzis-Paillon

Le Granite des Bans (γ^{3-4} b-a) gris-vert qu'on ne rencontre qu'au Sommet des Bans est un excellent traceur pour les formations superficielles.

- Le granite de Claphouse (γ^{1-2}) est intermédiaire entre les deux lignées précédentes. Il est pauvre en muscovite comme le second, mais très riche en quartz comme le premier. Il affleure dans le massif de la Blanche et son pourtour.

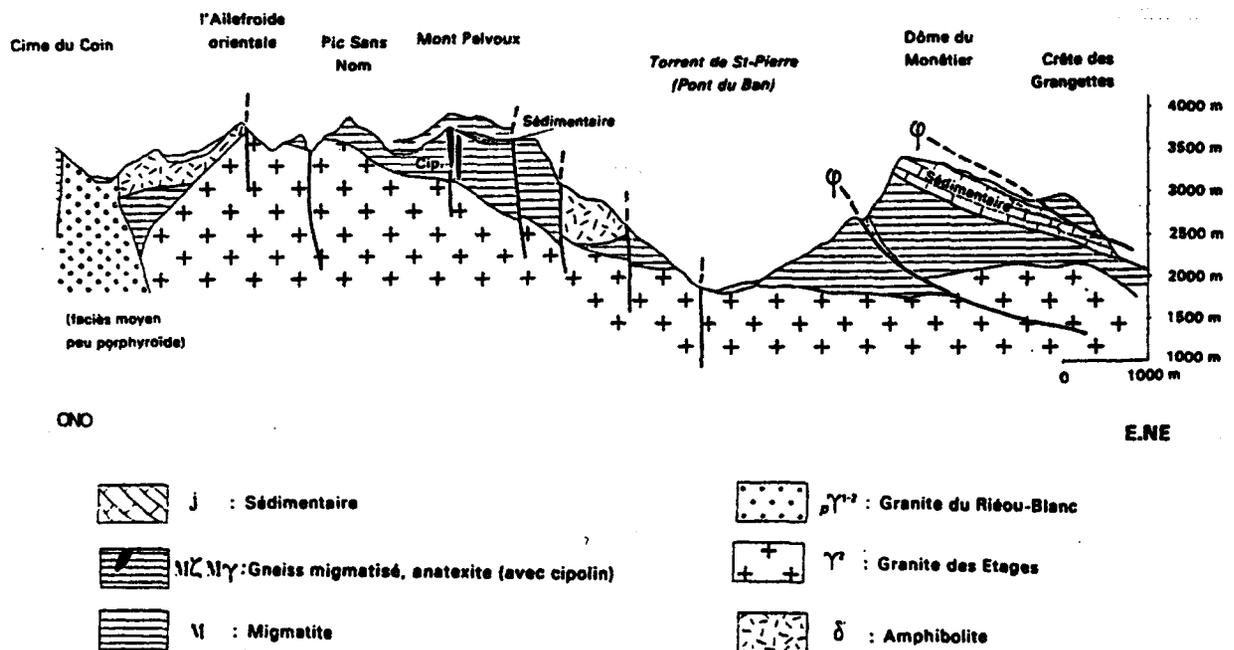


Figure 6 : Coupes structurales du cristallin du Pelvoux. (d'après PECHER A. et BARFETY J-C. , 1982).

1.1.2 - Les formations cristallophyliennes

Les roches métamorphiques, autrefois toutes regroupées sous le terme "schistes cristallins" sont plus variées encore et témoignent de la complexité géologique de la région.

Ce sont principalement des gneiss et migmatites rubanés acides, dont il est difficile de distinguer les différents faciès en particulier dans les zones de transition. Leur influence morphologique est relativement limitée au regard de l'importante fracturation de la roche et des intrusions filoniennes. Les principaux critères de différenciation utilisés par la carte géologique sont l'âge (en partie hypothétique), l'importance de la migmatisation et la composition chimique (en particulier la présence d'amphibole).

- Les gneiss de la pointe des Longis-Glacier Blanc ($m\zeta$) ont subi une modification tardive de leur structure durant l'orogénèse alpine. Souvent œillés, de couleur vert sombre, ponctuée de fragments feldspathiques blancs (<1cm), ils sont grossièrement schisteux et se débitent en blocs anguleux. Ils n'affleurent que dans la partie aval du Glacier Blanc.

- Les gneiss de la Lavey (ζL) ont été peu mobilisés par la seconde migmatisation. Ce sont des roches quartzo-feldspathiques avec de nombreux petits lits micacés et presque toujours une patine rouille. Ils constituent le massif de Malamort, le Pic Coolidge et le nord du massif des Clouzis (Pic des Clouzis, Pic Gardiner...). Certains faciès riches en biotite (gneiss biotitiques (ζb) sous le refuge du Pelvoux) ou en graphite ($\zeta b. gra$, vallon de Claphouse) ont été distingués sur la carte géologique ; ils sont, du fait de leur rareté, de très bons marqueurs quand on les retrouve dans les formations superficielles.

- Les gneiss acides à seconde migmatisation développée sont les plus répandus à l'affleurement.

Les gneiss de la Lavey migmatisés ($M\zeta$) ont une minéralogie identique aux Gneiss de la Lavey mais la biotite de seconde génération est abondante. On les trouve en rive droite du torrent de Gérendoine, à la Pointe de Claphouse, à la Pointe du Sélé, en rive gauche du Sélé, à la Barre des Ecrins...

Les Migmatites leucocrates de Claphouse ($M\zeta^{1-2}$) à couleur très pale et grossièrement œillés affleurent en rive gauche de la haute vallée des Bans, dans le vallon de la Selle au Triéou de la Boucheyre et dans le vallon de Claphouse. Ils sont très semblables aux gneiss de Peyre-Arguet ($b_l M\xi$) qui présentent en plus des textures blastomylonitiques.

Les anatexites et granites d'anatexie (My) constituent tous les sommets du Pelvoux, les moyennes vallées des glaciers Blanc et noir, la rive gauche de la vallée de l'Onde (Béassac).

- Les amphibolites ($\delta\psi$) et gneiss amphiboliques (δ) forment un grand affleurement de l'Ailefroide jusqu'à la crête de l'Agulier et de nombreux petits affleurements autour du Mont Pelvoux, dans les vallées des glaciers Blanc et Noir, au col du Sellar et dans le vallon de Chambran. Leurs cristaux sombres et allongés pourraient en faire d'excellents marqueurs mais leur grande répartition les rend inutilisables à l'exception des amphibolites rubanées de l'Ailefroide (alternance de lits plus ou moins sombres du fait de la présence de petits lits granitiques) ainsi que les boules amphibolitiques du col du Sellar ($\delta\sigma$).

- Les pyroxénites de Claphouse ($\delta\theta$) ne se retrouvent qu'à la base de la crête de l'Agulier. Leur patine rouge en fait d'excellent marqueurs malheureusement très rares.

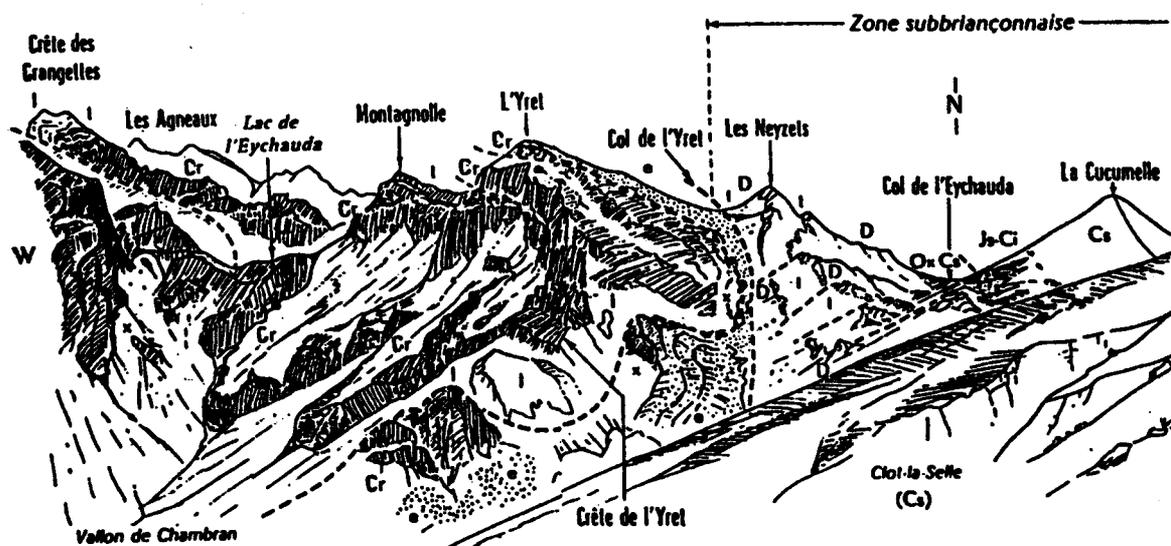


Figure 7 : le haut vallon de l'Eychauda. DEBELMAS J., PECHER A. et BARFETY J.-C. (1989). Les trois écailles supérieures du socle dauphinois apparaissent très nettement. La crête des Grangettes a été charriée sur près de deux kilomètres.

1.1.3 - Le rôle déterminant de la tectonique

L'est du Pelvoux est débité en blocs (« écailles ») par de grandes failles chevauchantes vers l'ouest qui sont le siège privilégié de nombreuses intrusions filoniennes. (Figure 4)

Les principales fractures

Les failles principales sont généralement très anciennes et ont joué à plusieurs reprises dans des directions différentes. Les plus anciennes correspondent à d'anciens chevauchements varisques inversés lors du rifting téthysien qui a débuté au Trias. Elles ont été à nouveau inversées lors de la collision alpine et sont parfois encore actives aujourd'hui (Figure 4).

La principale, la faille Ailefroide-Sirac, orientée SO-NE, coupe la Vallouise en deux. Son tracé sinueux passe par du col du loup, longe la crête de Malamort, puis rejoint le lac de l'Eychauda par la Colette de Rascrouset, Claphouse, Les Ribeyrettes, Coste-vieille et la Colette d'Avant Foran. C'est une faille à la fois chevauchante et décrochante dextre du fait de son tracé oblique par rapport à la direction des forces de compression OE. Son rejet est impossible à déterminer avec précision d'autant plus qu'elle a joué à maintes reprises, mais il est assurément très important. Elle se dédouble souvent au sud de la vallée des Bans et à Ailefroide où ont été piégés les sédiments liasiques.

A l'ouest de cette faille, de nombreuses fractures de moyenne ampleur, grossièrement orientées N-S donnent au Pelvoux son allure en pelures d'oignon. Elles sont très nombreuses à proximité de la faille principale dont elles semblent n'être que la conséquence. Il s'agit de failles normales qui ont parfois été inversées lors de la surrection

du massif, elles sont subverticales, leur regard général est dirigé vers l'ouest mais dans le détail, la direction peut être opposée.

Dans le massif du Paillon et la vallée de l'Eychauda, les failles deviennent de plus en plus obliques et séparent quatre écailles superposées sur lesquelles subsistent une maigre couverture sédimentaire (dôme de Monétier, crête des Grangettes, crête de l'Yret, rocher de l'Yret).

les roches filoniennes

La fracturation du socle a eu pour conséquence d'importantes intrusions filoniennes. L'âge de roches filoniennes n'est pas toujours bien déterminé mais on peut estimer qu'elles sont liées soit au plutonisme hercynien, au début de la phase de distension du Trias ou au cycle alpin. Les orientations principales sont NNO-SSE mais il existe aussi des directions différentes.

Les filons les plus anciens sont rattachés au cycle hercynien. Ce sont de petites apophyses de granite (γ^2) et aplite ($a\gamma$) dans les gneiss. Les rares affleurements sont dans les vallées des Bans et du Sélé, près du refuge des Ecrins et au Pic sans nom. Les filons d'amphibolites (δ) par contre sont nombreux le long des accidents tectoniques dans tout le massif.

Les rhyolites (ρ) de la pointe des cinéastes et rhyodacites ($\rho\eta$) de la Peyre-Arguet seraient tardi-hercyniens (Permien ?). Très bien représentés dans des filons orientés NNO-SSE ils sont bien inscrits dans le paysage tant par leur couleur (gris bleuté à patine rouille) que par les micro-reliefs qu'ils engendrent.

Les dolérites ($d\beta$) sont les témoins du volcanisme du Trias. Ils se présentent en cheminées au Triéou de la Boucheyre et dans le vallon de Malamort et en filons au nord du Mont Pelvoux

1.2 - LA COUVERTURE AUTOCHTONE DU SOCLE

En Vallouise, le socle cristallin a conservé une partie de sa couverture sédimentaire. A l'ouest de la faille Ailefroide-Sirac, elle de limite à de petits placages mésozoïques piégés dans des fractures, le long de la faille principale les sédiments affleurent plus largement dans des pincées appelées « synclinaux » liasiques ou même « filons » sédimentaires pour les plus petits. A l'est, dans ce que R. BARBIER a appelé la Zone ultradauphinoise, les affleurements sont continus et comportent, outre les sédiments secondaires, une épaisse couverture cénozoïque continue.

1.2.1 - Les sédiments mésozoïques

La série mésozoïque s'étant déposée dans des hauts-fonds présente des faciès très variés mais son épaisseur est relativement réduite à l'exception du Lias. Elle a été fortement érodée du fait des mouvements qui ont suivi leur sédimentation. (Figure 8)

1.2.1.1 - Le Trias

Le Houiller autochtone, qui a été identifié dans les régions voisines, est absent en Vallouise. C'est au Trias que sont rattachées les formations sédimentaires les plus anciennes de la Vallouise. Elles apparaissent le plus souvent sous forme de petits placages isolés dont la chronologie n'est pas établie avec certitude d'autant plus qu'il n'existe pas de lien géographique entre les différents affleurements.

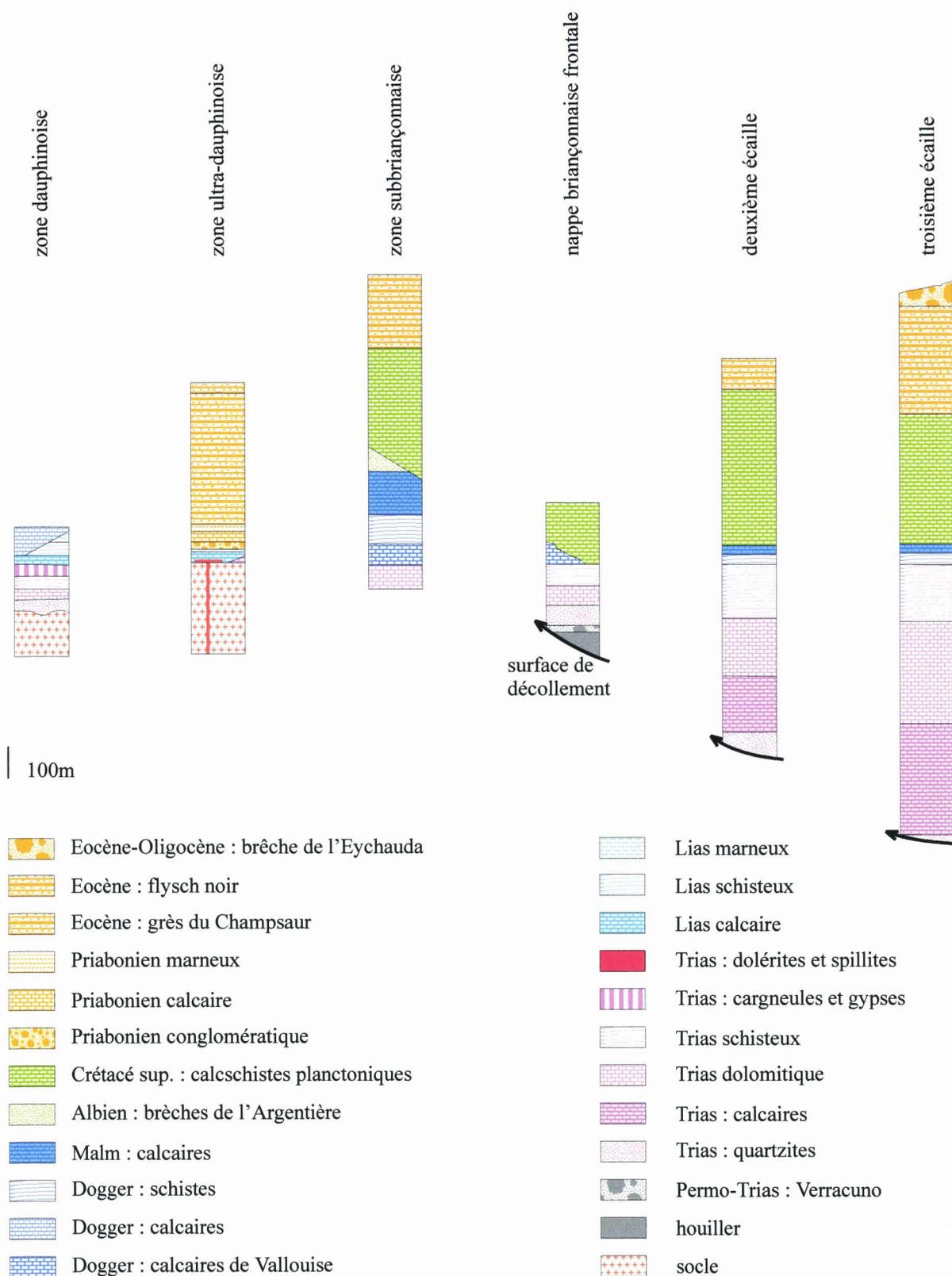


Figure 8 : Echelles stratigraphiques simplifiées des grandes unités de la Vallouise. Seuls les principaux faciès représentés en Vallouise ont été représentés. D'après les cartes géologiques de Orcières, Saint-Christophe-en-Oisans, Guillestre et Briançon, DEBELMAS J. (1955), LAMI A. (1988).

Les minuscules affleurements calcaires, plaqués au sommet des Bans, sur le Mont Pelvoux et au col de l'Ailefroide sont attribués au Lias mais sans certitude car ils sont totalement isolés et discordants sur le socle. Ils sont constitués de calcite rouge (CM), de calcaires schisteux (CS) ou brèchiques (Cl). Leur épaisseur atteint au maximum une vingtaine de mètres au couloir Coolidge.

Les roches volcaniques reposent aussi directement sur le socle. Ce sont des coulées de spillites (basaltes vacuolaires de couleur foncée, K³) associées aux cheminées de dolérites dans le vallon de la Selle où elles ont été préservées le long d'accidents tectoniques.

La série secondaire proprement dite commence par des grès (conglomérats de base, tQ) surmontés de dolomies (tD) de schistes dolomitiques (tS) et de cargneules (tK) attribués au Trias supérieur. Cette série est préservée le long de la grande faille Ailefroide-Sirac. Au sud, elle est réduite à de petits placages dans lesquels on ne distingue pas toujours très bien les différents faciès (Col du loup, côte de Vachieux, crête de Malamort). Elle s'épaissit vers le nord où elle atteint plus de 50m (glacier de Séguret Foran, Roc de la Montagnole).

1.2.1.2 - le Jurassique

A partir du Lias, il est possible de retrouver des séries concordantes plus complètes bien que peu épaisses. La sédimentation s'étant faite dans des milieux de bas-fond, les épaisseurs et les faciès sont très variables.

Dans les pincées du nord de la Vallouise, les couches sont peu épaisses et il n'est pas souvent possible de retrouver une stratification nette.

Au sud de la région, par contre, les couches peuvent être nettement distinguées et atteignent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

La série repose sur le Trias sédimentaire, sur les spillites ou directement sur le socle. Elle commence par des calcaires surmontés de niveaux marneux ou schisteux.

Les calcaires, généralement gris clair avec lits marneux, sont attribués au Sinémurien-Carixien. Ils contiennent souvent des niveaux gréseux ou conglomératiques à proximité de la base. Ils sont généralement peu épais sauf dans le haut vallon de la Selle où ils atteignent plus d'une centaine de mètres d'épaisseur.

Les niveaux marneux atteignent au moins 200m dans le vallon de la Selle où ils sont entrecoupés par un niveau calcaire, ils sont datés du Domérien au Toarcien. Dans le « synclinal d'Ailefroide », où la série se prolonge jusqu'à l'Oxfordien, ils sont moins épais et de plus en plus schisteux. Autour du dôme de Monétier, l'Oxfordien est représenté par les schistes noirs qui peuvent ici dépasser les 100m.

1.2.2 - Les formations cénozoïques

La série cénozoïque, qui est transgressive sur le Secondaire ou directement sur le socle est beaucoup plus homogène. Au nord de la Vallouise, elle n'affleure qu'en un mince liseré qui s'étire de la Blanche au nord du vallon de l'Eychauda ; elle s'étend beaucoup plus au sud où elle forme l'armature des crêtes des Neyzets et de la Pendine. Elle est constituée de trois termes communément appelés « trilogie priabonienne » : calcaires à nummulites à la base, schistes (ou marnes) à Globigérines et enfin grès volcano-détritiques (du Champsaur). La transgression s'est faite dans une topographie vallonnée et bouleversée par d'importants mouvements tectoniques qui faisaient rejouer les failles (LAMI A., 1988). L'érosion marine était intense et les turbidites se sont déposées en couches très épaisses

dans les zones déprimées, tout particulièrement entre La Blanche et le Sirac, alors que les premiers termes de la trilogie sont souvent absents ailleurs.

A la base, on distingue parfois les niveaux « infranummulitiques » (MORET L., 1934) représentés ici par les « conglomérats de base ». Ce sont des conglomérats rouges contenant des éléments du socle sur lequel ils reposent. Ils sont peu épais dans le Vallon de la Selle mais atteignent 4 mètres aux Grèsourières (vallée de l'Onde).

Les calcaires à nummulites e6 ou eN (flysch calcaire) forment une couche épaisse de 10m au nord de la Vallouise à 50m au sud. A La Blanche, ils atteignent 80m d'épaisseur. Ce sont des calcaires gris sombre qui reposent le plus souvent directement sur le socle. Ils commencent souvent par un niveau conglomératique ou gréseux contenant des granites mais aussi des spillites, en général peu épais, il atteint jusqu'à une vingtaine de mètres au Clôt-Agnel.

Les marnes à Globigérines (flysch schisteux), de couleur sombre avec une patine grise ou jaune, atteignent au maximum une cinquantaine de mètres.

Les grès du Champsaur (flysch gréseux) forment une impressionnante couche dépassant parfois les 500m (L'Aiglière). C'est une série nettement rythmée où alternent des bancs gréseux granoclassés de couleur brune avec des stratifications entrecroisées et des niveaux de schistes ou marnes noires. L'épaisseur des bancs est très variable, elle peut aller de quelques décimètres à quelques mètres. En Vallouise, les niveaux schisteux sont toujours peu épais (une quarantaine de centimètres au plus) et s'amincissent progressivement du sud vers le nord au contraire des bancs gréseux qui passent de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. La série se termine par des schistes noirs à blocs gréseux qui n'apparaissent que très localement dans le vallon de l'Eychauda et à Puy-Saint-Vincent.

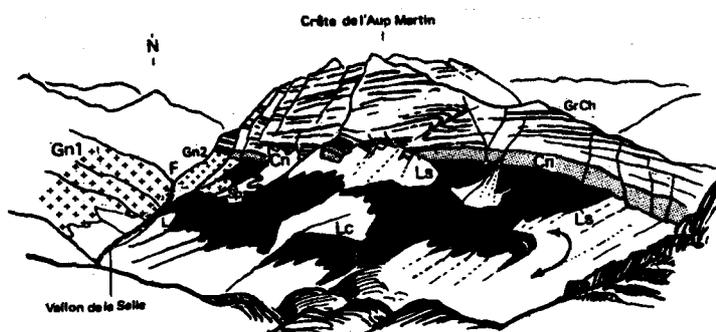


Figure 9 : Le haut vallon de la Selle vu du col de l'Aup Martin. (DEBELMAS J., PÉCHER A. et BARFETY J-C, 1989). La série sédimentaire autochtone atteint près de 1000m d'épaisseur.. Gn : gneiss, Sp : spillites, Lc : Lias calcaire, Ls : Lias supérieur, Cn : calcaire à nummulites (Priabonien), GrCh : Grès du Champsaur.

1.2.3 - Tectonique de la couverture sédimentaire

Les mouvements du socle ont eu des conséquences directes sur les sédiments sus-jacents, mais la couverture a également été tectonisée par des mouvements qui lui sont propres.

La couverture mésozoïque a subi les conséquences du rifting téthysien puis de la compression alpine, elle est de ce fait souvent déformée parallèlement aux failles. Les déformations sont de plus en plus importantes du sud vers le nord.

Au sud de la Vallouise, dans le vallon de la Selle la disposition anticlinale suivant un axe SO-NE du Mésozoïque est un plissement de couverture corrélatif du soulèvement précoce du Pelvoux (plis arvinches).

Les petits affleurements, du Mont Pelvoux et ceux qui longent la faille Ailefroide-Sirac, du Rascrouset à la Crête de Malamort, ont été si intensément déformés sous l'effet du pincement qu'il est difficile de retrouver le type de déformation des couches. Ce n'est que dans le « synclinal » d'Ailefroide qu'apparaît une belle succession d'un anticlinal et d'un synclinal.

Au nord, le socle a été fortement tectonisé par les grandes écailles chevauchantes de la semelle de l'Eychauda et de la crête des Grangettes. Les couches ont été laminées et plissotées parallèlement au poinçon de l'écaille des Grangettes. Sur la Crête des Grangettes elle-même la couverture a été préservée, elle est plissotée et microfaillée mais la superposition des couches est respectée.

La couverture cénozoïque a surtout été déformée au cours de la surrection du massif. Elle est moins tectonisée dans l'ensemble mais fortement plissée dans le détail. Les grès du Champsaur sont le plus souvent inclinés vers le sud-est et donc conformes aux pentes sur les versants de la Blanche, de la rive gauche de l'Onde et du Torrent de Narreyroux. A Puy-Saint-Vincent, un anticlinal étroit permet aux couches cénozoïques d'affleurer dans une petite fenêtre dégagée par l'érosion de la nappe subbriançonnaise. Dans le détail la situation est souvent plus complexe car les stratifications ne sont pas rigoureusement parallèles. De plus ils sont accidentés par des « Plis synschisteux d'orientation méridienne dans toutes les roches au niveau macroscopique et microscopique » (LAMI A., 1988).

2 - LA VALLOUISE PENNIQUE

La partie orientale de la Vallouise appartient à la zone « pennique » dont les terrains se sont formés sur les marges de la Téthys avant d'être charriés vers l'ouest. Elle doit sa grande complexité structurale à la fois à la variété des conditions de sédimentation et à l'ampleur des déformations tectoniques.

La sédimentation s'étant faite sur une large zone, dans des milieux sédimentaires différents, les terrains constitutifs présentent de multiples faciès et les séries sont souvent lacunaires. Lors du charriage, les différentes unités ont été décollées à des niveaux différents, de plus en plus profonds vers l'est si bien que les terrains les plus anciens se trouvent dans les nappes supérieures. Enfin, l'érosion a accentué le morcellement des différentes unités qu'elle a découpées en multiples klippes et fenêtres.

Dans un souci de simplification, on regroupe les différentes nappes en plusieurs unités qui se différencient par des caractéristiques tectoniques et lithologiques propres, reflet des zones où elle se sont sédimentées : les zones subbriançonnaise, briançonnaise et d'Acceglio (4^{ème} écaille).

2.1 – LA ZONE SUBBRIANÇONNAISE

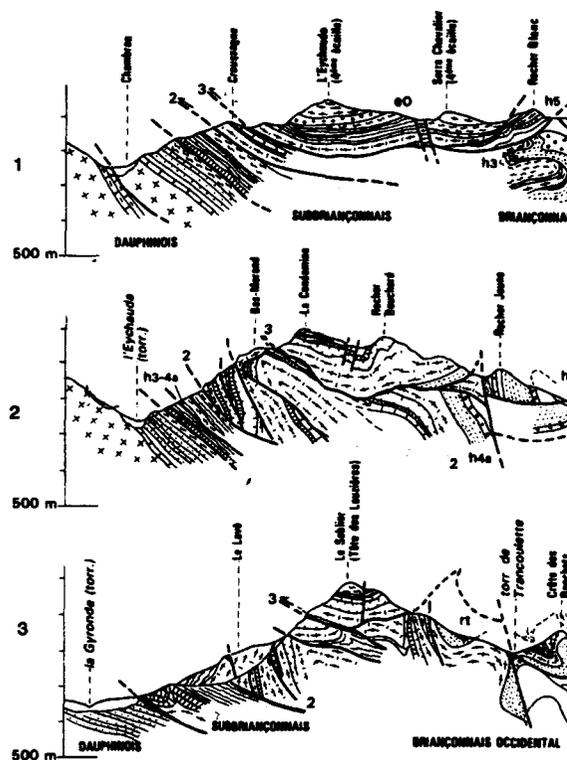
La zone subbriançonnaise est représentée par un liseré étroit et discontinu de terrains directement charriés sur les massifs centraux alpins et qui sont eux-mêmes recouverts par les nappes briançonnaises. C'est en Vallouise, où elle est ininterrompue du

Col de l'Eychauda à la Crête des Lauzes, qu'elle atteint sa plus belle extension. Outre cet affleurement principal, large d'un à deux kilomètres, les terrains subbriançonnais sont également visibles dans des fenêtres dégagées dans les terrains briançonnais. La première n'a qu'une trentaine d'hectares dans la partie amont du Rif Paulin, la seconde appelée « Fenêtre de l'Argentière » (GIGNOUX M. et Al. ,1933) n'est en fait qu'une large demi-fenêtre qui s'étire de Vallouise et l'Argentière dans la vallée de la Gyronde (Figure 2).

2.1.1 – Une tectonique dominée par les plissements

Les unités subbriançonnaises reposent sur les grès du Champsaur ou sur le flysch noir ultra-dauphinois par une surface de chevauchement inclinée en moyenne de 25-30°. Elles sont accidentées de plis qui se sont formés durant le charriage et de cassures qui lui sont postérieures (DEBELMAS J., 1955).

En Vallouise, les terrains subbriançonnais forment un synclinal très dissymétrique d'axe nord-sud. A l'ouest, au contact de la zone dauphinoise, le pendage monoclinal vers l'est s'affaiblit du nord vers le sud : de près de 80° au col de l'Eychauda, il passe à 45° dans le vallon de Chambran puis à 10°-20° sur le versant de La Blanche et devient négligeable sur la Crête du Pré des Bans (Fig.10). Dans la vallée de la Gyronde, la situation est plus complexe : si les couches restent globalement légèrement inclinées vers l'est, elles sont affectées de plissements secondaires. Ainsi au sud du Grand Parcher ou au nord du village de Puy-Saint-Vincent, des blocs présentent un net pendage vers l'ouest sans que l'on ne perçoive de cassure. Enfin, à l'est des Vigneaux, on arrive sur le flanc de l'anticlinal de l'Argentière ; les couches remontent alors franchement vers l'est suivant un pendage de plus en plus fort vers le sud.



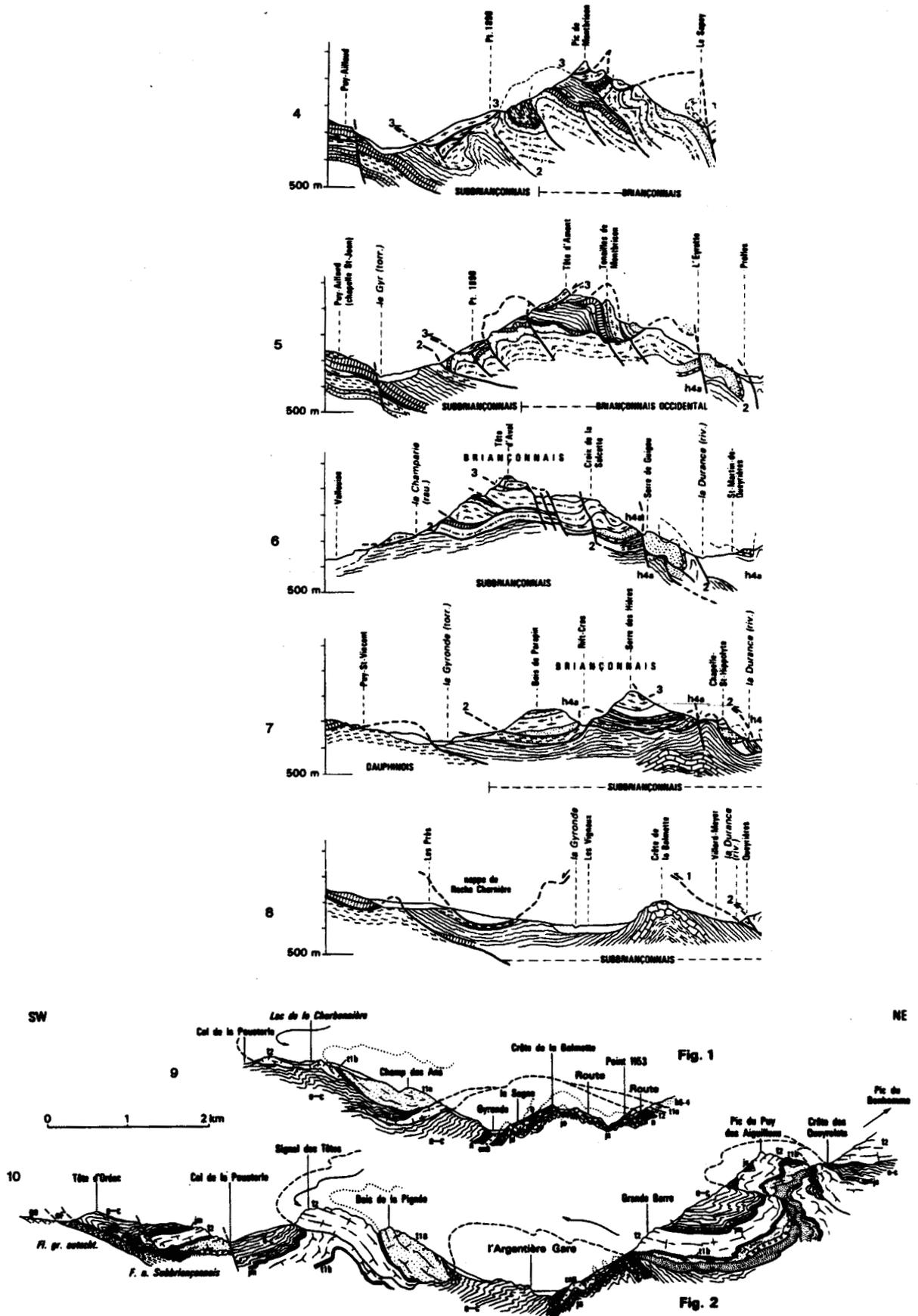


Figure 10: Coupes géologiques à travers la Vallouise pennique. (coupes 1 à 8 BARFETY J.-C. et al., 1996 ; coupes 9 et 10 d'après DEBELMAS J., 1968).

La nappe subbriançonnaise est relativement peu fracturée en Vallouise. Aucune cassure importante n'est décelable au sud de la région d'autant plus que le tapissage morainique est ici continu. Du vallon de Chambran jusqu'au col de la Cucumelle, par contre, la nappe présente deux écailles superposées entre lesquelles peuvent être intercalées des lames briançonnaises. Enfin, la nappe est affectée par la faille Ailefroide - Sirac dont c'est ici l'extrémité septentrionale.

2.1.2 – Des terrains peu résistants

Les terrains subbriançonnais se sont déposés dans un petit sillon de sédimentation de plus en plus profond si bien que la série débute par des dépôts d'eau peu profonde puis à la fin du Malm et au Crétacé, apparaissent des faciès franchement pélagiques. « Ses caractères paléogéographiques sont intermédiaires vis-à-vis des zones dauphinoise et briançonnaise qui l'encadrent. » (BARFETY J-C et Al, 1995). La base de la série est constituée de terrains visibles dans la zone dauphinoise alors que son sommet est plutôt comparable aux terrains briançonnais. Les terrains sont généralement peu résistants mais il convient de distinguer, comme J.DEBELMAS (1956), l'unité de Vallouise à dominante calcaire et l'unité de l'Argentière, constituée des schistes noirs oxfordien et du flysch noir Eocène.

2.1.2.1 – Un soubassement calcaire

La série commence par le Trias représenté par un chapelet de petits affleurements qui jalonnent le contact avec le dauphinois. Les terrains sont comparables à ceux rencontrés dans les pincées de la zone dauphinoise. Il s'agit de gypses (tG), attribués au Keuper, qui sont considérés comme la semelle de décollement, de dolomies (tD) et de cargneules (tK). Le gypse n'affleure que sur quelques ares aux Clôts. Les dolomies, de couleur grise sont les mieux représentées tout au long du contact et peuvent atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur. Elles sont parfois altérées en cargneules rougeâtres à Puy-Aillaud et dans le Vallon de Chambran.

Les calcaires de Vallouise (jm) du Bajocien-Bathonien, qui sont la seule roche résistante, forment l'ossature du subbriançonnais. Ils présentent de beaux affleurements à Puy-Aillaud, Puy-Saint-Vincent, Les Claux et sur la crête des Neyzets. Ce sont des calcaires de couleur sombre dont l'épaisseur totale peut atteindre 80m. Bien qu'ils présentent de nombreuses variations latérales de faciès, ils présentent toujours la même organisation. De la base au sommet, on distingue des niveaux feuilletés à parfois même franchement schisteux à la base (Béalmont) puis des calcaires gris massifs avec quelques niveaux calcschisteux enfin un niveau supérieur brèchique (nord des Claux) ou argileux (Puy Aillaud).

Le Jurassique supérieur est représenté par les calcschistes et schistes noirs du Callovien-Oxfordien. (Jm-s) épais d'une quarantaine de mètres et par les calcaires fins à cherts du Malm-Néocomien inf. (Js) massifs, clairs épais d'une trentaine de mètres. Ces formations peu résistantes sont presque toujours masquées par une couverture morainique si bien qu'elles n'apparaissent à l'affleurement qu'au fond des torrents sur le versant oriental de La Blanche et dans le vallon de Chambran. A Puy-Saint-Vincent, l'érosion les a totalement déblayées si bien que l'autochtone apparaît dans une fenêtre.

2.1.2.2 – L'unité de l'Argentière

La série subbriançonnaise reprend au Crétacé supérieur par des faciès très variés mais à dominante schisteuse. En Vallouise, affleurent les schistes verts et rouges (nC) sur le versant ouest de la Cucumelle et les « brèches de l'Argentière » (n-cBr) à l'ouest de la crête de la Balmette.

Les « calcschistes planctoniques » (c-e) ou « marbres en plaquettes » sont des roches de couleur claire très déformées attribuées au Crétacé supérieur- Paléocène. Leur résistance relative en fait la formation la mieux représentée sur les versants de la vallée de la Gyronde.

La série se termine par le "flysch noir" d'âge éocène moyen- Oligocène. Il s'agit d'un ensemble argilo-gréseux fin, noirâtre avec des bancs calcaires, gréseux ou conglomératiques surmonté d'un olistostrome. Malgré leur grande épaisseur, les flyschs noirs ne sont presque jamais visibles à l'affleurement.

2.2 - LES NAPPES BRIANÇONNAISES ET LA « QUATRIÈME ÉCAILLE »

A la zone briançonnaise correspondent les terrains qui ont été charriés vers l'ouest lors de la compression alpine après avoir été affectés par une tectonique de distension (marge passive de la Téthys). Ils sont caractérisés par la grande épaisseur du Houiller et du Trias alors que le Jurassique et le Crétacé inférieur sont d'épaisseur réduite. En Vallouise, ne sont présentes que des unités occidentales qui n'ont pas été rétrocharriées et forment de grands empilements en particulier dans le massif de Montbrison et celui des Têtes.

La « Quatrième écaille » est d'origine beaucoup plus lointaine. Elle appartient à la "zone d'Acceglio" qui marque la limite entre le domaine briançonnais oriental et le domaine piémontais. Elle a été décollée au niveau du socle avant d'être charriée sur une très longue distance au-dessus des nappes briançonnaises. Sa couverture sédimentaire à ensuite été entièrement érodée.

2.2.1. - Les terrains de la zone briançonnaise

On distingue classiquement le "substratum" siliciclastique (Paléozoïque à Scythien) des nappes de couverture carbonatée (Mésozoïque et Tertiaire).

Malgré la grande superficie de sédimentation, les terrains briançonnais présentent peu de variations latérales de faciès, par contre, l'épaisseur des différentes couches peut être très variable du fait de l'activité tectonique lors du dépôt des sédiments (rifting). Ces terrains sont extrêmement variés et nous ne retiendrons ici que les couches dont l'importance morphologique est remarquable (Fig. 8).

2.2.1.1 - Le socle cristallin

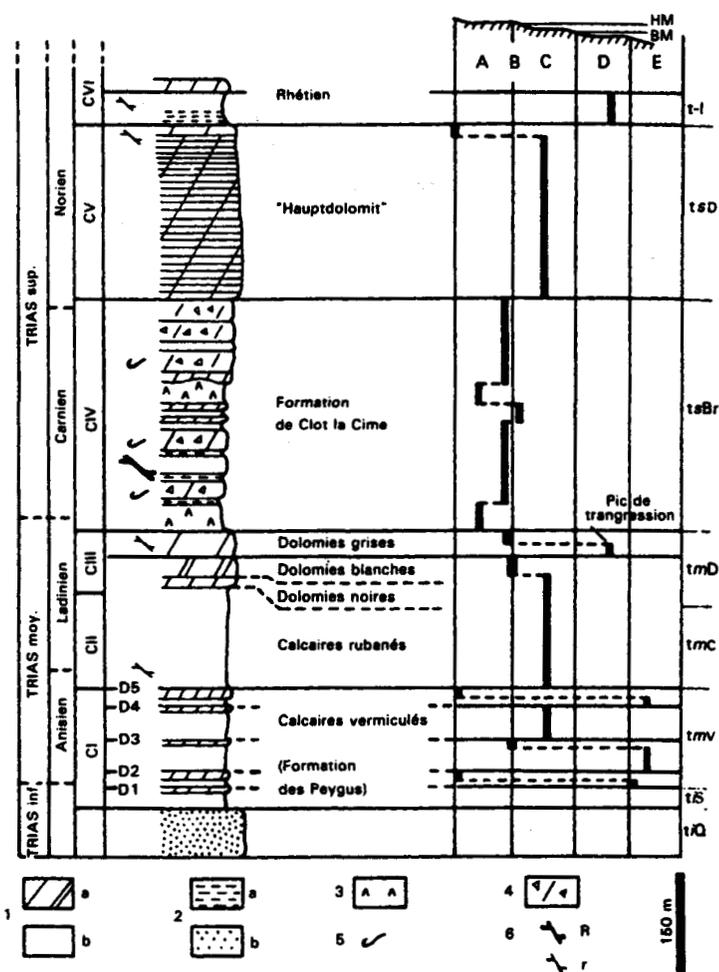
Le socle cristallin n'affleure jamais dans les zones briançonnaise et subbriançonnaise proprement dites mais apparaît dans la « quatrième écaille » au sommet de l'Eychauda. Ce sont des roches polymétamorphiques très diverses : gneiss, amphibolites et micaschistes considérés comme des olistolites géants (BARFETY J-C et *al.*, 1992).

2.2.1.2 - Le Houiller

Par le terme « houiller » on désigne les terrains siliceux carbonifères et permien de la base des nappes Briançonnaises. Ces terrains, qui jouent un rôle essentiel dans la dynamique des régions voisines où ils sont très épais, sont ici très mal représentés. Le seul affleurement, sur la Crête de Roche Motte, au nord des Vigneaux, n'est épais que d'une cinquantaine de mètres. Ils sont ici représentés par la « formation du Chardonnet » constituée de conglomérats, grès micacés, pélites et anthracites, attribués au Namurien sup-Westphalien. (h3-4a). Ils n'ont jamais été exploités en raison de leur inaccessibilité.

2.2.1.3 - Le Trias

Le Trias présente ses trois termes classiques dans toute la région : quartzites, schistes et cargneules à la base, calcaires au Trias moyen puis dolomies du Trias supérieur (Figure 11).



1 : carbonates (a - mudstones dolomitiques stromatolitiques ou pas ; b - calcaires) ; 2 : terrigène (a - argiles ; b - grès, siltstones et/ou quartzites) ; 3 : évaporites ; 4 : brèches sédimentaires ; 5 : glissements synsédimentaires ; 6 : failles normales synsédimentaires (R - rejet plurimétrique, r - rejet métrique).
 A : sabkha côtière plus ou moins subsidente ; B : zone des platiers stromatolitiques (sommet de l'intertidal et en amont) ; C : tidal flat ; D : subtidal peu profond ; E : subtidal plus profond.
 HM : haute mer ; BM : basse mer.
 Discontinuités : D1, D2, D3, D4, D5 ; CI, CII, CIII, CIV, CV, etc. cycles régressifs

Figure 11 : Coupe synthétique du Trias Briançonnais (MEGARD-GALLI et al. dans BARFETY J-C. et al., 1995). échelle notice Briançon p.48

Les conglomérats bigarrés, dits "Verrucano", formés de galets de quartz blanc ou rose à matrice argilo-siliceuse rouge transgressifs sur le Houiller sont attribués au Permien mais ils sont aussi considérés comme la base des quartzites triasiques sus-jacents avec lesquels le passage est très progressif.

Les quartzites du Scythien (tiQ) sont des grès à grains fins recristallisés, de couleur blanche, qui ont été fragilisés par altération. Ils affleurent au sud du Pic de Montbrison mais sont surtout présents à l'est du massif des Têtes où leur épaisseur est de plusieurs centaines de mètres.

Les schistes du Scythien sup. (tiS), cargneules (tK) et gypses versicoles (tG) ont été fortement laminés lors du charriage si bien qu'ils n'apparaissent que dans de tout petits affleurements à la base de la nappe (Le Rochasson, col des Lauzes, vallon de Chambran) ou des écaillés au sud du massif de Montbrison

Le Trias carbonaté, forme l'ossature de la zone briançonnaise.

En Vallouise, les calcaires sont les roches les plus épaisses (350m au total) et les mieux représentées à l'affleurement de toute la zone briançonnaise. Ils apparaissent du col de l'Eychauda au Col de la Pousterle en passant par le Massif de Montbrison. La tectonique perturbée de la région rend très difficile la différenciation sur le terrain des calcaires vermiculés Anisien (tmV), qui peuvent présenter des aspects variés, des calcaires rubanés Ladinien (tmC) gris sombre plus homogènes.

Les dolomies de la fin du Trias ont été fortement érodées et karstifiées lors de l'émersion de l'île briançonnaise. On ne rencontre donc en Vallouise que les dolomies noires blanches ou grises du Ladinien supérieur, parfois surmontées de brèches du Carnien. L'épaisseur totale peut atteindre une centaine de mètres, mais elles peuvent aussi ne pas apparaître.

2.2.1.4 - Le Jurassique

La sédimentation reprend au Jurassique moyen à la suite de la subsidence rapide de l'île briançonnaise. La zone briançonnaise est alors relativement éloignée des sources de matériel si bien que les sédiments y sont beaucoup moins épais que dans la zone subbriançonnaise. L'extension par rifting entraîne la formation de sillons et de hauts fonds qui explique les nombreuses variations latérales de faciès.

Du sud du Massif de Montbrison jusqu'au vallon de Chambran, affleurent les terrains du Jurassique moyen dont la succession est typique d'une transgression. Les conglomérats de base, surmontés par des calcaires noirs puis des calcaires en plaquettes sont attribués au Bathonien sup.-Callovien (Jm) épais d'une trentaine de mètres. La série se poursuit avec les argilites noires et brèches à éléments calcaires Callovien-Oxfordien (jm-s) épais d'une vingtaine de mètres puis les calcaires Oxfordien moy.-Crétacé inf. (j-n) lités et sombres pouvant atteindre plus de 80m.

Les faciès de haut fond sont réduits à une vingtaine de mètres d'épaisseur. Ce sont les "marbres de Guillestre" (Js) qui sont des calcaires noduleux rouges, surmontés de calcaires blancs massifs. Ils reposent directement sur le Trias au sommet de la Condamine et à la Tête des Lauzières.

2.2.1.5 - Le Crétacé supérieur-Eocène

Après une lacune de sédimentation au Jurassique supérieur, la sédimentation reprend au Crétacé sup.- Paléocène. Les faciès deviennent alors comparables à ceux de la zone subbriançonnaise. On retrouve les calcschistes planctoniques (c-e) Crétacé sup. Eocène inf., le « flysch noir » (eF) Bartonien-Priabonien qui passe progressivement à un

olistostrome (Brèche de l'Eychauda, e-gBr) Eocène sup.-Oligocène surmontée par le socle de la quatrième écaïlle.

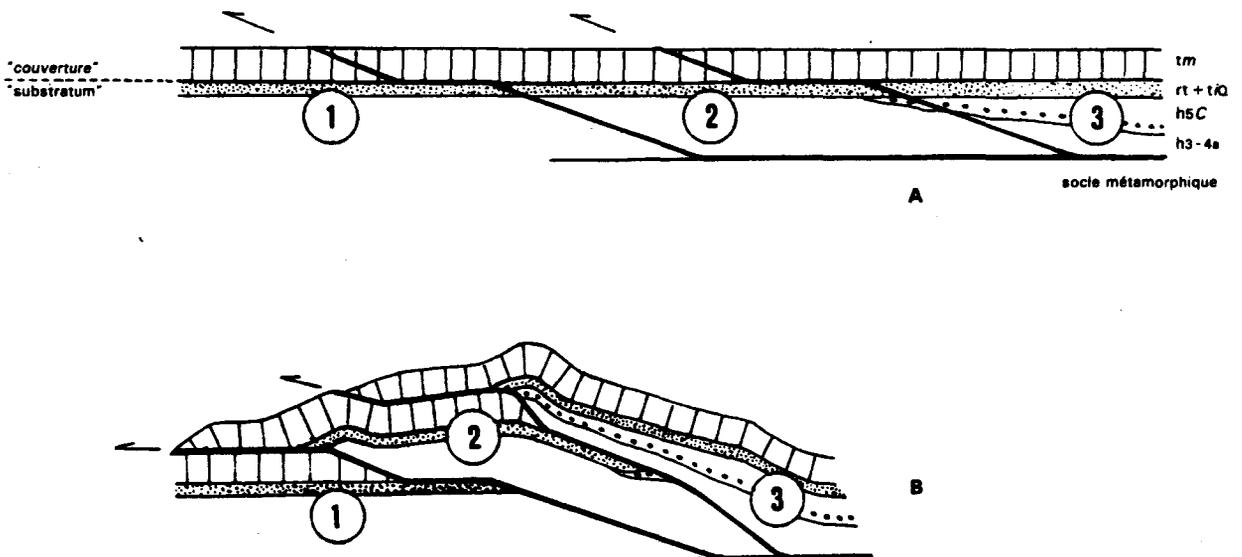
2.2.2 – Une tectonique en écaïlles

2.2.2.1 – L'organisation générale de la fracturation

Dès 1903, P. TERMIER avait identifié à l'est du Pelvoux "de nombreuses nappes superposées dans lesquelles le socle peut apparaître". Par la suite, J. GOGUEL (1939) puis J. DEBELMAS (1954, 1955, 1961) précisaient la structure des différentes nappes entre Vallouise et Guillestre.

Des travaux plus récents (GRACIANSKI P. et al., 1979, 1989, LEMOINE M. et al., 1986) mettent en évidence les relations entre les nappes et les anciennes failles normales du socle qui ont joué en chevauchement consécutivement à l'inversion des forces tangentielles. Ils montrent que "chaque nappe de couverture pourrait être héritée d'un ancien bloc basculé synrift".

La correspondance entre les nappes et les anciens blocs n'est cependant pas parfaite du fait de la compétence très inégale des roches. C'est ce qu'exprime le modèle simplifié en rampes et paliers proposé par D. MERCIER (1995) : alors que les fractures du socle jouaient, la couverture sédimentaire se décollait du "substratum" au niveau des évaporites du Trias avant de se fracturer et d'être charriée vers l'ouest pour donner un épais empilement des couches carbonatées du Trias moyen. (Figure 12).



Ce schéma est destiné à illustrer les surfaces de charriage qui recourent l'ensemble de la série sédimentaire briançonnaise, les décollements entre "couverture" mésozoïque et "substratum" siliciclastique (paliers) et les imbrications entre unités mésozoïques calcaires au front du Briançonnais

Fig. 3b - Schéma de structures en rampes et paliers (Mercier, inédit)

A - Avant déformation, avec trace des surfaces préférentielles de décollement
B - En cours de déformation

Figure 12 : Schéma de structures en rampes et paliers (MERCIER D., dans notice géologique de la carte de Briançon 1996).

Il résulte de cette suite d'événements une organisation complexe dont on retiendra les éléments déterminants pour la morphologie régionale :

Les grandes unités, qui sont séparées entre elles par des cassures sub-horizontales sont traditionnellement appelées nappe frontale (ou Roche Charnière), deuxième écaïlle (ou Tête d'Aval, Champcella), troisième écaïlle (ou Tête d'Amont), quatrième écaïlle. Ces dénominations peuvent prêter à confusion car en Vallouise, les deuxième et troisième écaïlles débordent le plus souvent la nappe "frontale" et reposent directement sur le subbriançonnais. La nappe frontale ne mérite son nom qu'au sud de la Vallouise (plateau d'Oréac) alors qu'au nord elle n'est visible qu'au nord des Vigneaux où elle a été dégagée par l'érosion. Dans le massif de Montbrison, c'est la deuxième écaïlle qui se trouve au contact direct du subbriançonnais et même parfois la troisième (klippes de Belle vue et de la Casse).

Les nappes présentent une structure grossièrement anticlinale mais cette disposition souffre localement de nombreuses exceptions. De plus, chaque nappe est elle-même divisée par des failles chevauchantes obliques qui forment des écaïlles secondaires, mais aussi par des fractures plus ou moins verticales, d'orientation généralement O-E liées à des mouvements tardifs.

En Vallouise, les affleurements du Briançonnais sont essentiellement constitués par les roches carbonatées du Trias et du Jurassique les autres étages n'étant visibles que dans de petits affleurements locaux dégagés par l'érosion. Cela est lié au basculement tardif de toute la région vers le sud, si bien que les roches anciennes (le "substratum" houiller) bien représentées plus au nord sont presque absentes de la Vallouise. Les termes plus récents, qui ont été laminés ou recouverts par les nappes supérieures, n'apparaissent qu'exceptionnellement au contact des différentes unités à l'exception des sommets du massif de Montbrison où ils sont bien représentés (Tête d'aval, Tête des Lauzières, Condamine).

2.2.2.2 - Les grandes unités briançonnaises

La nappe frontale

La nappe frontale, ou nappe de Roche Charnière, est caractérisée par une lacune presque totale du Jurassique. Le Crétacé sup. y est nettement transgressif sur le Trias qui lui-même est très mince du fait de l'émersion de l'île briançonnaise.

Dans le Massif de Montbrison, elle n'est visible à l'affleurement qu'au Bois du Clôt (nord du village des Vigneaux) où elle forme un mince lambeau entre le subbriançonnais et la deuxième écaïlle. Malgré la présence d'éboulis on peut y observer les calcschistes planctoniques fortement laminés mais au pendage faible.

C'est entre le plateau d'Oréac et le massif des Têtes que la première écaïlle est la plus visible. La nappe forme ici une tête plongeante à l'ouest du plateau d'Oréac; plus à l'est se succèdent des plis d'axe nord-sud : un synclinal au col de la Pousterle, puis un anticlinal au lac de la Charbonnière et un nouveau synclinal au champ des ans. Cette organisation est compliquée par des failles chevauchantes passant au centre du plateau d'Oréac et au col de la Pousterle

La deuxième écaïlle

La deuxième écaïlle permet d'observer la plupart des faciès du briançonnais, cependant, en Vallouise, ce sont les plus anciens qui apparaissent. La semelle permotriassique est visible aux Vigneaux et dans le massif des Têtes grâce à la "fenêtre" de

l'Argentière, par contre, la série ne se poursuit pas au delà des calcschistes planctoniques de l'Eocène inférieur.

Elle atteint son plein développement dans le Massif de Montbrison où elle est appelée Unité de la Tête d'Aval, et se prolonge au sud de la "fenêtre" de l'Argentière dans le massif des Têtes où elle est rattachée à l'unité de Champcella. Sa structure relativement simple au nord est de plus en plus complexe vers le sud.

- Sur la crête de Roche Gauthier et dans le vallon de Chambran, elle est intercalée entre le subbriançonnais et la troisième écaïlle dont elle est séparée par deux failles chevauchantes. Son pendage vers l'est a une valeur comparable ($\approx 30^\circ$) à l'inclinaison des failles, les couches sont peu laminées.

- Plus au sud, à l'ouest du Massif de Montbrison, les couches prennent une disposition grossièrement anticlinale, mais beaucoup plus complexe dans le détail, et sont accidentées par plusieurs écaïlles secondaires qui divisent la nappes en petites écaïlles.

- Au sud de la Tête d'amont le plis devient franchement couché puis totalement renversé au Champ des Ans, dans le Massif des Têtes, où la nappe est réduite à son flanc inverse si bien que les roches les plus anciennes se trouvent au dessus des récentes.

La troisième écaïlle

La troisième écaïlle (Unité Tête d'Amont) constitue tous les sommets du massif de Montbrison, à l'exception du sommet de l'Eychauda. Lithologiquement très proche de la deuxième écaïlle, elle est représentée en Vallouise par les termes les plus récents de la série, du Trias moyen à l'Eocène supérieur.

Au niveau de la ligne de crête, les couches sont nettement synclinales si bien qu'on peut considérer les principaux sommets du massif de Montbrison comme des lambeaux de vals perchés qui reposent presque toujours sur les calcschistes planctoniques de la deuxième écaïlle.

Des lambeaux de cette écaïlle apparaissent sous la forme de klippes nettement identifiables à Belle-vue, au rocher pointu, à la tête d'Amont et à La Roche Gauthier.

La quatrième écaïlle

La quatrième écaïlle est rattachée à la "zone d'Acceglio" à la limite des zones briançonnaise et piémontaise, le sommet de l'Eychauda est son représentant le plus occidental. Le charriage sur une très longue distance est à l'origine de roches reconstituées : les brèches de l'Eychauda sur lesquelles repose directement le socle.

CHAPITRE 3 - LES MODELES DE LA VALLOUISE

"La Vallouise, vallée inclassable par ailleurs, ni franchement briançonnaise malgré le découpage administratif, ni vraiment embrunaise en dépit de la proximité de l'Argentière. C'est là, et là seulement, que l'on rencontre les paysages de la très haute montagne..."

Avocat, 1979

Inclassable, tel est sans doute le meilleur qualificatif de la Vallouise. Ecartelée par les découpages cartographiques, presque ignorée par les guides régionaux, la Vallouise ne semble entrer dans aucune typologie classique. Pourtant, l'omniprésence des hauts sommets et le cloisonnement du relief en font une entité géographique nettement délimitée où sont concentrées sur un espace réduit une incroyable diversité de paysages montagnards.

Unie par le relief qui l'isole du reste de la région, elle doit sans doute la variété de ses paysages à sa situation charnière entre les grandes unités géologiques que sont les massifs centraux et la zone intra-alpine.

1 - METHODE D'ANALYSE TOPOGRAPHIQUE

1.1 - LES BASES DE DONNEES TOPOGRAPHIQUES

1.1.1 - Le fond cartographique

L'approche géomorphologique suppose l'utilisation de cartes à grande échelle (1/25000 ou 1/10000). Plusieurs feuilles sont alors nécessaires pour couvrir le territoire de la Vallouise : la feuille 3436 ET Meije-Pelvoux ; la feuille 3437 ET Orcières-Merlette ; la feuille 3536 O et la feuille 3537 O. Ces documents, établis à partir de levés récents (entre 1975 et 1985) nous ont donné satisfaction dans l'ensemble quant à leur précision. Les principaux inconvénients sont le procédé cartographique de la feuille Orcières-Merlette qui diffère de celui des autres cartes et ne permet pas une précision comparable en particulier pour les escarpements rocheux qui ne sont pas représentés en courbes de niveau. D'autre part, on regrettera le manque de précision dans la délimitation des zones englacées qui ne correspond pas à la réalité et pour lequel il n'est pas évident que la photo-interprétation ait permis de réaliser un travail acceptable.

Les coupures à 1/50000 des feuilles 3436 ; 3437 ; 3536 et 3537 ont d'autre part été utilisées pour le traitement informatique de l'information. La carte à 1/100000 n°54 n'a été utilisée que comme fond pour les croquis de synthèse.

Les cartes anciennes ont pu révéler quelques transformations du paysage depuis leur établissement. Malheureusement elles sont restées d'un apport limité du fait de leur échelle, et laissent toujours une marge d'incertitude importante.

1.1.2 - Les photographies aériennes

Pour couvrir la totalité du territoire de la Vallouise, quatre missions aériennes ont été nécessaires. La mission 1988F 3536-3636 3000 dont les clichés datent des 10 et 11 juillet 1988 couvre l'essentiel de la région. Pour les parties orientales, il a fallu recourir aux missions 1989F 3536-3636 300 du 27 octobre 1989 et 1990F 3537-3637 300 du 5 septembre 1990. Enfin, la mission plus ancienne 05 I.F.N 81 07 170 P à 1/17000 a permis une meilleure vision des sommets grâce à son échelle plus grande et à la date idéale des prises de vue.

Elles sont un complément de qualité, autant pour l'étude du cadre d'ensemble que pour la reconnaissance des formes sur le terrain dont elles permettent la délimitation précise et parfois l'étude de la dynamique ; de plus, elles permettent de préparer les parcours dans les zones difficiles d'accès. Elles ont cependant l'inconvénient d'être peu utilisables pour les zones les plus élevées qui sont encore trop enneigées, aussi, ces régions n'ont pu être étudiées que directement malgré les difficultés d'accès.

1.2 - LE TRAITEMENT NUMERIQUE DES DONNEES TOPOGRAPHIQUES

Les M.N.T. nécessitent une longue et fastidieuse saisie de la topographie mais permettent d'élaborer facilement un certain nombre de cartes présentant divers aspects de la topographie qui ne pourraient l'être à partir de la seule observation de la carte.

1.2.1 - La méthode utilisée

1.2.1.1 - Le choix de l'échelle

A l'échelle du 1/10000 ou du 1/25000 les données topographiques peuvent être recoupées avec d'autres documents (photographies aériennes, cartes géologiques...) dans un S.I.G. de manière à permettre une véritable analyse morphologique. Elle aurait cependant nécessité un très long travail de mémorisation et l'utilisation de très gros matériels disposant de grandes capacités de mémoire. D'autre part le parcours intégral du terrain, qui permet des observations plus fines, réduit considérablement son intérêt.

L'observation directe du terrain étant à la base de ce travail, le M.N.T. n'a été utilisé qu'à titre complémentaire. Le but poursuivi est de permettre une analyse globale du terrain à moyenne échelle afin de montrer l'organisation générale du relief et de mettre en évidence certains aspects utiles à l'analyse géomorphologique (pentes, expositions...). L'échelle du 1/100000 a été retenue car elle permet de réduire le temps de saisie et de produire des documents de format pratique tout en restant lisibles.

1.2.1.2 - La saisie des données

Le traitement des données a été réalisé avec le logiciel Autosurf© PC Vision™ qui est un M.N.T. applicatif du logiciel Autocad© de Autodesk Corp™. Ces logiciels sont

destinés aux professionnels du bâtiment et des travaux publics, cependant certaines fonctions sont d'un grand intérêt pour le géomorphologue.

La carte au 1/100000 n'offrant pas assez de précision, en particulier au niveau des talwegs, et la carte au 1/25000 étant de trop grandes dimensions, c'est la carte au 1/50000 qui a été retenue comme document de base. La numérisation à partir d'une table à digitaliser de format AO a été réalisée au point par point, qui était alors le seul mode de saisie disponible sur Autosurf ©. La technique a consisté à numériser les courbes de niveau maîtresses dont l'équidistance est de 200 m, puis à saisir de nombreux points intermédiaires sur les zones de rupture de pente afin de mettre en évidence les vallons, les escarpements et les replats. Au total, 8770 points ont été saisis ce qui correspond à 37 points par km². Ce nombre peut paraître relativement modeste mais le résultat définitif étant présenté à 1/100000, cela fait donc 37 points par cm² ce qui permet une précision satisfaisante.

1.2.1.3.- La création du M.N.T.

Contrairement à la plupart des logiciels qui produisent des M.N.T. en mode maillé, Autocad© procède par triangulation. A partir des 8770 points, le logiciel calcule 13717 facettes triangulaires donnant une approximation de la surface du terrain. Ce calcul procède suivant la triangulation de Delaunay, c'est à dire qu'il calcule le triangle le plus équilatéral possible. Ce mode de calcul a l'avantage de donner une bonne précision à la carte des pentes mais oblige en contrepartie à numériser systématiquement tous les points de rupture des courbes de niveau ou de tracer des lignes de rupture dans le M.N.T. Les lignes de ruptures sont pratiques pour tracer des ouvrages d'art au tracé géométrique mais très difficilement réalisables pour représenter les crêtes ou les talwegs au tracé et à la pente très irréguliers. De plus, elles consomment de grandes quantités de mémoire, c'est pourquoi nous ne les avons pas introduites dans le M.N.T. De ce fait, dans le document final, les triangles coupent parfois des lignes de rupture ce qui induit quelques distorsions au niveau des sommets qui apparaissent parfois comme des replats sur lesquels sont posées des pyramides-sommets. L'échelle à laquelle nous avons travaillé et le but poursuivi qui n'est pas une analyse fine du terrain permet de tolérer ces inconvénients.

1.2.2 - Les documents produits

1.2.2.1 - Les représentations de la topographie

1.2.2.1.1 - Les cartes topographiques

Les M.N.T. permettent de produire des cartes topographiques expressives en attribuant des couleurs aux différentes tranches d'altitude. Ces documents peuvent aussi être construits manuellement mais le M.N.T. permet de changer rapidement les seuils de manière à optimiser le rendu de la carte. De plus, le M.N.T. peut présenter des vues 3D du terrain avec représentation des altitudes superposées et en faisant varier l'angle de vue. Ces documents sont utiles à l'illustration mais présentent un maigre intérêt pour le Géographe qui fait mentalement ces opérations.

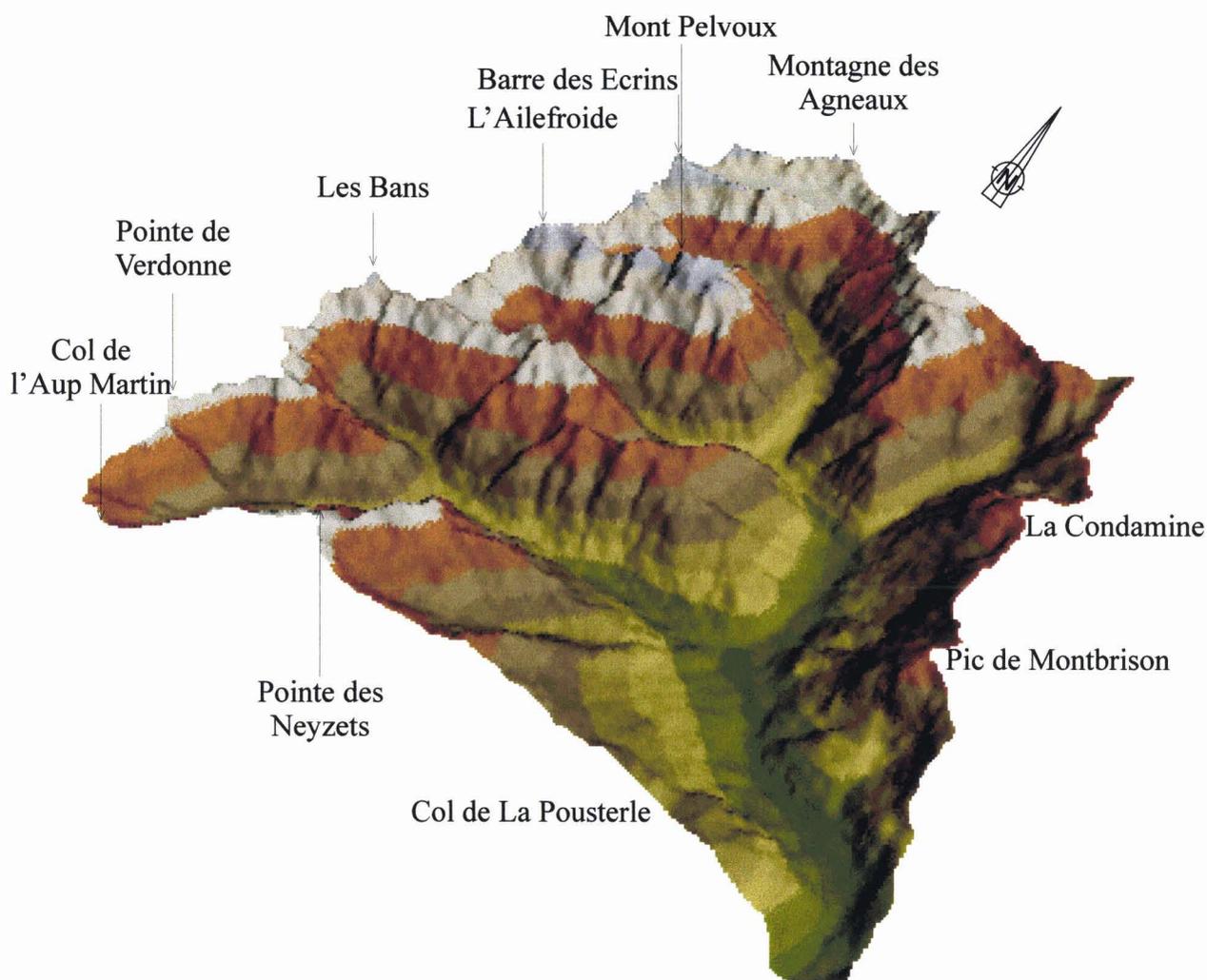


Figure 13 : Vue 3D de la Vallouise.

1.2.2.1.2 - Les profils

Il est très facile à partir d'un M.N.T. de créer des profils topographiques divers. Ce travail a été effectué pour les principales vallées et met bien en évidence le rôle de l'empreinte glaciaire dans les modelés de la Vallouise.

1.2.2.1.3 - Les calculs de surface

L'usage du M.N.T a l'avantage de permettre le calcul rapide de la répartition des différentes tranches d'altitude, de plus, il est possible de calculer la surface développée qui est de 282,36 km² soit 25% de plus que la surface en plan calculée par le M.N.T. Malheureusement il n'est pas possible de recouper les différentes données pour par exemple calculer les différentes pentes par tranche d'altitude. un tel travail nécessiterait l'usage d'un S.I.G.

1.2.2.2 - La carte des pentes

1.2.2.2.1 - Le procédé

La carte des pentes est un outil bien connu dont l'intérêt a été mis en évidence de longue date. Outre une meilleure perception du relief, elle permet de mettre en évidence les processus dominants en fonction de la topographie.

Les M.N.T permettent une réalisation rapide des cartes des pentes. Le logiciel Autocad© calcule pour chaque triangle la plus grande pente obtenue. Cette méthode, permet de réaliser des cartes beaucoup plus précises que les logiciels qui fonctionnent en mode maillé, mais qui ne sont pas de qualité parfaite pour autant. Des distorsions existent en particulier dans les talwegs fortement incisés où les triangles les plus petits, sélectionnés par le logiciel, ne sont pas nécessairement les plus pentus.

1.2.2.2.2 - Le problème des seuils

On sait grâce à de nombreux travaux, dont ceux de DJ. VARNES (1978) sont les plus connus, qu'à chaque classe de pente correspond un processus dominant. Il est donc intéressant de retenir les seuils de 0°, 5°, 10° et 30° qui définissent les classes suivantes : 0-5° : érosion hydrique superficielle dominante, 5-10° : coulées, 10-30° : glissements de terrain, plus de 30° : éboulisation et avalanches. Cependant, ces seuils n'apparaissent pas évidents en Vallouise en dehors de celui de 30°. Les pentes faibles étant d'une très grande rareté, il est presque impossible de cartographier les pentes inférieures à 10° à partir du fond topographique dont l'équidistance des courbes est de 20 m. D'autre part, les glissements de terrain se rencontrent sur des pentes de valeur très variables et sont trop vastes pour que celle-ci soit homogène sur toute sa superficie. Enfin, l'observation du terrain montre que la diversité des facteurs (nature des matériaux, la longueur et forme de la pente, anthropisation...) rend illusoire toute corrélation significative entre pente et processus sur un terrain aussi varié.

Il a donc été jugé préférable d'utiliser des valeurs en pourcentage, plus évocatrices et de définir les seuils de 10 % de 0 à 70 %. Bien que les valeurs supérieures à 70% soient les mieux représentées, ce seuil n'a pas été dépassé car les imprécisions liées à la saisie manuelle des données (table à digitaliser à maille de 0.1mm) sont alors trop importantes.

La carte réalisée met particulièrement en valeur, les formes des versants, les vallées en auge, les zones planes... qu'elle permet de mieux visualiser et donc d'interpréter.

1.2.2.3 - La carte des expositions

L'importance de l'exposition sur les microclimats et par voie de conséquence sur la morphodynamique n'est plus à démontrer et il est particulièrement intéressant de la cartographier. Contrairement aux documents précédents qui peuvent être produits manuellement, la carte des expositions est presque irréalisable sans recourir au M.N.T. Les expositions ont été calculées suivant quatre secteurs de manière à montrer les grandes oppositions de la Vallouise dont le relief est principalement orienté ouest-est. Il est possible à partir d'Autosurf© de cartographier des zones d'ombre à certaines heures mais la procédure est complexe et ne permet pas de calculer l'éclairement total. Ce type de document n'a de toutes manières qu'un intérêt limité à l'échelle de la carte entière. Il a donc été préféré un calcul manuel pour les secteurs où cela pouvait s'avérer nécessaire.

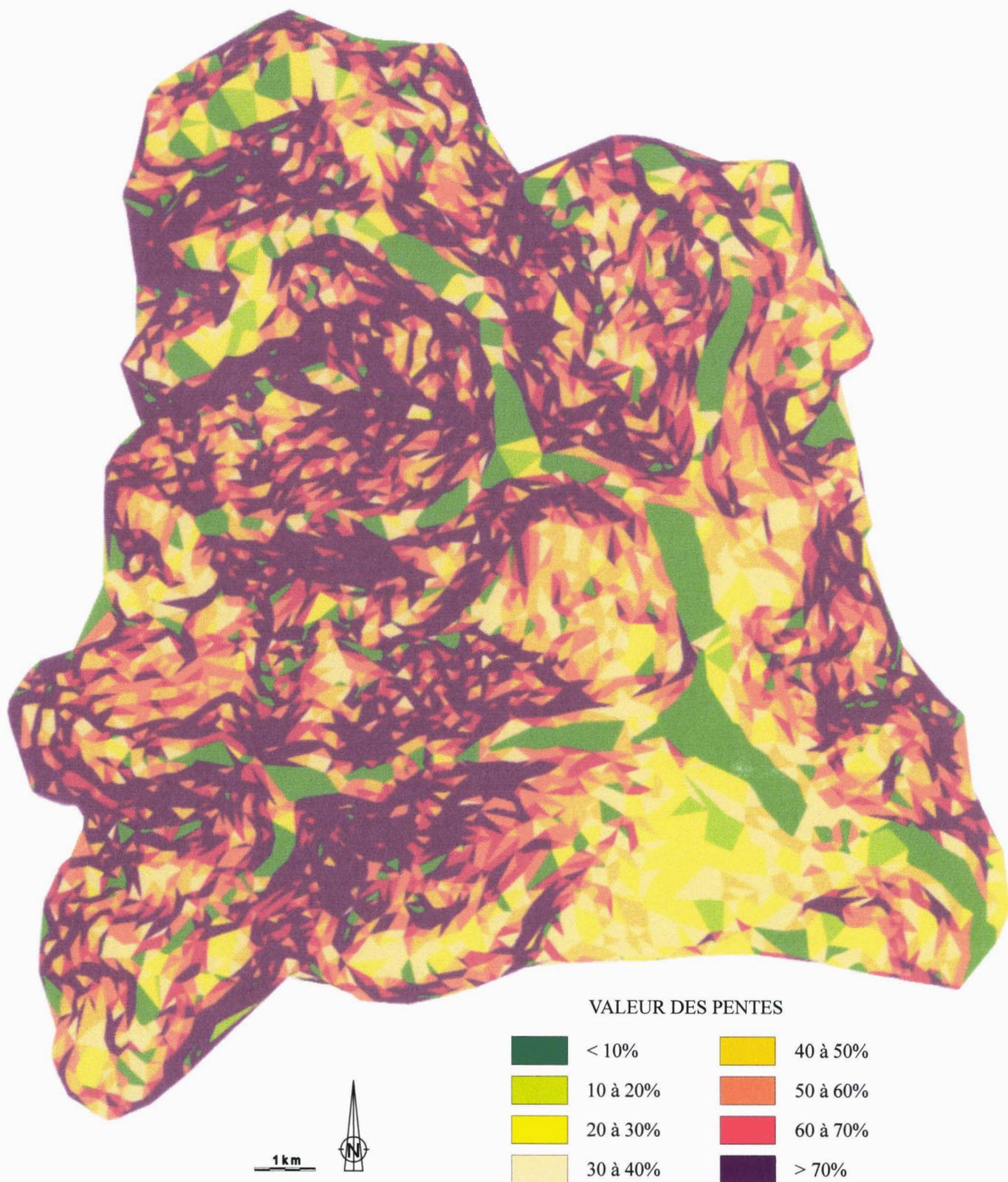


Figure 14 : Carte des pentes de la Vallouise. La carte des pentes met en évidence l'opposition entre le sud-est et le nord-ouest de la Vallouise. Les pentes faibles sur les sommets sont liés au procédé de triangulation.

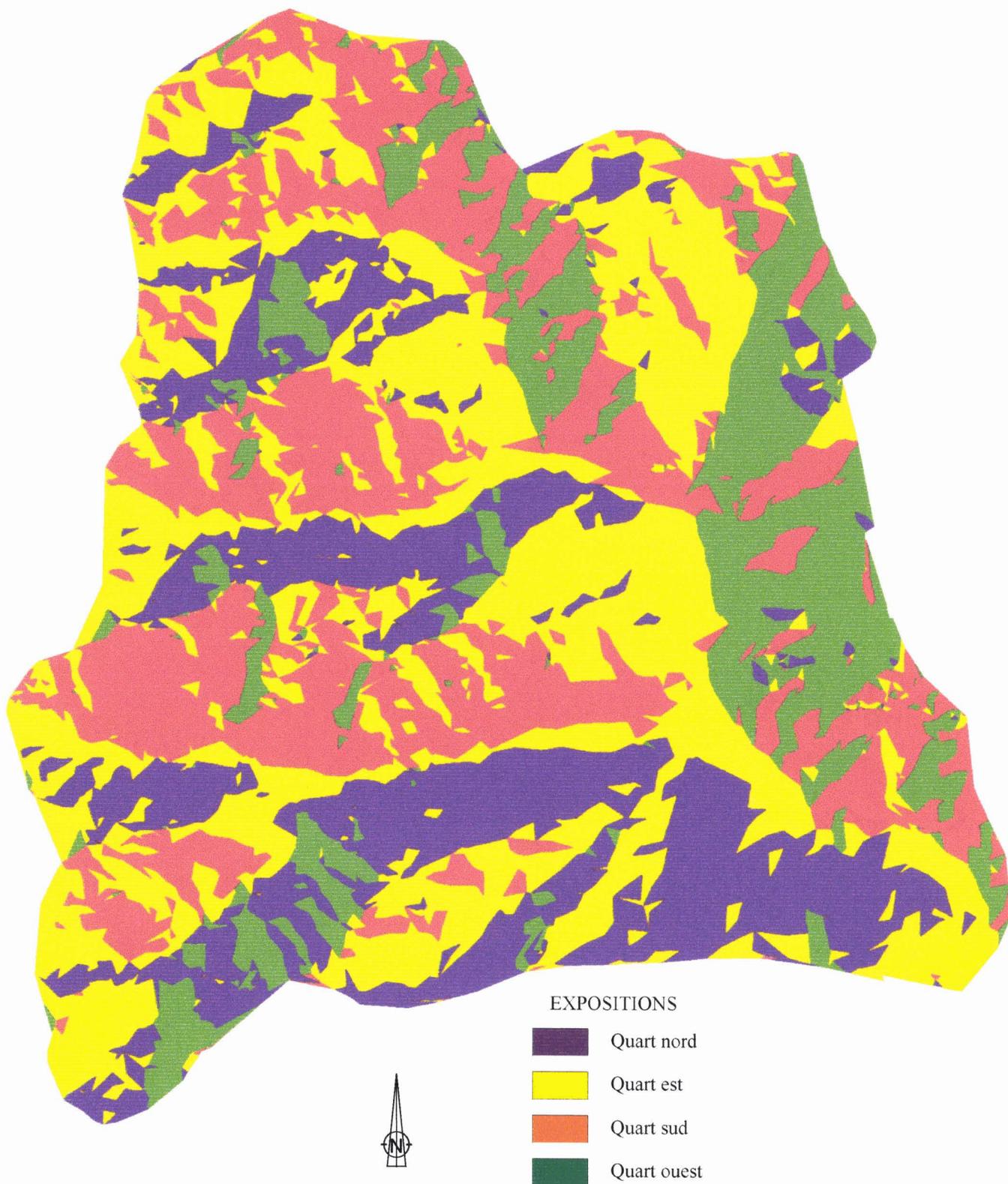


Figure 15 : Carte des expositions de la Vallouise. La carte permet de mettre en évidence les directions des pentes. L'exposition est dominante mais elle correspond surtout aux fonds de vallées. Cette carte ne permet pas d'appréhender les conditions de l'ensoleillement car elle ne tient pas compte de l'encaissement. On remarque également l'opposition entre adrets et ubacs dans la Vallouise occidentale alors qu'elle est pratiquement inexistante à l'est de la région.

2 - UNE HAUTE MONTAGNE GLACIAIRE

2.1 - UN MILIEU DE HAUTE MONTAGNE

Le Pelvoux est le massif le plus élevé des Alpes françaises après celui du Mont Blanc ; les altitudes peuvent y dépasser les 4000m et les vallées, bien que très encaissées, ne descendent qu'exceptionnellement en dessous de 1000m.

De ce fait, la Vallouise a été recouverte, à plusieurs reprises durant le Quaternaire, d'une épaisse couche de glace d'où n'émergeaient que quelques nunataks et d'où partaient d'immenses langues glaciaires.

En Vallouise, les paysages du massif du Pelvoux proprement dit tranchent nettement avec la partie sédimentaire aux pentes moins escarpées mais qui reste très élevée.

2.1.1 - Des altitudes élevées

"C'est à la Vallouise qui vient derechef en tête avec un volume montagneux considérable..."

(Péguy Ch., 1947).

Avec 2342m d'altitude moyenne et 41% de sa superficie au dessus de 2500m [contre 38% pour la Haute Ubaye, 33% pour le Queyras et 22% pour le Briançonnais (PEGUY Ch.P., 1942)], la Vallouise est incontestablement la région la plus élevée des Alpes du sud.

La distribution des altitudes révèle bien l'aspect massif du Pelvoux (Figure 16) : plus de 60% de la superficie est comprise entre 1700 et 2900m. La tranche d'altitude 2500 et 2700m, qui correspond à la fois aux sommets de la Vallouise orientale et aux versants du massif du Pelvoux proprement dit, est la mieux représentée. La faible représentation des altitudes inférieures à 1500m exprime l'étroitesse des vallées alors qu'il faut dépasser 3500m pour ne plus avoir affaire qu'à des alignements discontinus.

La grande dispersion des différentes valeurs (aucune tranche d'altitude ne dépassant 12% de la surface totale) révèle l'importance des pentes. La superficie développée calculée par le M.N.T. est de 282 km² contre 231 km² pour la superficie projetée. Cela signifie que la pente moyenne, avec toutes les réserves sur la signification d'un tel chiffre, est de 70,02%.

La répartition des pentes (Figure 17) met en évidence l'importance de très fortes pentes puisque près de 30% de la superficie de la Vallouise a une inclinaison supérieure à 70%. En dehors des pentes faibles (<10%) qui correspondent aux fonds de vallées (et sont légèrement sur-représentées à cause du procédé cartographique) on peut dire que les pentes sont d'autant mieux représentées qu'elles sont fortes.

Ces valeurs moyennes, tant pour les pentes que pour les altitudes, masquent cependant un fort contraste entre la moitié nord-ouest de la Vallouise qui est celle des plus hauts sommets et la moitié sud-est au relief beaucoup moins vigoureux. La limite entre ces deux ensembles suit grossièrement la faille Ailefroide-Sirac entre le col de l'Aup Martin et le col de l'Eychauda.

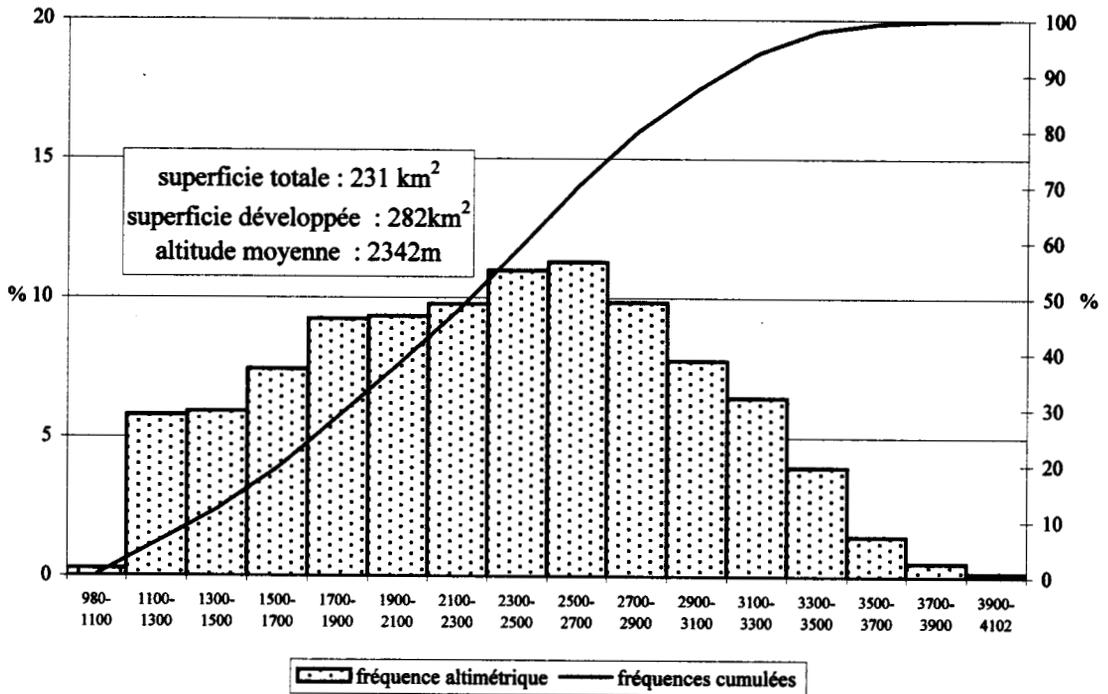


Figure 16 : Distribution des superficies en fonction de l'altitude en pourcentage de la superficie projetée. (Echelle de gauche = fréquence, échelle de droite = fréquences cumulées)

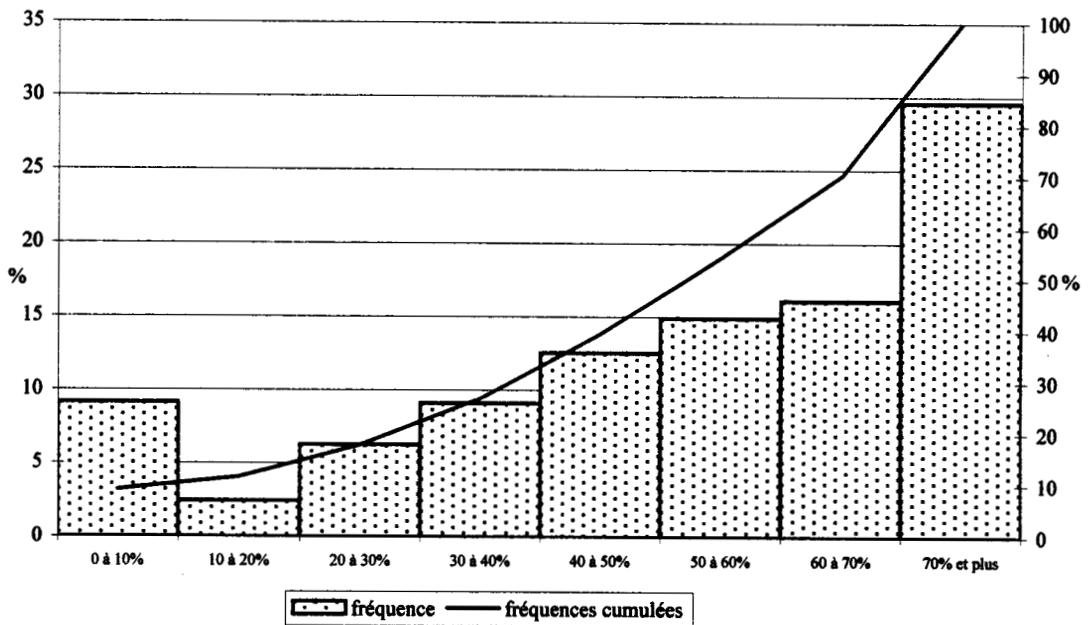


Figure 17 : Distribution des pentes en Vallouise en pourcentage de la superficie projetée. (Echelle de gauche = fréquence, échelle de droite = fréquences cumulées)

2.1.2 - La Vallouise occidentale

La Vallouise occidentale est caractérisée par des altitudes et des pentes exceptionnelles. L'altitude moyenne est de 2629m et ce sont les tranches d'altitude comprises entre 2500 et 3100m qui sont les mieux représentées (Figure 18) alors que les pentes supérieures à 60% représentent la moitié de la superficie (Figure 19).

P. BELLAIR (1969) a comparé le Pelvoux à un « vaste toit dont le faîte serait l'arête méridienne passant par la barre des Ecrins ». Cette arête centrale, presque rectiligne, s'abaisse lentement du nord vers le sud. Elle est jalonnée par les plus hauts sommets du Massif : la Roche Faurio (3730m); la Barre des Ecrins (4102m); le Pic Coolidge (3775m); le Pic de la Temple (3389m); l'Ailefroide (3954m); la Pointe du Sélé (3556m); la Pointe des Bœufs Rouges (3516m); la Pointe de la Pilatte (3476m); Les Bans (3669m); le Pic de Bonvoisin (3480m); le Pic de Malamort (3334m); la Pointe de Verdonne (3327m); la Pointe des Bouchiers (3101m) et le Pic de la Cavale (2983m). Plus que l'altitude des principaux sommets, c'est sa continuité qui est remarquable, en effet cette barrière ne peut être franchie que par de très rares cols dont le passage relève de l'alpinisme et ce n'est qu'à l'extrême sud que les altitudes minimales descendent sous les 3000m.

De chacun des sommets, partent des crêtes secondaires, perpendiculaires à l'axe central et de plus en plus courtes vers le sud (Figure 13). Elles restent à des altitudes très élevées avant de s'abaisser brusquement à l'est. Entre ces crêtes, espacées de 3 à 4km, s'incisent d'étroites vallées en forte pente (20% en moyenne) qui s'abaissent jusqu'à 1500m au contact avec la Vallouise orientale.

Du nord au sud se succèdent :

- la crête Roche Faurio (3730m) - Pic de Neige Cordier (3613m) - Montagne des Agneaux (3571m) qui se prolonge vers le sud par la Pointe des Arcas (3478m) où elle se divise en deux branches, la première vers l'est par la crête des Grangettes, la seconde vers le sud jusqu'à la cime du Paillon (2790m).

- La vallée du Glacier Blanc encaissée de 500m seulement (plus 300m de glace)

- La crête Barre des Ecrins (4102m) - Grande Sagne (3660m).

- La vallée du Glacier Noir impressionnante par son encaissement de près de 1500m et des pentes vertigineuses de plus de 200%

- La crête de l'Ailefroide (3928m)-Pic sans Nom (3913m)-Mont Pelvoux (3943m) qui a la particularité de s'élever vers l'est où elle se termine par un gigantesque dôme.

- La vallée du Sélé aussi encaissée que la précédente mais moins impressionnante à cause de ses pentes moins abruptes.

- La crête des Bans (3404m) - Pointe Guyard (3460m) - La Blanche (2953m).

- La vallées des Bans puis de l'Onde.

- La crête de Malamort.

- Le Vallon de la Selle.

L'altitude, les pentes et surtout l'organisation quasi-géométrique du Pelvoux oriental tranchent nettement avec les paysages de la Vallouise sédimentaire.



Photographie 2 : Le massif du Pelvoux vu de Eygliers (nord de Guillestre). L'aspect massif tranche nettement avec les montagnes environnantes en particulier l'axe Ailefroide – Pic Sans Nom Mont Pelvoux. La Barre des Ecrins est invisible en dehors de la Vallouise.

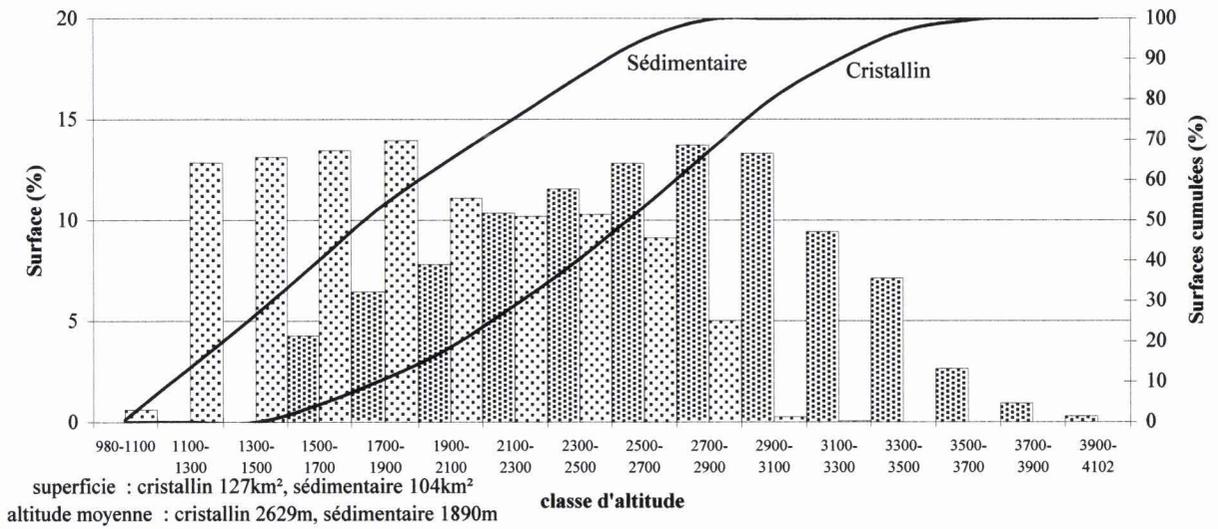


Figure 18 : Distribution comparée des altitudes en Vallouise cristalline et en Vallouise sédimentaire en pourcentage de la superficie projetée. (La Vallouise sédimentaire est représentée en teint claire, la Vallouise cristalline en teinte foncée)

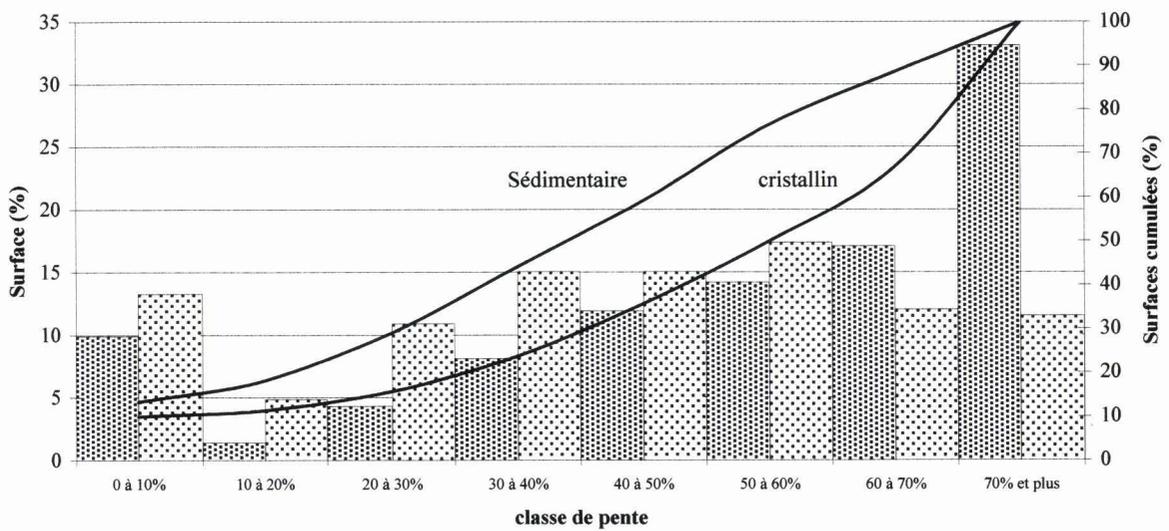


Figure 19 : Distribution comparée des pentes en Vallouise cristalline et en Vallouise sédimentaire en pourcentage de la superficie projetée. (La Vallouise sédimentaire est représentée en teint claire, la Vallouise cristalline en teinte foncée)

2.1.3 - La Vallouise orientale

Au contraire de la Vallouise occidentale, le relief de la moitié sud-est de la Vallouise est caractérisé par de larges vallées principalement orientées suivant des directions méridiennes. Les altitudes sont nettement moins élevées et les pentes beaucoup moins escarpées (Figure 18 et Figure 19). L'altitude moyenne n'est que de 1890m et ce sont surtout les altitudes inférieures à 2000m qui sont correctement représentées. Les pentes comprises entre 30 et 60% dominent alors que les valeurs inférieures à 20% ne sont plus négligeables. Les fortes pentes ne correspondent pas ici systématiquement aux sommets car de nombreux escarpements structuraux existent sur les versants alors que les sommets peuvent avoir été aplanis (carte des pentes, Figure 14).

La limite du massif cristallin est marquée par une ligne discontinue passant par la crête des Neyzets (2624m), le Bas-la-Cime (2641m), la crête de la Sauma, La Blanche (2953m), la Pointe de l'Aiglière (3307m), la Pointe des Neyzets (3245m) et le Pic de la Cavale (2985m). Les sommets qui longent cette ligne sont nettement dissymétriques le versant oriental étant nettement moins escarpé que le versant occidental (côté faille).

A l'est, la Vallouise est fermée par une crête continue de la Cucumelle (2698m) à la Tête d'Amont (2845m), en passant par le sommet de l'Eychauda (2669m), la Condamine (2940m) et le Pic de Montbrison (2818m). Si les altitudes restent modeste par rapport à la Vallouise occidentale, seul le col de Méa passe sous les 2500m.

Au sud, de la Pointe des Neyzets (3245m) à Château-Lebrun (2064m) la Vallouise est fermée par une crête d'abord aiguë : la crête de Plarol puis du Pré des Bancs mais qui prend vers l'est la forme de plateaux (plateau d'Oréac) puis de dôme (les Têtes).

Entre ces trois ensembles, la Gyronde creuse une large vallée évasée aux pentes relativement modérées qui s'écoule vers le sud avant d'obliquer vers l'est. Son altitude s'abaisse lentement vers l'aval suivant une pente moyenne de 2,5% seulement pour atteindre 979m à sa confluence avec la Durance.

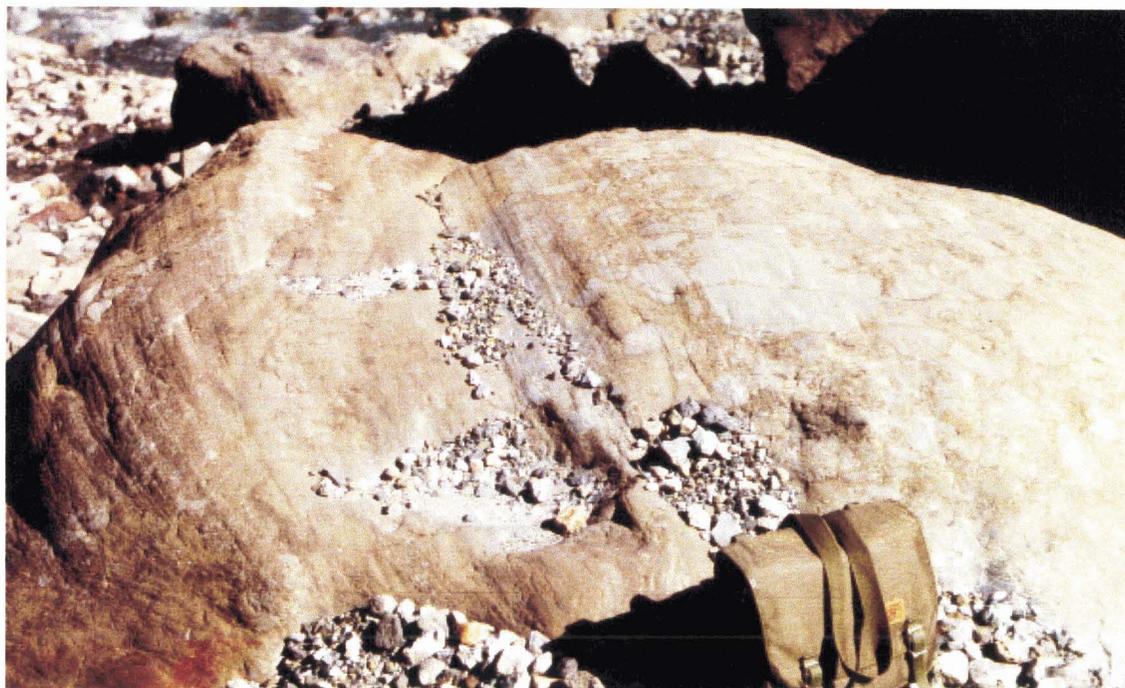
2.2 - LE SIEGE DU PLUS PUISSANT GLACIER DES ALPES DU SUD

La forte élévation du Pelvoux, ses vallées étroites et encaissées orientées ouest-est, qui ne descendent jamais en dessous de 1500m, ont fait du Pelvoux occidental un site privilégié pour la nivation. Moins élevée et moins favorablement orientée, la moitié sud-est de la Vallouise offre des conditions nettement moins bonnes à cet égard mais la fermeture de la région par le Massif de Montbrison y a permis la concentration de la glace.

Durant l'optimum glaciaire, les glaciers locaux recouvraient presque toute la superficie de la Vallouise mais il est très difficile d'évaluer exactement leur extension. Par contre certains indices nous permettent d'appréhender l'étendue et l'épaisseur des langues glaciaires.

2.2.1. - Les témoins du passage des glaciers

Les stries, polis glaciaires, broutures... sont des témoins bien connus du passage de la glace mais aussi de la direction de l'écoulement. En Vallouise occidentale; ils sont présents en de très nombreux endroits le plus souvent bien conservés et facilement observables. En Vallouise sédimentaire par contre, les processus périglaciaires et la dissolution karstique ont effacé toutes ces traces anciennes, les seuls polis glaciaires encore visibles, sont à proximité immédiate des glaciers actuels et ne peuvent être attribués qu'au Petit Age Glaciaire (P.A.G.)



Photographie 3 : Polis glaciaires sur un bloc de conglomérats sur la rive gauche du glacier de Séguret Foran en amont du lac de l'Eychauda. La bonne conservation est liée à un retrait de la glace très récent (XX^eS.)

Les dépôts morainiques sont des indices d'une grande valeur car ils recouvrent de très vastes surfaces en Vallouise. Les formes construites sont très rares en dehors de la proximité immédiate des glaciers et ne nous renseignent pas sur l'extension des glaces au pléniglaciaire. Les tills, identifiables par leur structure et les fabriques sont très largement représentés mais seul leur caractère erratique permet de distinguer le glaciaire local du glaciaire de vallée. En Vallouise cristalline, il n'est pas toujours possible de retrouver les arguments pétrographiques à cette distinction car les faciès observable sur un versant sont rarement différents de ceux du bassin tout entier. En Vallouise orientale, par contre, les tills de vallée sont identifiables sans la moindre hésitation d'autant plus que les blocs erratiques cristallins sont peu altérés et parfois très volumineux (le bloc de combe de guerre atteint 1500m³). Dans certains cas cependant ces dépôts ont été remaniés par l'érosion et ne permettent pas d'évaluer l'épaisseur de la glace. Ainsi, à Puy-Saint-Vincent-les Prés, les tills ne s'élèvent qu'à 1440m mais leur présence à des altitudes plus élevées à Prey-d'amont et sur l'autre versant ainsi que la présence d'un épaulement glaciaire à 1550m laissent supposer que l'extension glaciaire dépassait cette altitude.

Les épaulements rocheux sont souvent interprétés comme la limite supérieure de l'écoulement des langues glaciaires : "Les épaulements ne font point partie de la vallée glaciaire, ils font au contraire partie du versant dont ils représentent un façonnement particulier." "Ce sont les glaciers de versants qui ont sculpté hauts replats, fonds de cirques et épaulements" (VEYRET P, 1968). Cependant certains auteurs considèrent que "L'étendue des courants glaciaires était beaucoup plus considérable que celle du ruban que représentent les fonds d'auge." (BLACHE J., 1959). En Vallouise, de nombreux sites (Vallée des Bans, Travers du Pelvoux...) permettent d'observer des polis glaciaires avec stries orientées dans le sens de l'écoulement de la langue principale et même des blocs erratiques au dessus des épaulements. Ceci semble confirmer que les courants glaciaires pouvaient effectivement dépasser la limite des épaulements rocheux mais ce dépassement est toujours très limité (une vingtaine de mètres tout au plus).

Tous ces indices associés permettent de reconstituer l'organisation des écoulements glaciaires (Figure 20) et d'évaluer certaines épaisseurs de glace. Ils s'agit dans tous les cas de valeurs minimales observées au niveau des versants, l'épaisseur au centre des langues devait être beaucoup plus importante.

2.2.2. - Des épaisseurs de glace considérables

L'altitude élevée de notre région et la surface du bassin versant contribuaient à faire du glacier de la Gyronde le plus puissant des Alpes du sud comme l'atteste le surcreusement de la vallée de la Gyronde à la confluence avec celle de la Durance.

Parmi les plusieurs glaciations qui ont contribué à l'érosion des formes, il semble que l'avant dernière ("Riss"), dont on retrouve les traces jusqu'à Sisteron, fût la plus puissante. Cependant, dans cette partie du bassin, aucune strie glaciaire attribuable à une langue n'étant observable au dessus du niveau des blocs erratiques, il faut considérer que toutes les formes et formations glaciaires sont attribuables au Würm. C..P. PEGUY (1947b) a cru voir au sud du massif de Montbrison, entre Le Grand Parcher et Les Vigneaux, deux épaulements emboîtés qu'il a attribués au "Riss" et au Würm. L'observation précise montre que l'"épaulement" supérieur est en réalité d'origine structurale (Les Vigneaux) et correspond même parfois à des lobes de glissement (Le Bois Noir).

J. BLACHE (1959) a estimé à 1000m l'épaisseur de la glace qui recouvrait la Vallouise. Les indices géomorphologiques ne permettent pas de prouver des valeurs aussi élevées sans pour autant les exclure tout au moins au centre des vallées. Les mesures qui suivent correspondent à des altitudes sur les versants et aux fonds de vallées actuels.

Dans la Vallouise cristalline, les langues glaciaires étaient grossièrement canalisées par leurs vallées, des blocs erratiques sont visibles au-dessus des épaulements mais les dépassent très peu. Seuls quelques sites permettent d'établir des évaluations incontestables. Dans la vallée du Saint-Pierre, en amont d'Ailefroide, des dépôts non remaniés contenant des granites sont perchés 600m au-dessus du fond de la vallée (Travers du Pelvoux). Dans la vallée du Sélé, à Soureillan, des dépôts sont présents à 560m de hauteur, leur site rend peu probable une origine locale même si leur caractère erratique n'est pas prouvé. Dans la vallée de l'Onde, à Entre-les-Aygues, des polis incontestablement liés à la langue glaciaire sont visibles à 700m de hauteur.

A partir de Pelvoux-les Claux, la langue glaciaire du glacier Ecrins-Pelvoux s'élargissait fortement pour dépasser les 2km et son épaisseur atteignait encore 600m au minimum. Les blocs erratiques du glacier du Pelvoux sont observables à 1900m d'altitude (Fontaine Froide) alors que le fond de la vallée est à 1300m. L'apport du glacier de l'Eychauda et la morphologie de la vallée, qui forme un ombilic large de près de 2km, et dont la pente passe brusquement de 10 à 3%, permettaient ici l'accumulation d'une masse de glace énorme.

Plus en aval, cette épaisseur semble diminuer légèrement : on peut l'estimer à 500m à Vallouise (blocs erratiques à Puy-Aillaud (1700m) et au Rocher Pointu (1580m) contre 1200m au fond de la vallée), au Grand Parcher elle atteignait encore 450m au minimum et 500m aux Vigneaux. Après s'être légèrement resserrée à Vallouise, la langue de glace s'élargissait à nouveau à Puy-Saint-Vincent du fait de la faible résistance des roches et de l'apport du glacier des Bans. On distingue nettement au Grand Champ (1450m) les apports de chacune des deux langues glaciaires mais plus en aval, les dépôts morainiques ne sont plus visibles ayant été déblayés par l'érosion.

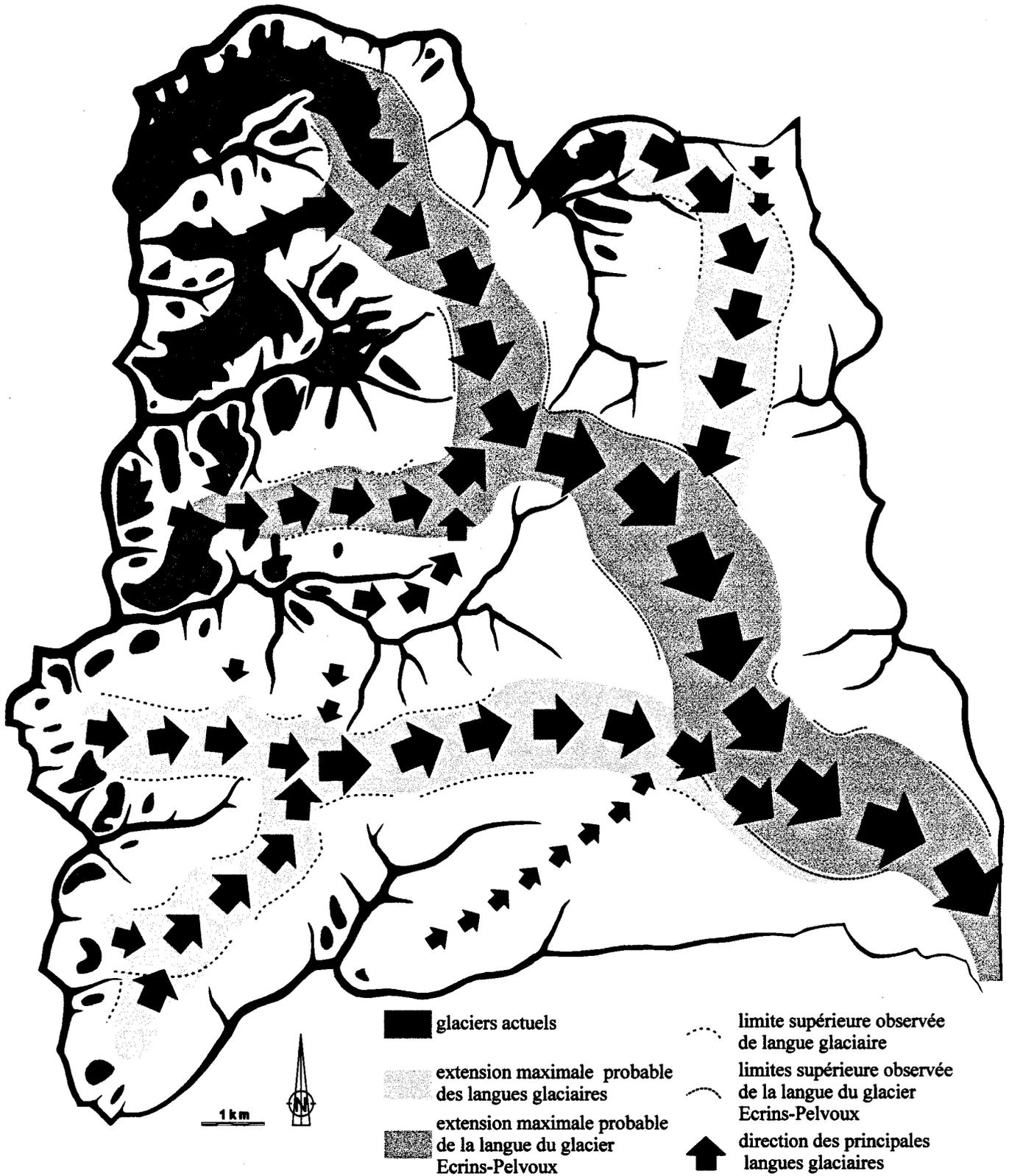


Figure 20 : L'extension maximale probable des langues glaciaires. Il s'agit de limites minimales attestées par des indices géomorphologiques incontestables. Au sud de Puy-Saint-Vincent la limite de la langue du glacier des Bans n'est pas certaine car seulement attestée par la présence d'un épaulement à une altitude comparable à l'autre versant.

En aval des Vigneaux, la langue devenait plus étroite avant la confluence avec le glacier de la Durance. Malgré l'épaisseur de la glace, l'hypothèse d'une diffluence glaciaire par le col de la Pousterle avancée par C..P. PEGUY (1947b) semble difficile à soutenir, tout au moins pour la dernière glaciation, car elle suppose une épaisseur de glace supérieure à 650m (altitude du col 1763m) et parcequ'aucun dépôt erratique ne vient corréler une telle affirmation dans un site pourtant propice à leur conservation.

2.3 – DES ECOULEMENTS GLACIAIRES CONDITIONNES PAR LE MILIEU PREEXISTANT

Les immenses glaciers qui ont recouvert la Vallouise sont responsables des modelés actuels. Cependant, "Le glacier, agent d'érosion puissant, se comporte davantage comme un formidable aménageur qui marque le paysage de son empreinte, plutôt que comme le créateur surpuissant de la vallée glaciaire." (VIVIAN R., 1997). Les modelés glaciaires sont donc aussi liés au relief et à la structure qui existait avant l'englacement de la région.

2.3.1 - Le rôle du relief anté-glaciaire

S'il est difficile de déterminer la configuration précise du relief avant les premières glaciations, il est certain que les principales crêtes et vallées existaient avant elles. Les grands traits du relief son probablement apparus avec la mise en place du réseau hydrographique du bassin de la Durance datée du Miocène sup. (BARFETY J-C. et *al.*, 1995).

La brutalité de la surrection du Pelvoux, la faiblesse des contrastes lithologiques et les climats chauds et humides qui dominaient à la fin du Tertiaire n'ont pas favorisé l'érosion différentielle. Le réseau hydrographique s'est donc adapté au relief en suivant la plus grande pente c'est à dire perpendiculairement à l'arête centrale du massif. Les premiers reliefs méridiens pouvant faire obstacle à l'écoulement correspondaient aux demi-horsts liés à la faille Ailefroide-Sirac puis aux massifs internes charriés. Cette organisation n'a pas été perturbée et reste bien visible aujourd'hui, toutes les vallées (Selle, Rascrouset, Saint-Pierre) sont orientées ouest-est avant de suivre les grandes discontinuités tectoniques qui devaient former des escarpements au moment de leur installation.

Les glaciers, qui se sont installés dans ces vallées encaissées et en forte pente, séparées par des interfluves résistants n'ont fait que reprendre ces grandes orientations du relief. Ils ont, par contre, fortement marqué le modelé de détail en aiguisant les crêtes, transformant les têtes de vallon en cirques et en modifiant le profil des vallées. Si la combinaison des processus glaciaires et fluviatiles dans la construction du relief est certaine, il ne semble pas possible de déterminer leurs parts respectives à partir de l'observation de notre terrain car les glaciers ont effacé toutes les traces anciennes. Les seuls reliefs anté-glaciaire encore bien inscrits dans la paysage sont les rares surfaces d'aplanissement anté-triasiques des sommets de La Blanche (2800-2900m), du dôme de Monétier (3400-3500m) et du Mont Pelvoux (3800-3900m). Parmi elles, seule la première est encore bien préservée malgré que les traces de polis glaciaires qui la burinent. Il s'agit d'une surface anté-priabonienne récemment exhumée par l'action glaciaire. (Photographie 4)



Photographie 4 : La surface anté-priabonienne du sommet de La Blanche. Un des seuls vestiges du relief anté-glaciaire.

2.3.2 - Le rôle déterminant de la structure

Outre son rôle indirect sur le relief, lors de la mise en place du réseau hydrographique, la structure a joué un rôle important sur le modelé glaciaire en particulier dans les fonds de vallée. En Vallouise occidentale, c'est surtout la tectonique qui a été déterminante alors que les contrastes lithologiques ont joué un rôle important en Vallouise orientale.

Parmi les roches du socle, les granites sont les plus résistants à l'érosion glaciaire. Quand ils apparaissent en relief du fait de leur soulèvement tectonique (Les Bans, Pointe Guyard, La Blanche, Les Clouzis...) ils ne portent que très peu de marques du passage des glaciers en dehors de leur périphérie. Les écoulements glaciaires ont donc été détournés par les affleurements granitiques si bien que les vallées forment des coudes (vallée du Glacier Noir, aval de la Vallée du Sélé, vallée des Bans au sud du Massif de la Pointe Guyard). Quand elle n'a pu être évitée, la traversée des massifs granitiques s'est faite par des verrous creusés dans des zones fracturées (Saint Pierre) ou des faciès de moindre résistance (Torrent des Bans). L'érosion glaciaire a donc contribué à renforcer les différences d'altitude entre les massifs granitiques (Pelvoux, La Blanche, Pointe Guyard, Clouzis) et les zones qui les entourent.

Les roches métamorphiques (gneiss, migmatites) ont offert moins de résistance et s'inscrivent en creux par rapport aux granites. Les formes glaciaires sont ici typiques mais les failles, principalement méridiennes, ont pu influencer l'écoulement des glaces. Cette influence est cependant limitée aux versants où l'on retrouve l'association des stries glaciaires et des failles, alors qu'elle est insensible dans les fonds de vallée.

Dans la Vallouise sédimentaire, c'est la lithologie qui a été déterminante pour l'organisation du relief. Les cours d'eau (Gyr et Torrent de l'Eychauda) ont mis à profit la faible résistance des terrains subbriançonnais pour contourner par le sud le Massif de Montbrison. A partir de Vallouise et la confluence avec l'Onde, la Gyronde s'est frayé un exutoire entre les unités de Montbrison et de Champcella pour rejoindre la Durance vers l'est.

2.3.3 - Le rôle de l'exposition

L'efficacité de l'érosion glaciaire dépend de l'épaisseur de la glace, de sa vitesse de déplacement et surtout de la quantité d'abrasif disponible au fond du lit. Les ubacs sont donc plus sensibles à l'érosion glaciaire car la glace y est plus épaisse et mieux alimentée en blocs rocheux. Ces blocs produits par une macrogélation plus efficace en ubac s'accumulent en éboulis durant les interglaciaires avant d'être repris en charge lors de "la phase incipiente de la glaciation" moment où "le phénomène d'érosion par défonçage proglaciaire est le plus efficace" (VIVIAN R. 1975). En pleine période glaciaire, ce sont les petits glaciers de cirque plus nombreux en ubac qui alimentent principalement la langue principale. Le creusement inégal des vallées s'accroît au fil des glaciations successives et aboutit à d'importantes dissymétries des vallées.

Du fait de leur orientation ouest-est, les vallées du Pelvoux sont les plus marquées par le phénomène d'autant plus que "Si les granites à diaclases inégalement espacées sont sensibles au délogement glaciaire (quarrying), ils restent souvent rebelles, après la disparition des glaciers, à une oblitération importante des modelés." (GODARD A., 1977)

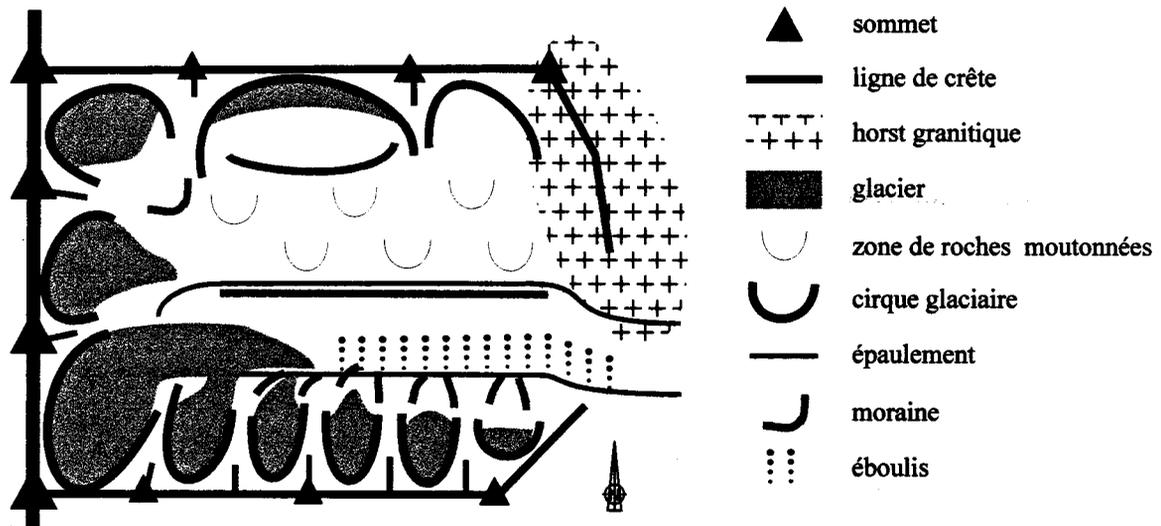


Figure 21 : Schéma simplifié montrant les relations entre le relief glaciaire et la structure en Vallouise orientale. Les vallées glaciaires sont perpendiculaires à l'axe central mais peuvent être détournées par des affleurements granitiques. L'orientation ouest-est est responsable des dissymétries des versants.

En ubac, les versants escarpés sont encore couverts de glaciers étroits et allongés qui peuvent encore aujourd'hui émettre des langues très mobiles jusqu'au fond des vallées. Les cirques et vallons glaciaires fortement incisés attestent de l'efficacité érosive des glaciers. En adret, l'englacement est limité à des glaciers de cirque peu mobiles car généralement plus larges que longs. Les cirques sont peu creusés et s'ouvrent en aval, sur de longs plans inclinés marqués par les poliss glaciaires et les roches moutonnées.

Les fonds de vallées sont encore plus révélateurs de cette dissymétrie. En ubac, les langues glaciaires du Glacier Noir et du Glacier du Sélé sont nettement plus allongées et attaquent les parois dont elles ont régularisé le tracé. Après le retrait des langues principales, les versants d'ubac sont rapidement recouverts de moraines, construites par les petits glaciers, qui seront ensuite rapidement recouvertes par des tabliers d'éboulis bien alimentés par les parois escarpées (Vallées des Bans et du Sélé). En adret au contraire, les

glaciers latéraux n'atteignent plus les fonds de vallée. Les langues principales, moins épaisses et moins mobiles, attaquent peu les parois mais construisent grandes moraines latérales nettement désolidarisées de la paroi rocheuse qui est très irrégulière (Glacier Blanc, Glacier Noir, Glacier du Sélé). Les éboulis, moins bien alimentés, sont longs à recouvrir les formations glaciaires.

3 - UNE GRANDE DIVERSITE DE PAYSAGES GLACIAIRES

Les glaciers ont marqué de leur empreinte toute la Vallouise qui est un véritable musée de formes glaciaires de montagne. Les processus et modelés glaciaires ont été précisément décrits de longue date et nous n'en discuterons pas ici les modalités. Par contre, il importe de montrer à quel point la diversité des structures a entraîné en Vallouise des paysages originaux et différenciés.

C'est dans les gneiss qu'on retrouve les paysages glaciaires les plus purs, tant pour les plus hauts sommets que pour les fonds de vallée, alors que dans le reste de la Vallouise, les formes glaciaires et structurales sont toujours étroitement associées.

3.1 - LES « HAUTES SPHERES » : CRETES ET CIRQUES

Les crêtes aiguës sont caractéristiques du modelé glaciaire bien qu'elles correspondent à des zones épargnées par l'érosion glaciaire du fait de leur pente trop forte et leur situation sommitale. J. GALLIBERT (1965) a estimé que les pentes supérieures à 60-65°(qui sont fréquentes ici) n'ont jamais été englacées, cette observation semble réaliste mais on peut quand même envisager localement l'existence de glaciers de paroi et même de calottes glaciaires y compris sur les pentes plus fortes. La carte d'Etat-major de 1896 représente d'ailleurs des calottes sur le Pic de Malamort et le Pic du coup de sabre alors que des glaciers de paroi subsistent encore aujourd'hui sur des pentes de plus de 80%.

3.1.1 - La pureté des formes en milieu cristallin

"Des crêtes aiguës de recoupements de cirques, un dédale de pics hardis et d'aiguilles aux flancs vertigineux, ce visage d'un monde à part auquel est liée l'idée même de haute montagne, nous le trouvons souvent associé étroitement aux masses de roches cristallines des chaînes récentes."

Alain GODARD (1977).

Par ces mots, A. GODARD résume bien les caractéristiques essentielles du relief glaciaire dans les structures cristallines que l'on peut considérer comme les plus pures. Cependant, en Vallouise, les paysages glaciaires présentent un grand nombre de nuances à l'intérieur même du Massif du Pelvoux.

Contrairement aux autres massifs des Alpes centrales où « Les versants granitiques ne sont pas les plus raides mais les plus élevés » (VEYRET P., 1979), les plus hauts

sommets du massif du Pelvoux sont constitués de gneiss (Barre des Ecrins) ou d'amphibolites (Ailefroide). Cependant, les sommets granitiques (Mont Pelvoux, Les Bans, La Blanche, Pointe Guyard et le Clouzis) s'imposent tant dans le paysage par leur caractère massif et leur position centrale que c'est à l'un d'eux que le massif doit son nom.

Les massifs granitiques forment des pyramides ou des dômes dont les versants très réguliers s'abaissent rapidement jusqu'aux vallées qu'ils dominent souvent de plus de 1000m. Les crêtes sont finement ciselées en esquilles rapprochées, qui révèlent l'intensité des processus périglaciaires et la fracturation de la roche, mais cela n'altère en rien l'aspect monolithique de l'ensemble (Photographie 5). Les grandes fractures n'ont eu qu'un rôle limité à l'intérieur même de ces massifs, seule la crête occidentale du Mont Pelvoux accidentée par de grandes failles (Coup de Sabre, Col du Glacier Noir) a un aspect plus irrégulier. Les glaciers, qui se sont installés sur ces massifs ont peu marqué les paysages parce qu'il étaient trop peu mobiles (calottes, glaciers de paroi). Seuls ceux qui étaient confinés dans des couloirs ou des dépressions d'origine tectonique ont pu creuser des cirques étroits et allongés mais la grande résistance des roches n'a pas permis leur extension en largeur. Par contre, des appareils plus importants ont pu s'installer à la périphérie où ils ont exploité les faciès moins résistants (faciès microgrenus au Rascrouset et de l'ouest de la Pointe Guyard...) dans lesquels ils ont creusé de vastes cirques en berceaux larges et évasés.



Photographie 5 : La pointe Guyard (3461m) et la crête des Aguyes (granite du Riéou Blanc) vue de Peyre Arguet. Le massif est remarquable par son aspect monolithique, l'érosion glaciaire s'est concentrée sur les zones périphériques (au second plan, le vallon du Riou Blanc).

Les gneiss et les migmatites, qui sont moins résistants, ont donné les plus belles formes glaciaires à toutes les échelles et sont encore en grande partie recouverts par les glaciers. Malgré la diversité des faciès, leur comportement face à l'érosion glaciaire est très homogène si bien qu'on y observe la répétition de formes régulièrement espacées (Figure 22). Les crêtes ont été réduites à de fins linéaments sinueux qui semblent se faufiler entre des cirques qui les attaquent de toutes parts. Leurs profils fortement escarpés et les ensembles courbes qui séparent des sommets aigus évoquent des lames de couteau à

rain qui émergent de quelques centaines de mètres au dessus des cirques glaciaires avec lesquelles ils forment une rupture brutale. De part et d'autre des principales arêtes partent des crêtes alternées, longues de plusieurs centaines de mètres qui présentent les mêmes caractéristiques mais sont fortement inclinées. Les cirques glaciaires, plus larges que longs, ont un profil très évasé fortement marqué par les poliss glaciaires. Vers l'aval, ils deviennent jointifs pour former des versants en pente régulière jusqu'aux épaulements rocheux. Alors que la structure influence peu les modelés des crêtes et des cirques glaciaires, son rôle apparaît nettement sur les versants où les glaces ont façonné des « roches moutonnées » allongées qui mettent en valeur les fractures et les filons plus résistants (Rhyodacites en particulier). L'orientation des roches moutonnées correspond à la fois à la tectonique et à la pente si bien qu'il est difficile de déterminer quel est l'élément qui a guidé l'écoulement de la glace.

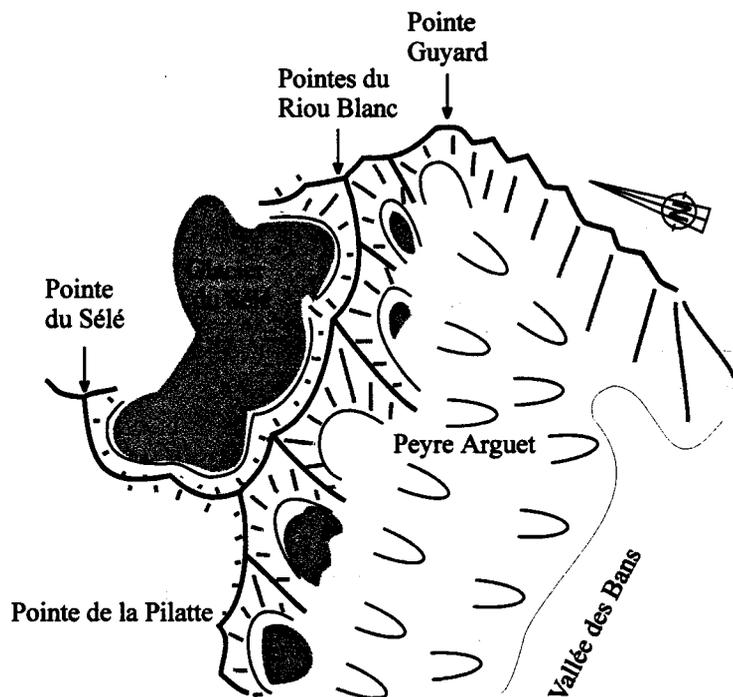


Figure 22 : La Crête des Bœufs rouges (D'après vue aérienne oblique reconstituée par M.N.T.). Les gneiss et migmatites offrent les paysages glaciaires les plus purs, les cirques larges ne laissent entre eux que de fines crêtes arquées, les versants sont rabotés sur toute leur surface. Les roches moutonnées ne sont pas exactement orientées dans le sens de la pente mais correspondent souvent à des filons ou à des failles. L'orientation ouest-est explique une très nette dissymétrie des versants : le versant nord s'abaisse sans transition jusqu'à la vallée, le versant sud s'abaisse progressivement jusqu'à un épaulement. La Pointe Guyard, granitique, tranche nettement par son aspect massif. La carte des pentes met en évidence les importantes dissymétries des différentes vallées.

3.1.2 - L'influence de la structure en Vallouise sédimentaire

Dans la Vallouise orientale, l'altitude moins élevée a rendu moins importante la surface des glaciers, les formes glaciaires n'y sont pas pour autant absentes mais les glaciers n'ont fait qu'aménager des formes structurales.

Dans la zone ultradauphinoise, les pendages sont déterminants pour le modelé glaciaire. Au niveau des fronts d'escarpements monoclinaux (crête de l'Aup Martin, crête de l'Aiglière) les fortes pentes n'ont probablement pas permis un englacement très supérieur à l'englacement actuel. Les glaciers sont restés cantonnés dans des petits synclinaux proches des sommets (Glacier du Mandaré, Glacier du col d'Entraygues, Pic de la Cavale) ou au niveau de dépressions monoclinales (Glacier de l'Aiglière, Cirque du Clôt Agnel). L'érosion glaciaire est restée limitée faute d'abrasif et les polis glaciaires sont rares car rapidement effacés. Les cirques glaciaires se présentent comme des gouttières au profil en demi-cercle légèrement surcreusées dont les limites sont de simples croupes à peine perceptibles. En aval, elles se terminent par des micro escarpements structuraux sans qu'il n'y ait le moindre resserrement, le vallon prend alors brusquement une forme en V caractéristique de l'érosion torrentielle (Figure 23).

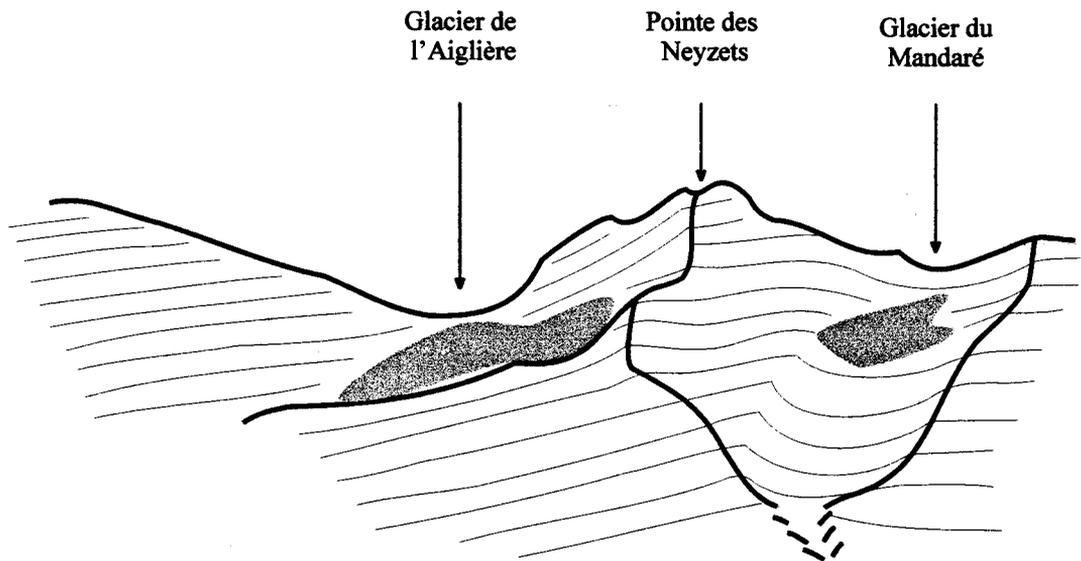


Figure 23 : La Crête de l'Aiglière vue de Malamort (d'après photographie). Les rares cirques forment de longues gouttières évasées.

Les revers des escarpements monoclinaux (est de l'Aiglière, La Blanche) étaient plus favorables à l'englacement mais le pendage et la faiblesse des pentes n'ont pas favorisé la concentration ni la mobilité de la glace. Les cirques glaciaires sont à peine perceptibles, ce sont de simples plans inclinés sur lesquels on aperçoit quelques stries et parfois des blocs glissés qui attestent du débitage par bancs. Ils sont limités en amont par de petits escarpements arqués, élevés d'une dizaine de mètres, qui correspondent à des bancs résistants de la roche.

Dans le massif de Montbrison, les nombreux contacts lithologiques ont permis la pleine expression de l'érosion différentielle. Les crêtes calcaires sont très escarpées et dominent des cirques à fond presque plat souvent marqués par des contre-pentes creusées dans les roches plus tendres (calcschistes planctoniques et schistes principalement). Ces cirques de forme ovale, allongés perpendiculairement à la pente sont fermés vers l'aval par un ou plusieurs verrous qui correspondent à des zones fracturées dans les calcaires. Ils peuvent alors déboucher sur un nouveau cirque qui présente la même physionomie mais avec des versants moins escarpés (Figure 24).

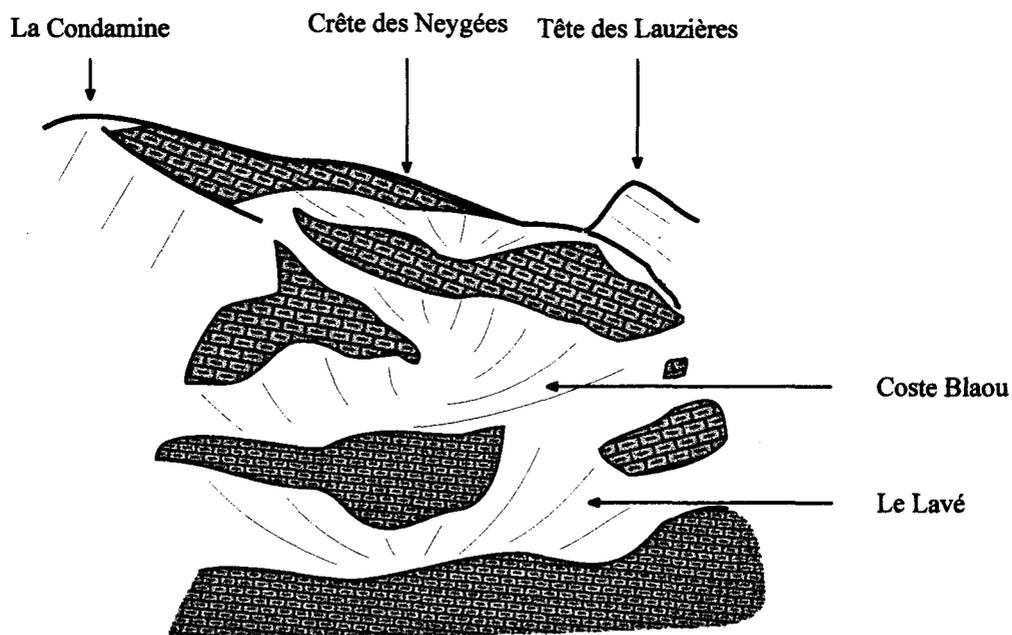


Figure 24 : Le Massif de La Condamine vu de La Rouya (d'après photographie). Des cirques étagés, étirés perpendiculairement à la pente fermés en aval par des verrous calcaires.

3.2 - DES VALLEES PROFONDES ET ETROITES

Le raclage des vallées, par d'épaisses langues de glace armée de débris rocheux, a modelé des auges glaciaires. Les processus du creusement des vallées glaciaires sont encore l'objet de controverses (VIVIAN R., 1997) : si le rôle de l'abrasion, du débitage et des écoulements sous glaciaires sont bien connus, l'importance respective de chacun des processus reste discutée ainsi que l'influence de la vitesse de l'écoulement et de la pression de la glace sur leur efficacité.

En Vallouise, de nombreux sites montrent que tous ces processus ont joué un rôle important dans le façonnement des vallées. Le polissage a laissé des traces dans toutes les vallées en particulier sur les versants et à proximité des glaciers actuels. Le débitage sous-glaciaire est particulièrement net au niveau des roches moutonnées et est prouvé par la présence des gros blocs erratiques. Quant aux cours d'eau sous glaciaires, ils semblent avoir joué un rôle important puisqu'on aperçoit nettement le creusement de gorges dans le substratum au niveau de certains verrous (Jas Lacroix, cabane des Bans, Fontfroide...)

Les sites de la Vallouise ne permettent pas de mesurer la contribution de chacun des différents processus mais montrent de manière éclairante que l'élément le plus déterminant de l'érosion glaciaire est la structure. La carte des pentes, les profils en long et en travers des vallées établis par le M.N.T. permettent de percevoir le rôle déterminant de la lithologie sur les modelés et tout particulièrement l'opposition entre les modelés granitiques et sédimentaires.



Figure 25 : Les modelés glaciaires de la Vallouise

3.2.1 - Les profils en long

Les vallées glaciaires sont particulièrement nettes en Vallouise occidentale car "Autant l'attaque combinée des glaces et du gel se montre efficace, autant le travail des eaux courantes se montre sans efficacité contre les roches cristallines." (VEYRET P., 1968). La succession d'ombilics et de verrous est le trait le plus marquant du relief des vallées glaciaires qui apparaît très nettement sur les profils en long des principales vallées (Figure 26).

Les verrous correspondent systématiquement à des contacts lithologiques juxtaposant les granites en particulier dans leurs faciès porphyroïdes avec des gneiss moins résistants. Plus rarement, ces contacts se font entre roches métamorphiques différentes comme c'est le cas du "mur du Sélé" mais aucun verrou n'est observable dans une roche homogène même au niveau d'une faille. Il semble donc que les grands appareils soient capables de gommer les accidents tectoniques isolés mais pas les contrastes lithologiques. Pour les vallons de petite dimension (Figure 27) toutes les ruptures de pentes sont liées à des variations de faciès, les failles pouvant être à l'origine de ruptures de pente mineures.

Dans les roches sédimentaires, les irrégularités de la pente sont beaucoup moins nettes car les cours d'eau ont largement réaménagé leur lit. Cependant, dans certaines vallées, les verrous laissent encore apercevoir les polis glaciaires alors que certains ombilics sont peu comblés, il faut donc admettre que les formes ont toujours été moins nettes qu'en Vallouise cristalline. Le pendage est ici un élément déterminant : les cours d'eau dont la pente est conforme au pendage (Le Préron, Les Eyssalarettes) sont encore marqués par la succession de seuils, par contre les autres ont creusé des chenaux à travers les verrous et leur pente est largement régularisée.

3.2.2 - Le profil transversal

Le fond en auge large bordé de parois abruptes qui portent encore des traces de polissage et se terminent par un épaulement sont la seconde caractéristique majeure des vallées glaciaires. De nombreuses vallées de la zone dauphinoise se terminent en "bout du Monde" par des versants en arc de cercle, très escarpés et dominés par de très nets épaulements. Le fond est relativement plat, en pente faible, souvent recouvert par des éboulis. Les sites les plus représentatifs sont ceux des Bans, du Riou blanc (vallée des Bans), de Chanteloube et de la Boucheyre (vallon de la Selle) qui ont été abandonnés par les glaciers au Tardiglaciaire ou au P.A.G. Pour J. TRICART (1962), la forme de ces cirques de fond de vallée ou "bouts d'auge" "...semble liée à la convergence de glaciers de débits peu différents et faisant un angle très aigu entre eux. Ce n'est qu'un cas particulier des vallées suspendues" mais il est très fréquent en Vallouise.

Le trait le plus marquant des auges glaciaires est leur calibrage qui dépend essentiellement de la lithologie. Ainsi, quelle que soit la vallée, la largeur mesurée d'épaulement à épaulement est de 700 à 800m dans les granites (Saint Pierre, Ailefroide, cabane des Bans), elle est de l'ordre du kilomètre dans les gneiss et migmatites (1km au pré de Madame Carle et à l'Ouro dans la vallée du Sélé, 800m dans la haute vallée des Bans...). Dans la Vallouise sédimentaire la largeur de vallée est difficile à déterminer car les épaulements sont très peu marqués et il s'agit le plus souvent de "faux épaulements" d'origine structurale (VEYRET P., 1968). Le rôle de la structure n'en reste pas moins évident, la vallée peut atteindre 2km de largeur dans les terrains peu résistants de la zone subbriançonnaise mais elle se rétrécit nettement au niveau des affleurements du Trias calcaires et quartzitiques où elle peut prendre un profil en V.

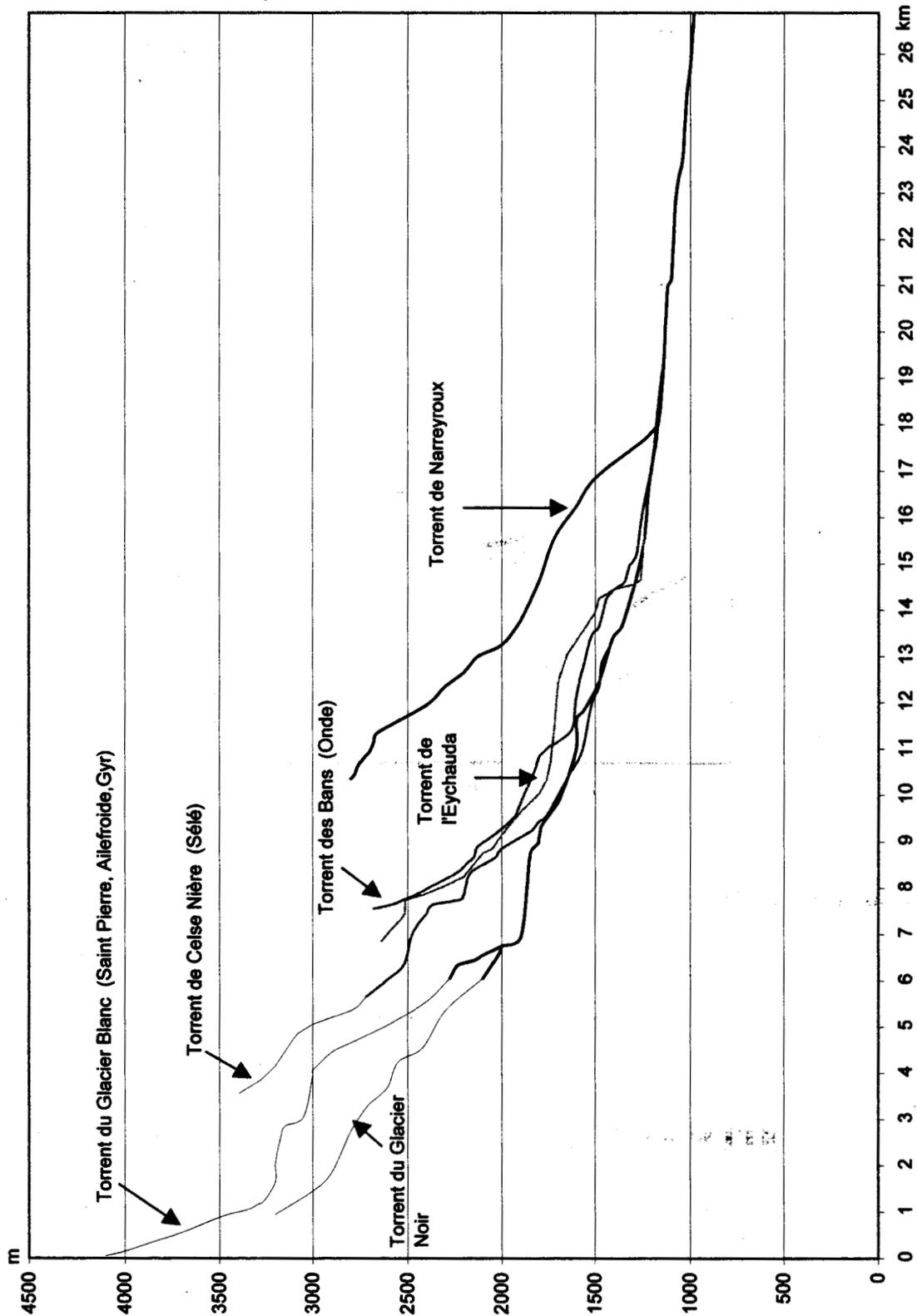


Figure 26 : Profil en long des principales vallées de la Vallouise. Les traits fins correspondent aux parties englacées des talwegs. Les ombilics et verrous apparaissent nettement dans la partie amont des principaux torrents. Le torrent de Narreyroux, la partie aval de la Gyronde et la moyenne vallée de l'Eychauda qui s'écoulent dans des roches sédimentaires présentent des modèles beaucoup moins nets.

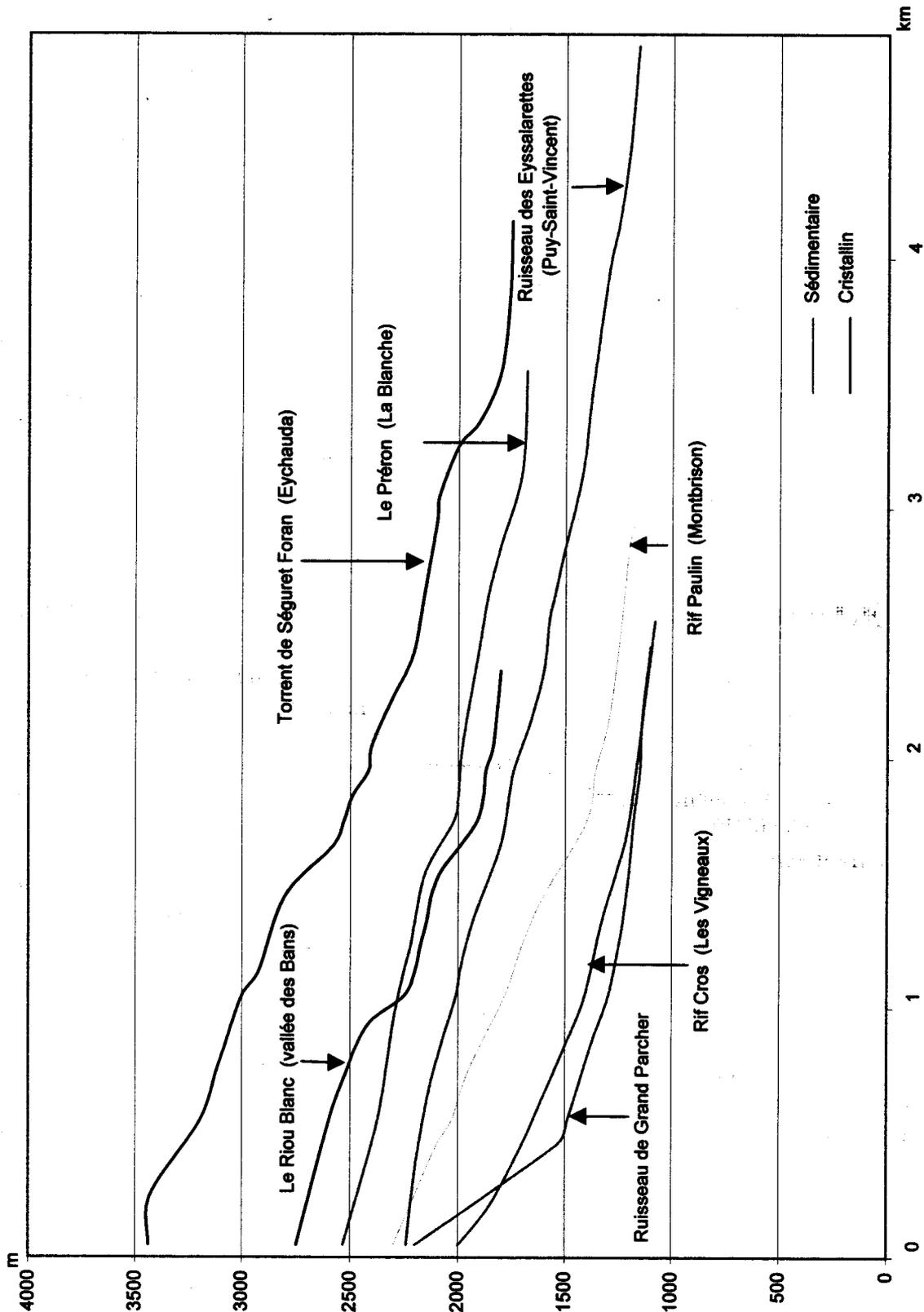


Figure 27 : Profils en long de vallons secondaires. Les deux vallons cristallins sont marqués par des verrous qui correspondent à des failles (Séguret Foran) ou des variations de faciès (Riou Blanc). Les vallons sédimentaires sont peu marqués par la succession d'ombilics et verrous.

Les plus grands appareils, où la pression de la glace était plus forte, la vitesse plus élevée et les débris rocheux plus abondants, sont supposés former des vallées les plus larges. En fait seule la lithologie semble déterminer le calibre des vallées, ainsi la vallée des Bans au niveau de la cabane des Bans a une largeur comparable à celle du torrent d'Ailefroide en amont des Claux (800m). La superficie du bassin versant est de 22km² pour la première et de 77km² pour la seconde qui bénéficie en outre d'une altitude supérieure et donc avait un flux de glace plus important. C'est donc la nature du substratum, qui est la même dans les deux cas, qui est responsable du calibrage de la vallée et non le volume de l'écoulement.

De la même manière, l'importance du flux glaciaire est censé déterminer la profondeur du creusement des vallées et conduire ainsi à l'apparition de vallées secondaires suspendues. L'observation des vallées de la Vallouise ne va pas dans ce sens : ainsi, la confluence de la vallée de l'Onde et celle du Gyr n'est marquée d'aucun gradin alors que le flux glaciaire de la première vallée était à l'évidence beaucoup moins important. Les seuls beaux vallons suspendus de la Vallouise sont celui du Glacier Blanc, qui correspond à une zone fracturée et celui de l'Eychauda au dessus de la vallée du Gyr qui est à l'évidence lié à un contact lithologique.

La lithologie détermine donc la forme des vallées glaciaires, la tectonique et l'importance du flux glaciaire ne jouant qu'un rôle de second plan.

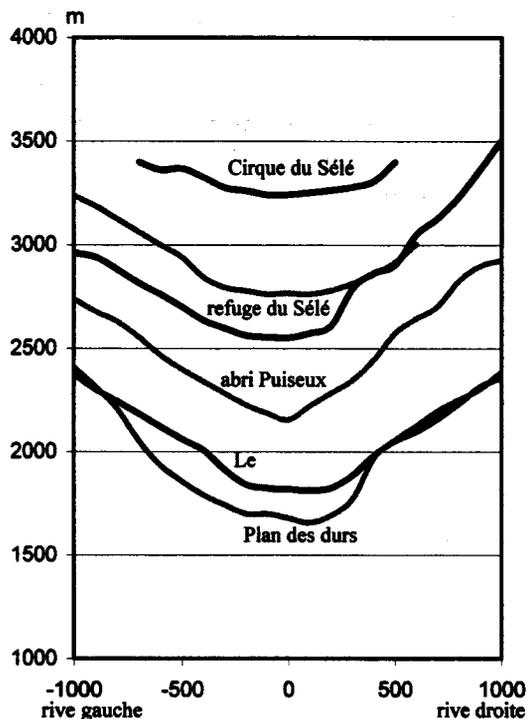


Figure 28 : Profils transversaux de la vallée du Sélé. Les couleurs des figurés sont uniquement destinés à faciliter la lecture. Les profils sont réalisés par le M.N.T. à intervalles réguliers ce qui élimine toute subjectivité. L'essentiel de la vallée est creusé dans le granite les épaulements sont très nets, la dissymétrie des versants liée à l'exposition apparaît à partir du refuge du Sélé car l'orientation de la vallée est alors ouest-est. Le profil est nettement différent au niveau de l'ancien abri Puiseux où affleurent les gneiss.

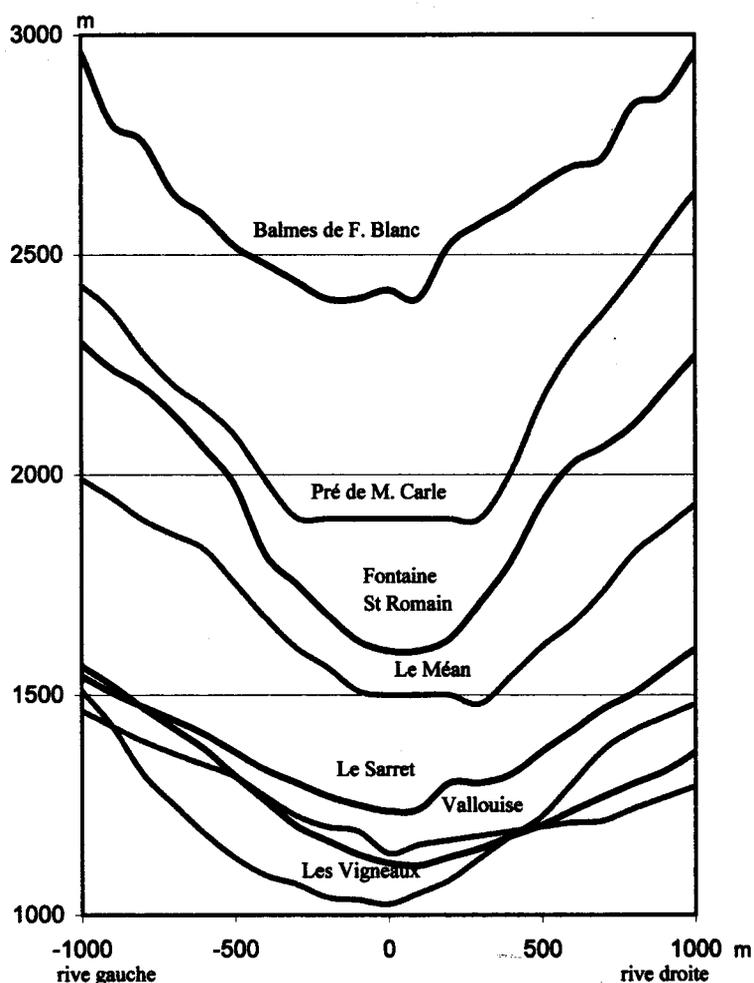


Figure 29 : Profils transversaux de la vallée de la Gyronde du Glacier Noir au Grand Parcher. Dans la partie amont de la vallée, les profils espacés de 2 km sont bien séparés du fait de la pente, on voit l'alternance entre les profils en auge type et les ombilics comblés par des dépôts. En aval, les irrégularités des versants ne répondent plus à une logique simple car ils sont liés à la structure ou à des moraines. (La Casse).

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

La compréhension des paysages structuraux et glaciaires n'a pas qu'un intérêt académique car ils détermineront en grande partie la dynamique actuelle. Leur grande diversité permet d'opposer quatre grands types de modelés :

Dans la Vallouise occidentale, les roches cristallines ont laissé une morphologie glaciaire typique dominée par de fortes pentes au niveau des crêtes et des versants. La grande résistance des roches, en dehors des zones fracturées, n'y favorise pas une dynamique active. Les vallées en pente forte mais irrégulière et fortement encaissées peuvent y favoriser les débordements localisés.

Moins élevées, les montagnes du flysch sont peu marquées par les glaciers si bien que les formes sont principalement structurales. Les fronts d'escarpements, exposés au nord-ouest, sont alimentés par de nombreuses sources qui favorisent le ravinement. Les revers, exposés au sud-est, et en moins forte pente sont souvent recouverts de formations

superficielles ; ils sont plus stables. Dans les deux cas, les binômes internes aux grès du Champsaur déterminent la mobilité des terrains.

La fracturation intense de la zone des nappes associée à des roches différenciées fait de cette zone la plus complexe et imprévisible. Des zones indemnes de toute érosion depuis le retrait des glaces peuvent se juxtaposer avec des zones très mobiles. Les cours d'eau dont la pente est régularisée peuvent faire craindre des écoulements violents.

La vallée du Gyr large et évasée est le réceptacle de tous les débris en provenance des régions voisines qui tapissent son fond. Le creusement des roches subbriançonnaises peut mettre en surplomb les roches des nappes voisines et les déstabiliser.



Photographie 6 : La crête des Neyzets. L'opposition entre deux modelés apparaît nettement dans les deux petits vallons glaciaires. A l'ouest (à gauche sur la photographie), les granites et gneiss offrent un paysage classique de roches moutonnées, les formations superficielles discontinues et peu épaisses révèlent une grande stabilité. A l'est, dans les calcaires jurassiques subbriançonnais, les formes glaciaires ont été effacées par les processus périglaciaires, c'est la structure qui détermine les formes : le front d'escarpement est recouvert par des éboulis actifs qui masquent les terrains ultradauphinois ; le est revers marqué par la dissolution karstique et la gélifraction, les sédiments fins s'accumulent dans la dépression.

DEUXIEME PARTIE :
LE CADRE DE L'ETUDE
GEOMORPHOLOGIQUE

CHAPITRE 4 - LE CONTEXTE BIO-CLIMATIQUE ACTUEL

Le réchauffement climatique holocène a entraîné une modification complète de l'environnement et de la morphodynamique régionale. Retirés dans les zones les plus élevées, les glaciers ont abandonné de vastes espaces à la végétation, à l'homme et aux agents d'érosion atmosphériques.

Du fait des 3100m de dénivellation et des pentes escarpées, le climat et les paysages de la Vallouise résultent avant tout du gradient altitudinal. Mais le Pelvoux est aussi la plus méridionale des hautes montagnes européennes où les sommets dépassent les 4000 mètres si bien que l'influence méditerranéenne y devient sensible tant pour le climat et la végétation que pour les modes de mise en valeur de l'espace par l'homme.

1 - UN CLIMAT DE MONTAGNE MERIDIONALE

300 jours de soleil par an clament fièrement les dépliants touristiques, "*Oun quinz d'aus l'uver s'eïmau*" (l'hiver commence au 15 août) dit le proverbe local. Ces deux affirmations résument bien le caractère original du climat de la Vallouise qui allie la rudesse montagnarde et l'influence méditerranéenne. Abrisée des flux d'ouest, elle se différencie nettement des Alpes occidentales et septentrionales, mais n'est encore, comme le Briançonnais et le Queyras, "que le vestibule des Alpes du Sud." (PEGUY C.P, 1947).

Son climat peut être qualifié de continental intra-alpin à influence méditerranéenne, mais à l'échelle locale la diversité des conditions d'altitude et d'exposition entraîne une multitude de microclimats qu'il n'est possible d'appréhender que par comparaison avec des régions voisines où des mesures plus précises ont été effectuées.

1.1 – LES DONNEES CLIMATIQUES

La Vallouise est beaucoup moins bien couverte par les postes météorologiques que les régions voisines. Le seul poste relevant à la fois les températures (maximales et minimales) et les précipitations est celui de Pelvoux-Les Claux (altitude : 1260m) dont les données couvrent les périodes 1961 à 1972 et 1987 à 1995. Le poste de Puy-Saint-Vincent-les Alberts (altitude : 1380m), installé en 1952, ne relève que les précipitations. Les résultats de ces postes nous ont été gracieusement fournis par la station départementale Météo France d'Embrun et par le C.B.R.B.C (Centre briançonnais de Recherche Bio-Climatique).

D'autres postes pluviométriques ont fonctionné en Vallouise mais pour des durées courtes. Il s'agit des postes des Vigneaux (janvier 1936-août 1937), de Vallouise (janvier 1931-mai 1936) et de Pelvoux-Saint-Antoine (juin 1936-décembre 1938). Ces mesures permettent quelques comparaisons mais doivent être utilisées avec précaution car la localisation précise des postes n'est pas connue et la période d'observation commune est trop courte pour permettre un bon étalonnage.

Des mesures ont été effectuées durant l'entre-deux-guerres par l'O.N.F. au Glacier Blanc (altitude : 2520m, mesures de 1927 à 1929), au Glacier Noir (altitude : 2410m,

mesures de 1924 à 1929) et au Glacier des Bans (altitude : 2360m, mesures de 1925 à 1929) mais elles sont ponctuelles et imprécises (moyennes mensuelles uniquement, localisation indéterminée).

Des mesures de couvert neigeux sont effectuées près du refuge Cézanne par E.D.F mais les résultats n'ont pu être communiqués.

Afin de saisir la spécificité climatique de la Vallouise et de combler le déficit de données, ces mesures seront comparées avec celles des stations voisines, beaucoup mieux équipées, de Briançon, Le Monétier et La Chapelle en Valgaudemar, ainsi que les mesures effectuée à Laurichard par B. FRANCOU.

1.2 - UN FORT ENSOLEILLEMENT

La limpidité de l'atmosphère est la caractéristique essentielle du climat briançonnais. Avec 2383 heures d'ensoleillement annuel (moyenne pour la période 1961-1975, C.B.R.B.C) c'est la région la plus ensoleillée des Alpes. Cette luminosité est remarquable par sa constance durant toute l'année (Tableau 1) et particulièrement en hiver où les rapports d'ensoleillement dépassent ceux de bien des stations du bord de la Méditerranée. L'étude de la probabilité d'ensoleillement (P.I.R.D.E.S, 1980) permet cependant de distinguer deux périodes : d'octobre à mars, les périodes de "grand beau" alternent avec des périodes de temps médiocre alors que les situations intermédiaires sont rares ; d'avril à septembre, le mauvais temps devient exceptionnel et les journées ensoleillées moins fréquentes mais les situations moyennes sont plus communes.

| | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D | Année |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Durée (h) | 147 | 150 | 192 | 208 | 231 | 237 | 277 | 255 | 211 | 195 | 136 | 144 | 2383 |
| R (%) | 0,65 | 0,66 | 0,67 | 0,67 | 0,63 | 0,64 | 0,74 | 0,75 | 0,72 | 0,66 | 0,60 | 0,66 | 0,68 |

Tableau 1 : Durées d'ensoleillement et rapports d'insolation à Briançon (C.B.R.B.C, Briançon). Rapport d'insolation = durée d'insolation mesurée / durée d'insolation potentielle en tenant compte du "masque montagneux". La station est située en adret bien exposé.

En l'absence de données précises, il est assez difficile d'estimer les différences entre la Vallouise et Briançon mais on peut supposer qu'elles sont faibles. Le masque montagneux lié aux fortes pentes contribue probablement à limiter la durée de l'ensoleillement dans les vallées de même que les nuages qui "accrochent" souvent certains sommets (L'Ailefroide et le Pelvoux en particulier). Par contre certains replats d'altitude (Puy-Aillaud, Puy-Saint-Vincent...) sont sans doute plus favorisés. Les contrastes de bilan radiatif sont donc sans doute plus élevés qu'à Briançon en particulier à l'ouest de la Vallouise où les oppositions adret-ubac sont les plus fréquentes.

1.3 – LES TEMPERATURES

1.3.1 – Les températures moyennes à Pelvoux

Les températures enregistrées à Pelvoux révèlent la rudesse du climat de la Vallouise (Tableau 2). La moyenne annuelle est relativement basse par rapport aux stations voisines : pour la période de référence commune (1961-1972 et 1987-1994) elle

n'est que de 7,11°C pour 1260m d'altitude contre 7,87°C à Briançon (1324m) et 5,95°C au Monétier (1490m).

| | Pelvoux 1260m adret-fond de vallée | Le Monétier 1490m fond de vallée | Briançon 1324m adret |
|----------------------------|---|---|-------------------------------------|
| T° moyenne | 7,11 | 5,96 | 7,87 |
| Amplitude annuelle | 18,20 | 16,67 | 17,34 |
| T° minimale moyenne | 0,75 | -0,53 | 2,21 |
| Amplitude annuelle | 14,78 | 14,80 | 15,14 |
| T° maximale moyenne | 13,45 | 12,54 | 13,49 |
| Amplitude annuelle | 21,56 | 19,63 | 19,48 |

Tableau 2 : Comparaison des températures moyennes annuelles à Pelvoux-les-Claux et dans deux stations voisines. Pelvoux-les-Claux (1961-1972 et 1987-1994, source C.B.R.B.C), Le Monétier (1966-1995, manque 1986, source METEOFRACTANCE) et Briançon (1961-1972 et 1987-1994, source METEOFRACTANCE)

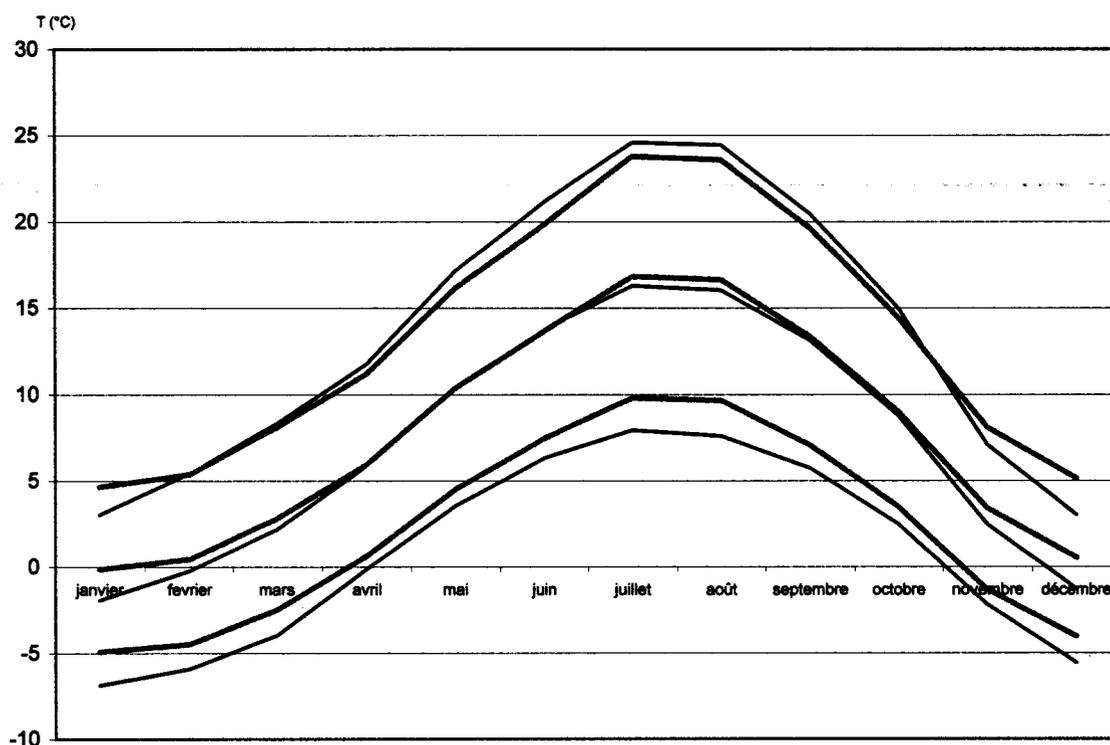


Figure 30 : Températures moyennes mensuelles (moyenne, maximale et minimale) à Briançon (1324m, courbe grise) et Pelvoux (1260m, courbe noire) 1961-1972 et 1987-1994 source METEOFRACTANCE.

Les températures minimales sont responsables du froid, en effet leur moyenne est de 2,20°C à Briançon contre seulement 0,74°C à Pelvoux alors que les températures maximales sont pratiquement identiques dans les deux stations (13,49°C à Briançon et 13,45°C à Pelvoux).

C'est en hiver que la différence entre les deux stations est la plus marquée, les températures moyennes sont négatives trois mois dans l'année à Pelvoux contre un seul à

Briançon. Le mois de janvier est le plus froid avec $-1,92^{\circ}\text{C}$ ($-0,31^{\circ}\text{C}$ à Briançon) mais la température minimale est enregistrée en février une année sur quatre.

Le réchauffement printanier est très rapide en particulier pour les températures maximales qui dépassent celles de Briançon dès le mois de mars. La température moyenne reste très légèrement inférieure et parvient même à égaler celle de Briançon au mois de juin.

En été, la station de Pelvoux est marquée par une très forte amplitude diurne : elle atteint $16,86^{\circ}\text{C}$ au mois d'août soit $2,6^{\circ}\text{C}$ de plus qu'à Briançon et $1,1^{\circ}\text{C}$ de plus qu'au Monétier (1965-1996). Les températures maximales dépassent alors sensiblement celles de Briançon, puisque la moyenne atteint $24,6^{\circ}$ au mois de juillet, mais les minimales sont nettement inférieures. La température moyenne la plus élevée est celle du mois de juillet ($16,28^{\circ}\text{C}$) mais le mois d'août est le plus chaud une année sur cinq. La baisse des températures est ensuite très rapide dès le mois de septembre et s'accélère ensuite.

La forte amplitude thermique annuelle ($18,20^{\circ}\text{C}$) et diurne est en grande partie liée au site du poste de Pelvoux. A. DOUGEDROIT et M-F. DE SAINTIGNON (1974) opposent les sites de fond de vallée et les sites d'adret, les premiers étant beaucoup plus froids que les seconds surtout pour les températures minimales (à altitude égale la différence est de 4°C sauf au printemps où elle est de 2°C). Le poste de Pelvoux est presque au fond de la vallée du Gyr mais au bas d'un versant qui forme un amphithéâtre exposé plein sud. Le masque montagneux favorise donc la persistance du froid matinal alors que la bonne exposition permet un réchauffement rapide à la mi-journée en particulier l'été. De plus, situé au débouché de la vallée d'Ailefroide qui est fortement englacée, le village de Pelvoux est fortement marqué par le phénomène de brise de vallée qui abaisse encore les températures minimales. La stagnation de l'air froid en fond de vallée est sensible dans toute la Vallouise du fait de sa fermeture par les massifs montagneux qui l'isole des vents dominants en particulier l'hiver où les températures minimales sont nettement plus faibles et les maximales peinent à s'élever.

1.3.2 – la variabilité des températures à Pelvoux

La variabilité inter-annuelle des températures est assez forte par rapport aux autres stations de la région tant pour les moyennes (Figure 31 et 32) que pour les valeurs extrêmes (Tableau 3).

Elle est particulièrement sensible à la fin de l'hiver, où les écarts à la moyenne sont élevés aussi bien pour les températures maximales que minimales, du fait des redoux précoces. Ainsi le mois de mars peut être aussi froid que certains mois de janvier mais plus chaud que certains mois d'avril.

Elle est également forte à la fin de l'été et au début de l'automne avec un mois d'août qui est parfois le plus chaud de l'année mais peut aussi être plus froid que certains mois de septembre. Cette variabilité d'arrière saison est essentiellement le fait des températures maximales. L'arrivée précoce des perturbations orageuses ou au contraire la persistance d'un « été indien » peut influencer de manière importante le réchauffement diurne de ces mois fortement ensoleillés durant lesquels les températures sont très dépendantes du rayonnement solaire.

Les températures d'été sont relativement constantes d'une année sur l'autre, le grand beau étant quasiment garanti jusqu'à la mi-août. C'est également le cas au début de l'hiver, quand la faible durée des journées de décembre et janvier limite l'influence du rayonnement sur les températures.

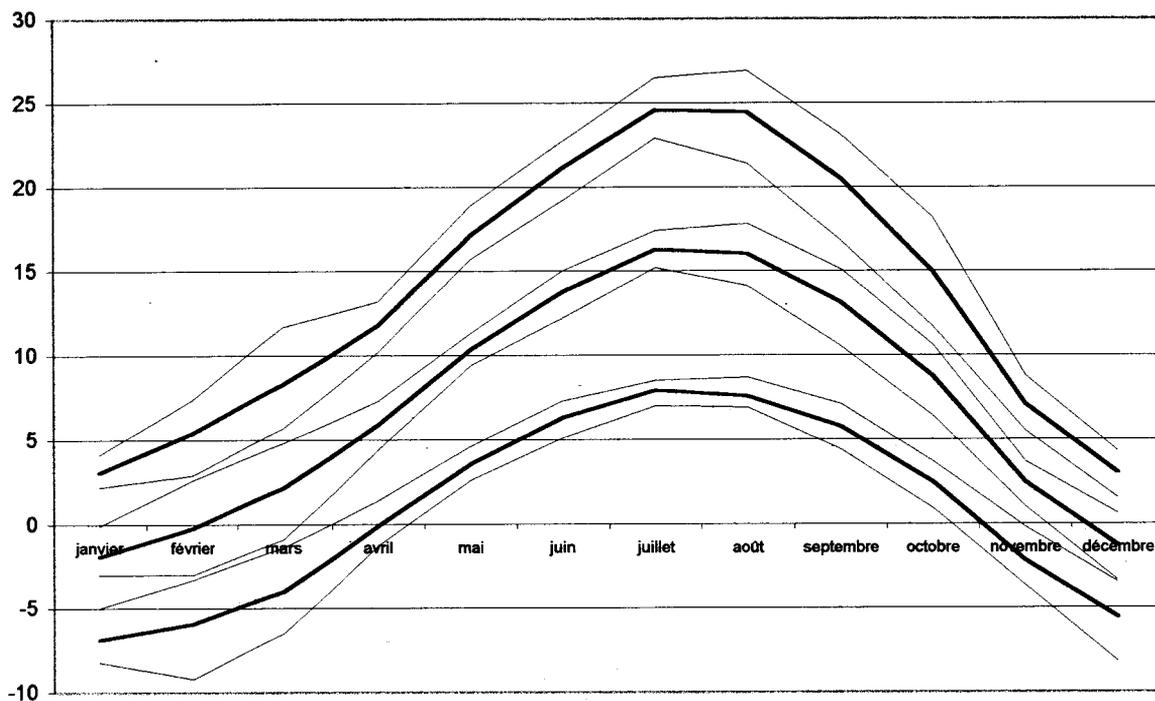


Figure 31 : Températures moyennes mensuelles (moyennes, maximales et minimales) et intervalle des 80% des valeurs les plus proches de la moyenne à Pelvoux-les-Claux (1961-1972 et 1987-1994, source : METEOFRANCE)

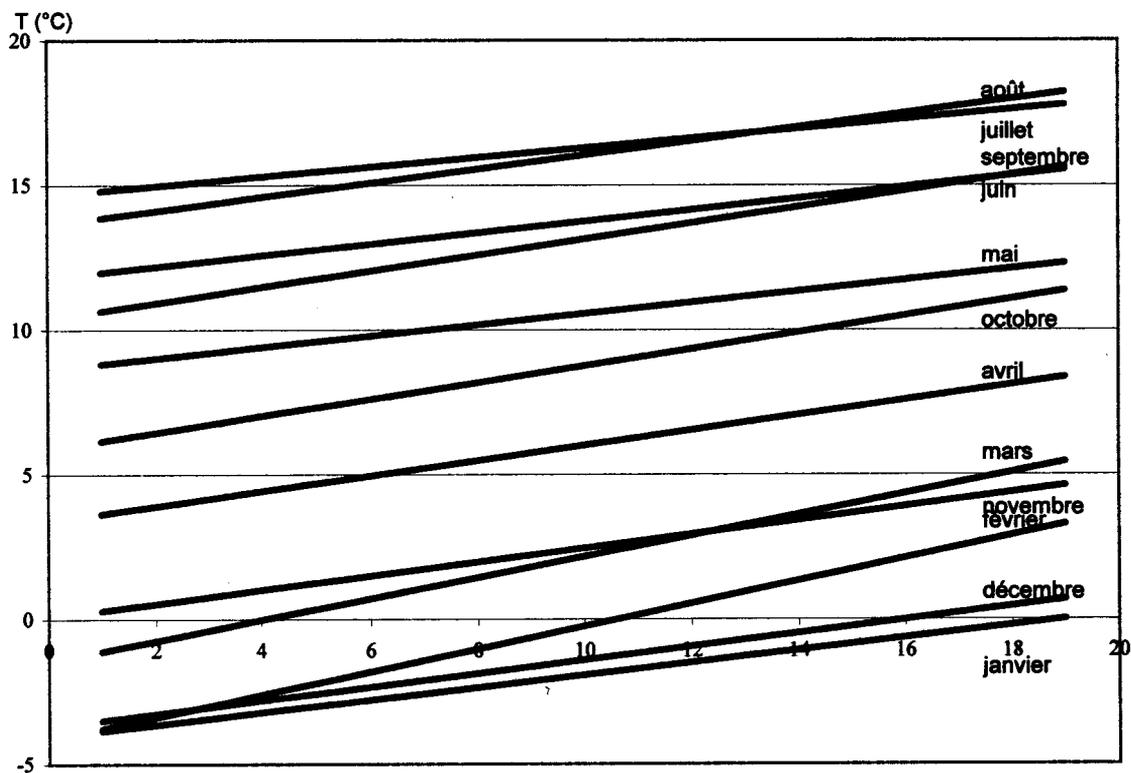


Figure 32 : Ajustement linéaire des fréquences de températures moyennes mensuelles à Pelvoux-les-Claux (1961-1972 et 1987-1994, source : METEOFRANCE)

| | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D | Moy |
|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|
| T° mini | 7,6 | 8,5 | 7,5 | 5,2 | 3,3 | 4,0 | 3,2 | 2,8 | 4,0 | 4,2 | 5,7 | 5,8 | 1,84 |
| T° maxi | 4,9 | 8,0 | 8,0 | 5,7 | 4,7 | 6,1 | 5,6 | 7,8 | 8,5 | 10,0 | 6,2 | 4,4 | 2,6 |
| T° moyenne | 5,6 | 7,8 | 7,1 | 5,4 | 4,0 | 3,5 | 3,5 | 4,4 | 6,0 | 6,2 | 5,8 | 4,9 | 2,13 |

Tableau 3 : Ecart entre les températures moyennes mensuelles extrêmes relevées Pelvoux-les-Claux (1961-1972 et 1987-1994, source : METEOFRACTANCE)

1.3.3 – Les températures en Vallouise

En l'absence d'autres postes météorologiques en Vallouise, les températures régionales doivent être extrapolées à partir des observations du poste de Pelvoux.

Les très grands écarts d'altitude de la Vallouise sont à l'origine de différences sensibles de la pression atmosphérique (qui passe en moyenne de 910 Hectopascals à 980m à 610 Hectopascals au sommet de la Barre des Ecrins) et des températures.

C.P. PEGUY (1947) a évalué à 0,65 °C pour 100 m le gradient moyen en Vallouise, mais plus récemment A. DOUGUEDROIT et M.F. DE SAINTIGNON (1981) (Tableau 4) ont établi un gradient de températures pour les Alpes du sud qui prend en compte la contrainte de site. En utilisant le gradient d'adret, nous pouvons estimer les températures en Vallouise (Tableau 5). Ces résultats diffèrent légèrement de ceux calculées par E. BENEVENT (Tableau 6) qui incluent la variable saisonnière mais qui se rapportent à des valeurs moyennes incluant les ubacs et qui sont de ce fait moins élevées.

| Gradient des températures pour 100m | Fonds de vallée | Adrets |
|-------------------------------------|-----------------|--------|
| Températures maximales | 0,57 | 0,62 |
| Températures minimales | 0,61 | 0,53 |
| Températures moyennes | 0,59 | 0,57 |

Tableau 4 : Gradients moyens calculés à partir de 41 stations des Alpes du sud (DOUGUEDROIT A. et DE SAINTIGNON M.F., 1981)

| | T° minimale | T° moyenne | T° maximale |
|-------|-------------|------------|-------------|
| 1000m | 2,57 | 8,75 | 15,03 |
| 2000m | -2,73 | 3,45 | 8,83 |
| 2500m | -5,38 | 0,60 | 5,73 |
| 3000m | -8,03 | -1,85 | 2,63 |

Tableau 5 : Températures d'adret estimées en Vallouise en appliquant le gradient d'adret de A.DOUGUEDROIT A. et M.F. DE SAINTIGNON (1981) aux données de la station de Pelvoux-les-Claux.

| | Hiver | Printemps | été | automne | Année |
|---------------|---------|-----------|--------|---------|-------|
| 1260m | -1,9°C | 7,9°C | 15,3°C | 8,6°C | 7,47 |
| 2500m | -8,1°C | -0,2°C | 7°C | 1,6°C | 0,07 |
| 3000m | -10,6°C | -3,6°C | 3,6°C | -1,3°C | -2,97 |
| Isotherme 0°C | 880m | 2450m | 3400m | 2770m | |

Tableau 6 : Températures moyennes à différentes altitudes dans les Alpes du sud (BENEVENT E., 1926)

Ces valeurs doivent bien entendu être utilisées avec précaution d'autant plus que les gradients sont très variables selon la saison. Ils sont particulièrement élevés au printemps (0,78°C au mois de mai entre Briançon et Laurichard contre 0,48°C en décembre ; CARENCO, 1982) en particulier pour les températures maximales (1,3 en moyenne entre Briançon et Sestrière, mais 0°C pour les températures minimales ; PEGUY Ch., 1978). Les contraintes de site jouent aussi un rôle essentiel : les gradients sont plus élevés sur les adrets (Tableau 4) et en bas de versant car la proximité des sommets exposés aux grands flux climatiques réduit le gradient thermique.

Les alternances gel-dégel, qui jouent un rôle de premier plan en géomorphologie, seront de ce fait favorisées toute l'année sur les versants d'adret proches des fonds de vallée mais l'intensité du gel y est moins grande qu'en ubac.

1.3.4 – Le gel en Vallouise

A Pelvoux, le gel n'épargne aucun mois de l'année (Figure 33) mais de juin à septembre, les gelées sont tout à fait exceptionnelles et correspondent à des coups de froid isolés (un seul cas relevé en juillet et en août sur l'ensemble de la période observée) qui ne permettent pas la pénétration de l'onde de gel dans le sol. Par contre, de novembre à avril, les jours de gel sont majoritaires et les fortes gelées apparaissent.

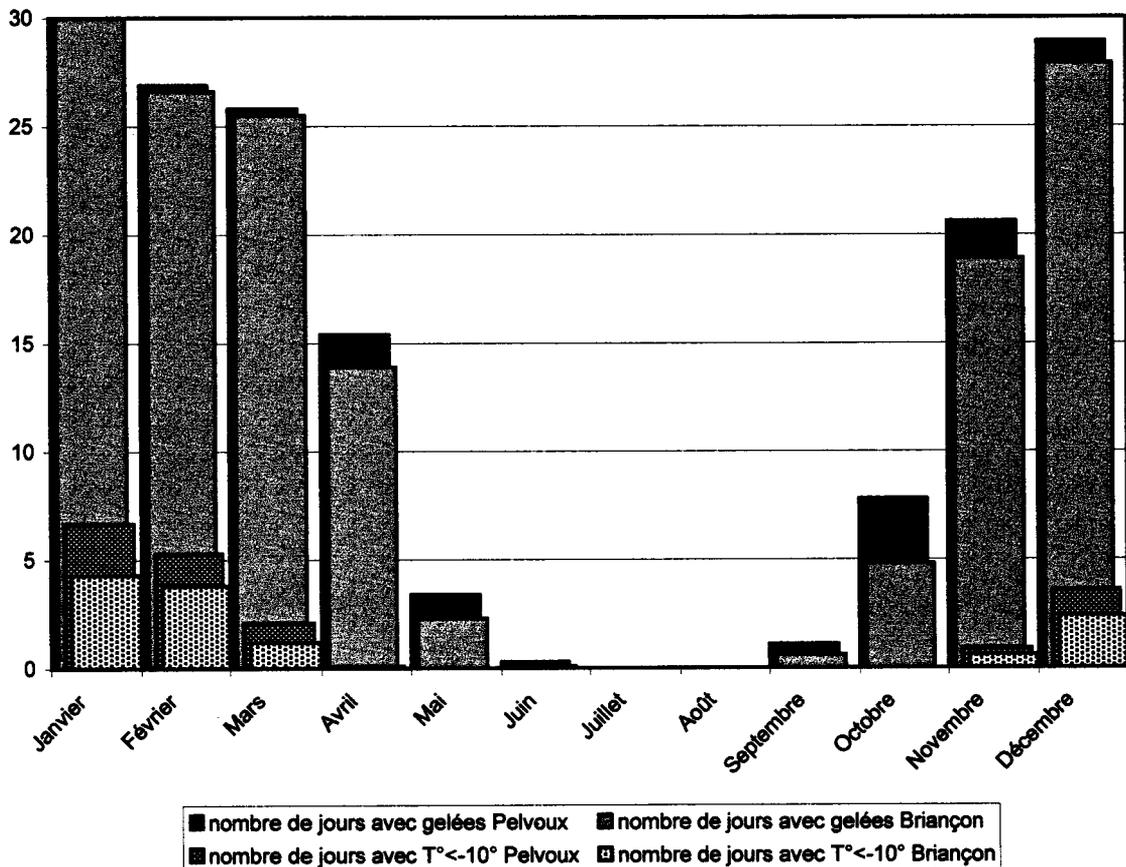


Figure 33 : Nombre de jours avec gelées et fortes gelées à Briançon (1961-1990, METEOFRANCE), et Pelvoux-les-Claux (1961-1972, source C.B.R.B.C)

| | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|--------------------|-----|-----|-------|-------|------|------|----|----|------|------|-----|------|
| T° maximale | 13 | 17 | 21,5 | 23,5 | 26,9 | 32,7 | 34 | 33 | 31,5 | 26,5 | 20 | 17,1 |
| T° minimale | -19 | -18 | -21,8 | -10,2 | -5,5 | -1 | 0 | 0 | -3 | -7 | -15 | -18 |

Tableau 7 : Records absolus de températures observés à Pelvoux-les-Claux (1961-1972 et 1987-1995, source METEOFRANCE)

Au total, il gèle en moyenne 160 jours par an (contre 150 seulement à Briançon). Les grands froids sont plus intenses et persistent plus longtemps à Pelvoux qu'à Briançon du fait de la fermeture de la Vallouise. On relève des températures inférieures à -10°C 18 jours par an en moyenne contre 12,3 seulement à Briançon. Les records absolus de froid ne sont pas exceptionnels pour une région de montagne mais on observe la possibilité de températures très basses pendant six mois de l'année.

En altitude, les températures sont mal connues du fait du manque de mesures précises mais aussi de la diversité des contraintes de site. L'emprise du froid en altitude ne peut être approchée que par comparaison avec des stations voisines où de telles mesures ont été effectuées. Celles qui ont été réalisées par B. FRANCOU (1987) de 1979 à 1983, dans la combe de Laurichard au sud du col du Lautaret sont les plus intéressantes (Tableau 8).

| | Moyenne des maximums | Moyenne des minimums | Nombre de jours avec gel | Nombre de jours sans dégel |
|------------------|----------------------|----------------------|--------------------------|----------------------------|
| 1979-1980 | 2,1 | -2,2 | 274 | 193 |
| 1980-1981 | 1,3 | -2,9 | 245 | 152 |
| 1981-1982 | 2,4 | -1,9 | 225 | 117 à 187? |
| 1982-1983 | 4,1 | -0,5 | 216 | 140 |

Tableau 8 : moyennes par années hydrologiques des températures à Laurichard (FRANCOU B., 1987)

La station est située en ubac à 2450m d'altitude, ce qui est proche de l'isotherme 0°C . Celui-ci serait à 2600m en adret et l'isotherme -2° à 2900m, altitude à laquelle les températures minimales seraient inférieures à 0° toute l'année. A la station, les températures oscillent entre des records de -19 et 24°C , et seul deux mois (août 80 et juillet 82) n'ont pas connu les gelées.

Le nombre de jour avec gelées y est très élevé (216 à 274 sur les quatre années hydrologiques observées) mais seulement 46 à 75 jours connaissent des oscillations gel-dégel, ce qui est beaucoup moins qu'à Briançon (135 jours). L'engel permanent varie en effet de 117 à 193 jours et peut atteindre une période de 83 jours consécutifs mais ceci est essentiellement lié au site d'ubac.

Les températures de l'air sont révélatrices d'une ambiance morphoclimatique régionale rude et marquée par des contrastes importants. Elles n'expliquent pas pour autant les processus de géomorphologie qui sont surtout influencés par les températures au sol et la présence de neige qui seront abordées plus loin.

1.4 - LES PRECIPITATIONS

1.4.1 – Les précipitations à Pelvoux et Puy-Saint-Vincent.

Les précipitations de la Vallouise sont connues grâce à l'existence de deux stations en fonctionnement (Pelvoux-les-Claux et Puy-Saint-Vincent) et d'anciennes mesures malheureusement difficiles à interpréter.

La comparaison du régime pluviométrique des stations de la Vallouise avec celui des stations voisines permet de percevoir l'originalité climatique de notre région (Figure 35). La station de la Chapelle en Valgaudemar, située à l'ouest du massif, est nettement la plus arrosée avec un total annuel de 1306mm. Au contraire, le climat briançonnais est réputé pour sa sécheresse si bien qu'on ne mesure que 714mm à Briançon et 880mm au Monétier. La Vallouise se trouve dans une situation intermédiaire avec 952mm à Puy-Saint-Vincent et 1038mm à Pelvoux.

Ces différences sont liées au relief de la région. Les stations de Briançon et du Monétier sont abritées des flux d'ouest par le massif Ecrins-Pelvoux qui est à la même latitude. Située plus au sud, Pelvoux n'est abritée que par des sommets plus modestes et bénéficie des flux d'ouest qui ont été détournés vers le sud avant de pénétrer en Vallouise.

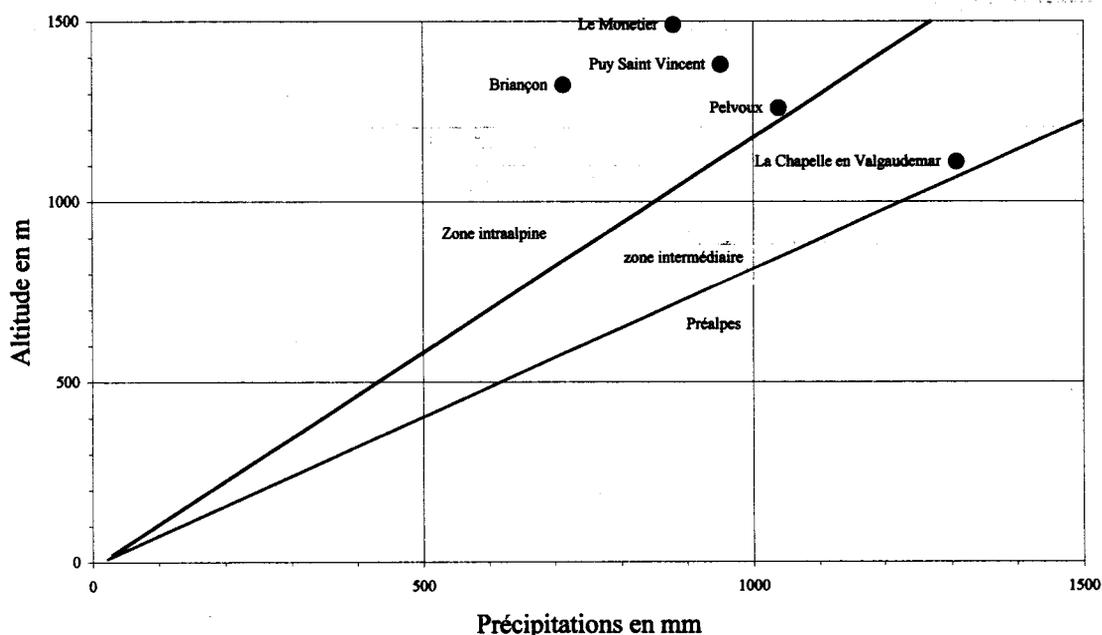


Figure 34 : Les relations entre altitudes et précipitations. En appliquant les critères de H.GAMS (1931-1932) les stations de la Vallouise peuvent être rattachées à la zone intra-alpine mais la continentalité y est beaucoup moins marquée que dans le Briançonnais.

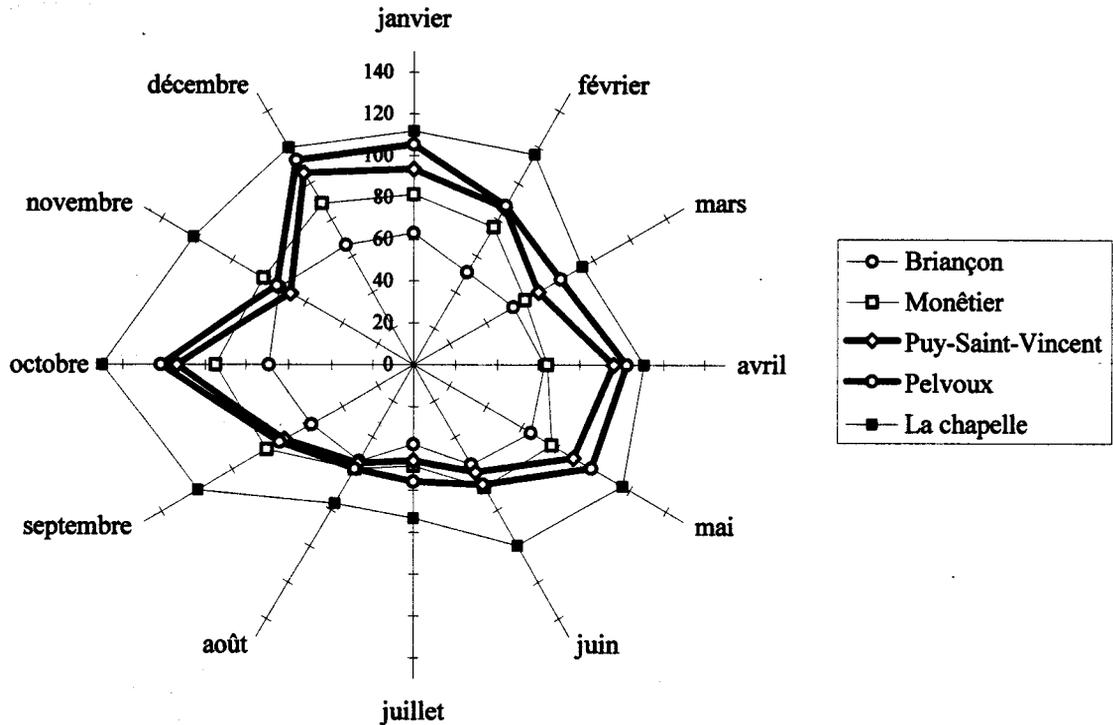


Figure 35 : Régime des précipitations dans les deux stations de la Vallouise et dans quelques stations voisines. (D'après METEOFRANCE)

| | J.F.M | A.M.J | J.A.S | O.N.D |
|-----------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| Briançon | 23,7 | 25,6 | 20,7 | 29,3 |
| Monétier | 24,9 | 23,7 | 21,2 | 30,3 |
| La Chapelle-en-Valgaudemar | 24,6 | 24,9 | 20,6 | 29,9 |
| Puy-Saint-Vincent | 26,2 | 25,6 | 18,0 | 30,2 |
| Pelvoux | 26,5 | 25,7 | 18,0 | 29,8 |

Tableau 9 : répartition saisonnière des précipitations à Pelvoux et dans des stations voisines (% des précipitations annuelles moyennes)

Le régime des précipitations permet d'identifier assez nettement l'influence méditerranéenne des stations de la Vallouise au point que C.P. PEGUY parle d'un climat « pseudo-méditerranéen » (Figure 35 et Tableau 9). La sécheresse estivale y est déjà sensible avec seulement 18% du total des précipitations pour les deux stations de la Vallouise, alors que les précipitations hivernales sont plus importantes (26,2 et 26,5%). Le maximum d'automne est assez nettement marqué mais dans une proportion comparable aux autres stations de la région ($\approx 30\%$) par contre on observe en Vallouise un double maximum en octobre et décembre alors que le mois de novembre est sous-représenté ce qui est assez classique dans les régions méditerranéennes

Les pluies peuvent être violentes puisque 33 jours à Pelvoux et 34 à Puy-Saint-Vincent reçoivent des précipitations supérieures à 10mm (contre 22 seulement pour Briançon).

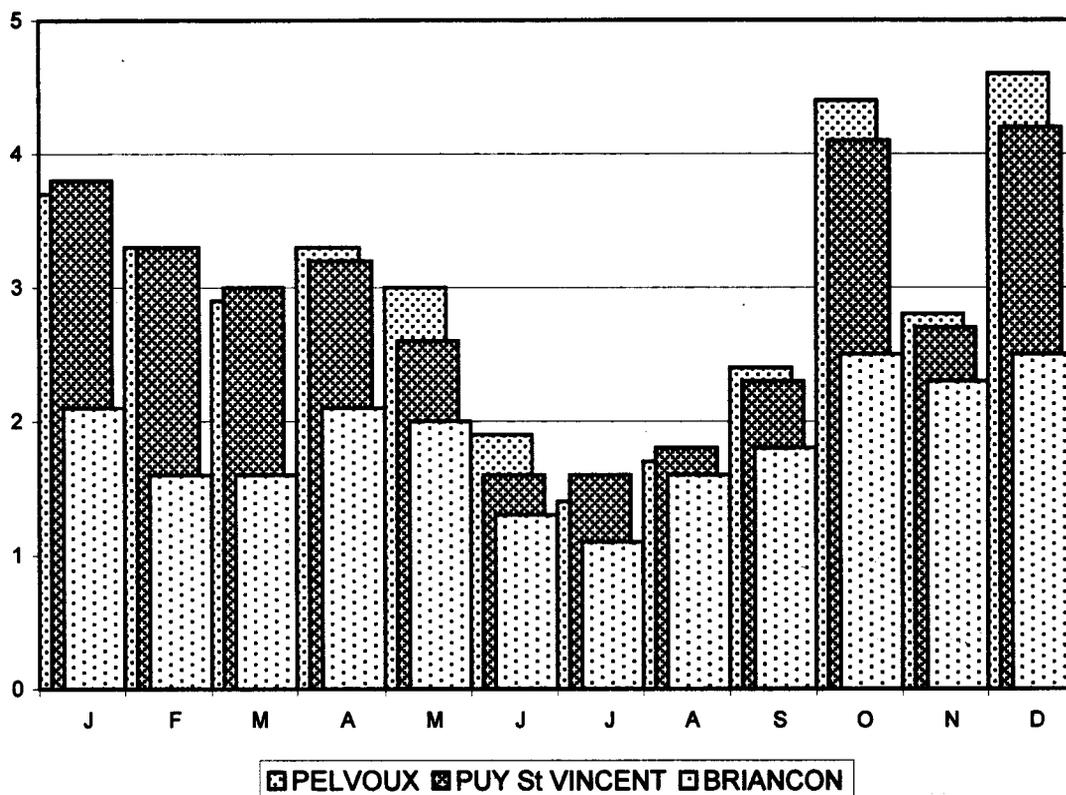


Figure 36 : Nombre de jours de fortes pluies ($P > 10\text{mm}$) à Puy-Saint-Vincent, Pelvoux et Briançon. (source METEOFRANCE)

Sur les quarante années d'observation communes aux deux stations de la Vallouise (1955-1994), on ne dénombre pas moins de 70 épisodes de très fortes pluies ($> 50\text{mm}$) dont 10 avec plus de 75mm. Cependant, les records absolus de précipitations sont modestes par rapport aux régions voisines : il n'est que de 87,6mm le 16 septembre 1937 à Pelvoux et de 84mm le 8 novembre 1982 à Puy-Saint-Vincent alors que plusieurs averses supérieures à 100mm ont été observées dans les régions voisines.

Si le site de la Vallouise est moins propice aux très fortes averses que les vallées allongées, on ne peut pas pour autant exclure la possibilité de tels épisodes pluvieux en Vallouise car ils sont souvent très localisés et ont pu tout simplement épargner les postes météorologiques. Ainsi, on constate que les violentes pluies du 9 novembre 1951 au Monêtier (131,2mm) n'ont pas occasionné de fortes pluies en Vallouise et que le tiers seulement des très fortes averses a été observé simultanément à Pelvoux et à Puy-Saint-Vincent (Figure 37).

Le régime des fortes précipitations ne diffère pas sensiblement de celui des précipitations totales mais la sur-représentation des mois d'octobre, décembre et du début du printemps y est encore plus nette, pour les très fortes précipitations : 58% des cas sont rassemblés aux mois de septembre, octobre et novembre.

La variabilité inter-annuelle des précipitations est assez forte, « les mois dans la fourchette 90-110% ne sont pas les plus nombreux » (C.P. PEGUY, 1935), en particulier en automne et en hiver, ce qui fait dire à C.P. PEGUY (1935) qu'il y a des années méditerranéennes et des années continentales.

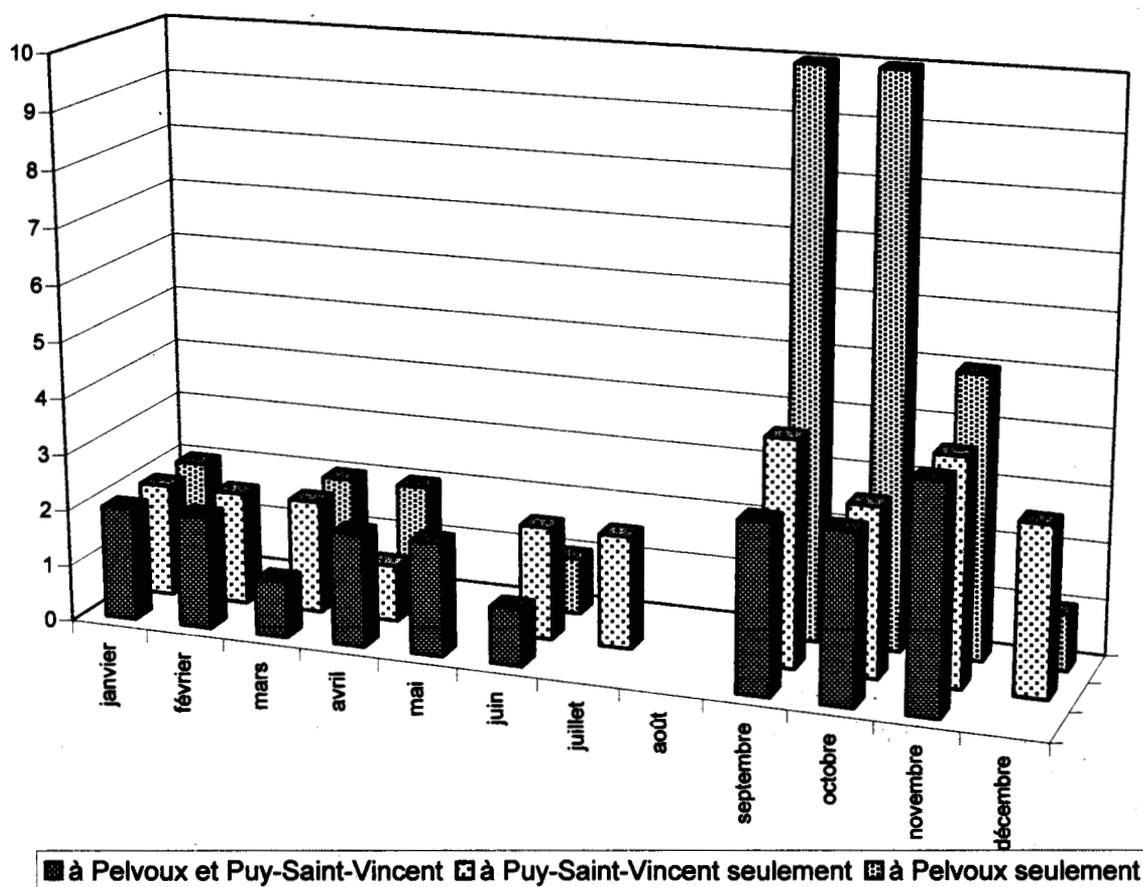


Figure 37 : Nombre d'épisodes de très fortes pluies ($P > 50\text{mm}$) en Vallouise (1955-1994, pas de données entre 1976 et 1986 à Pelvoux, source METEOFRACTANCE). On observe le nombre important d'épisodes relevés dans une seule des deux stations.

1.4.2 – Les précipitations en Vallouise.

Les données des stations de Pelvoux et Puy-Saint-Vincent sont très difficiles à étendre à l'ensemble de la Vallouise à cause du manque de fiabilité des autres mesures. Celles qui ont été relevées à Vallouise n'ont que 5 mois de commun avec celles de Pelvoux ce qui interdit toute comparaison sérieuse. Celles des Vigneaux ont été effectuées simultanément à celles de Pelvoux durant seulement quinze mois et sont mal corrélées avec elles, elles permettent tout au plus d'affirmer que cette station est moins arrosée que Pelvoux, ce qui relève de la plus élémentaire des logiques.

C. P. PEGUY (1977) estime le gradient pluviométrique de la Vallouise à 65mm pour 100m, mais souligne que les versants exposés ont un gradient deux fois plus élevé que les versants abrités. Malheureusement, si on admet que l'essentiel des précipitations provient des flux d'ouest, la part des perturbations méditerranéennes n'est pas négligeable. La notion même de versant exposé étant mal définie, il est donc très difficile de faire une estimation correcte à partir de ces gradients. Les mesures effectuées par l'O.N.F. et C.P. PEGUY (Tableau 10) montrent que les hauteurs de précipitations peuvent être très élevées en altitude mais aussi que les effets de site y sont encore plus importants qu'ailleurs puisque les chiffres relevés sont très différents au niveau des glaciers. Malheureusement, ces sites n'étant pas précisément localisés, il est impossible d'en tirer plus d'enseignements.

| | | | |
|-----------------------------------|-----------|------|-----|
| Pelvoux-Vallouise (1175m) | 1911-1941 | 865 | |
| | 1932-1941 | 975 | |
| Glacier Blanc (2520m) | 1927-1929 | 1960 | ONF |
| Glacier Noir | 1924-1929 | 3685 | ONF |
| Glacier des Bans | 1925-1929 | 3180 | ONF |
| P. moyenne estimée sur les crêtes | | 2700 | |

Tableau 10 : Précipitations annuelles moyennes (en mm) dans quelques postes de la Vallouise (PEGUY C.P.; 1947)

L'altitude influence aussi la nature des précipitations. Celles-ci sont plus violentes et plus longues sur les sommets, en particulier l'automne, mais surtout ces précipitations tombent essentiellement sous forme neigeuse.

1.4.3 - La neige

1.4.3.1 – Les précipitations neigeuses

Les chutes de neige peuvent se produire toute l'année sur les versants élevés mais en été la fonte rapide ne permet pas la constitution d'une couche durable. Dans les vallées, les précipitations neigeuses deviennent significatives à partir du mois d'octobre au cours duquel elles peuvent devenir importantes puisque qu'on relève quatre épisodes neigeux de plus de 50mm. Une chute de 63mm a même été observée le 28 septembre 1974 mais ce n'est qu'à partir de novembre et jusqu'au mois de mars que la majorité des précipitations tombent sous forme de neige le coefficient nivométrique dépasse même les 80% pendant deux mois (Tableau 11).

| | O | N | D | J | F | M | A | M |
|--------------------------|---|----|----|----|----|----|----|---|
| Lame d'eau (mm) | 2 | 48 | 70 | 55 | 44 | 46 | 19 | 2 |
| Coefficient nivométrique | 3 | 52 | 84 | 87 | 73 | 68 | 18 | 4 |

Tableau 11 : hauteur de neige et coefficient nivométrique à Vallouise (PEGUY Ch., 1947)

Les chutes de neige représentent près du tiers des précipitations totales à Pelvoux mais ce taux augmente très rapidement avec l'altitude. Il atteint 70% à 2500m dans la région du Monétier (CARENCO E., 1982) et presque la totalité au-dessus de 3000m (PEGUY C.P., 1947). Ces précipitations restent soutenues en hiver et jusqu'au mois de mars ce qui contribue à maintenir la couverture neigeuse.

1.4.3.2 – le manteau neigeux

La durée d'enneigement à Vallouise est en moyenne de 4mois1/2 (BOISVERT J.-J., 1954). La couverture commence à s'installer au mois de novembre et persiste souvent jusqu'en avril.

La persistance du manteau neigeux augmente bien entendu avec l'altitude. Les travaux menés par B. FRANCOU (1988) dans la combe de Laurichard, par C.P. PEGUY (1978, 1981) et par V. RISSER (1979) en Briançonnais ont permis de montrer deux caractéristiques originales de l'enneigement en Briançonnais. L'optimum nivométrique est relativement tardif et c'est souvent au mois de mars que l'épaisseur maximale est atteinte

au-dessous de 2000m et plus tardivement au-dessus. Par ailleurs, alors que le manteau neigeux est souvent précoce, son épaisseur diminue fréquemment au cours du mois de janvier et la fonte totale de la neige sur des versants bien exposés peut même se produire au-dessous de 1400m. Cette tendance n'a pas été précisément étudiée en Vallouise mais elle est souvent énoncée par les responsables de la station. On peut cependant s'attendre à ce qu'elle soit beaucoup moins marquée qu'à Serre-Chevalier où les précipitations marquent un net ralentissement aux mois de janvier et février alors que c'est beaucoup moins vrai en Vallouise. Par contre les fortes précipitations d'avril sont souvent neigeuses au-dessus de 2000m et il se constitue au printemps un épais manteau qui alimentera les avalanches humides au printemps.

La fonte est très rapide quelle que soit l'altitude d'autant plus qu'elle est souvent accélérée par les chutes de pluie. Il en résulte l'écoulement de l'essentiel des précipitations neigeuses tombées au-dessus de 1400m entre la mi-avril et le début du mois de juillet. La lame d'eau correspondant à la fusion peut approcher les 50mm dans la combe de Laurichard (FRANCOU B., 1988) soit une valeur proche des plus grosses averses observées à Puy-Saint-Vincent.

Des accumulations localisées peuvent perdurer beaucoup plus longtemps. Au-dessous de 2000m et dans les fonds de vallée, elles correspondent à des dépôts d'avalanche. Ainsi, le chasse-neige est parfois indispensable au mois de juin pour dégager la route du Pré de Madame Carle (VEYRET P., 1978). A. ALBERT (1887) signale même la persistance d'un dépôt pendant deux ans entre Vallouise et Pelvoux. Au-dessus de 2000m, les plaques de neige ne sont plus exceptionnelles dans les sites bien abrités du rayonnement solaire. Ainsi, au sommet des éboulis situés en ubac, la persistance d'un « chapeau » de neige est très fréquente à partir de 2200m même en l'absence d'avalanches. Au-dessus du seuil de 3000m, qui est considéré comme le seuil des « neiges éternelles » par C.P. PEGUY (1947c), elles deviennent très nombreuses même en adret. Ces taches résiduelles peuvent avoir un rôle géomorphologique majeur dans l'incorporation de la glace dans les éboulis.

Les précipitations sont un élément essentiel pour la compréhension de la morphodynamique de la Vallouise. Le rapide écoulement des eaux lié aux précipitations et aux fortes pentes est un agent d'érosion majeur dans toute la vallée. Par sa persistance durant une grande partie de l'année la neige est un élément essentiel à la fois pour la morphodynamique mais aussi pour l'explication des paysages végétaux.

2 – DES PAYSAGES VEGETAUX DIVERSIFIES

Du fait sa situation géographique, et de son originalité climatique, La Vallouise bénéficie d'"une très grande variété de plantes propres à des milieux différents..." (AUDE, 1992), mais la diversité floristique se réduit très rapidement en altitude.

Comme dans toutes les régions de montagne, l'étagement est la caractéristique dominante de la répartition des paysages végétaux de la Vallouise. L'énergie de son relief et l'importance des gradients climatiques lui permettent même d'être une des rares régions où l'on peut observer la totalité de l'étagement montagnard de l'étage subméditerranéen jusqu'à l'étage nival.

Cependant, la nature des terrains, les conditions d'exposition, de pente... mais aussi l'action anthropique modifient en grande partie cette organisation spatiale et renforcent la diversité des paysages végétaux.

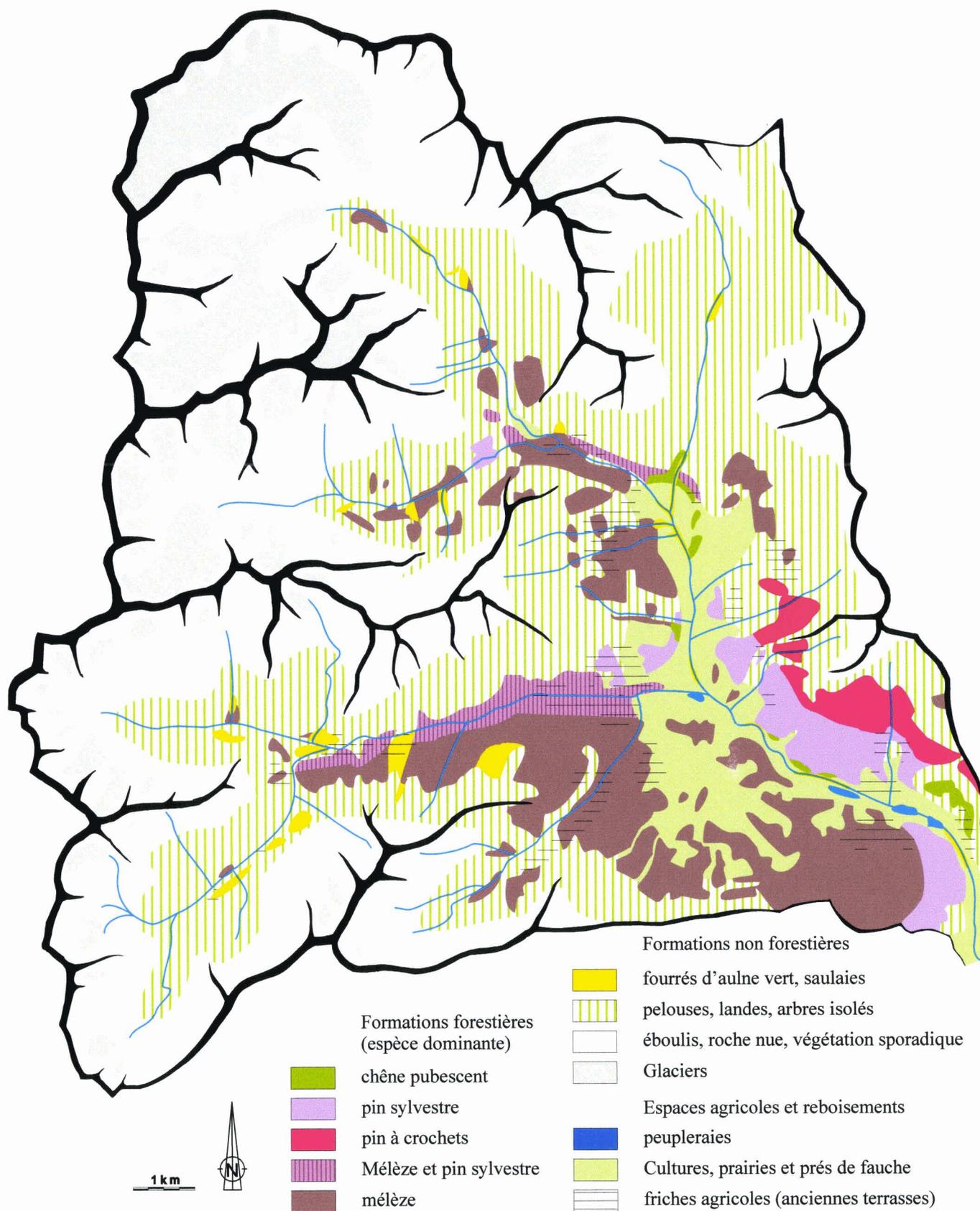


Figure 38 : Les principaux paysages végétaux de la Vallouise. (d'après photographies aériennes de relevés de terrain).

2.1 – UNE VEGETATION ETAGEE

2.1.1 - L'exemple du versant méridional du massif de Montbrison

Exposée plein sud, entre 1000 et 2800m, la face sud du massif de Montbrison permet d'observer la totalité de l'étagement sur un même versant (Figure 38).

A la base, et jusqu'à 1300m, la forêt de chênes pubescents est considérée comme la plus septentrionale des formations végétales subméditerranéennes du Val de Durance. Fortement dégradée par une exploitation en taillis, elle est pourvue d'un sous bois touffu, où le buis est toujours présent, qui la rend difficilement pénétrable.

La limite, qui est toujours très nette, entre les chênaies et les pinèdes de l'étage montagnard ne dépasse jamais 1300m et se trouve souvent beaucoup plus bas. Les pinèdes sont de belles forêts monospécifiques de pins sylvestres, de moyenne densité et le plus souvent bien entretenues et exploitées.

Vers 1850m, on passe progressivement à l'étage subalpin caractérisé par le pin à crochets qui s'impose dès que la pente devient forte et les sols trop maigres. Il s'agit encore d'assez belles forêts mais la densité de la couverture végétale est un peu moins dense que dans les forêts sous-jacentes. Le pin sylvestre et le pin cembro y sont souvent présents sur les pentes plus faibles et le mélèze apparaît localement. Le sous-bois est de moins en moins dense et essentiellement herbacé si bien que le pacage des moutons et même des bovins y était fréquent.

Au dessus de 2000m, la forêt disparaît pour laisser la place à une pelouse dense et continue, soit progressivement, soit brusquement au contact des éboulis ou des escarpements rocheux sur lesquels s'accroche une végétation herbacée très diffuse.

Au dessus de 2600m, la végétation a presque totalement disparu en dehors de touffes isolées dans des niches écologiques de très petites dimensions.

2.1.2 – Un étagement perturbé par de nombreux facteurs naturels

La logique d'étagement qui apparaît au sud du massif de Montbrison ne peut être étendue à toute la Vallouise. Alors que près de la moitié de sa superficie se situe au-dessous de la limite théorique de l'arbre (entre 2200 et 2400m, OZENDA et *al.*, 1965), la couverture forestière ne représente qu'à peine 17% du territoire et plus de la moitié de la surface est totalement dépourvue de végétation (Figure 39)

Les facteurs qui viennent perturber l'étagement de la végétation sont nombreux :

Dans une région fortement ensoleillée comme la Vallouise, l'exposition au rayonnement solaire est déterminante pour le climat et la végétation. Sur les adrets, les différents étages de végétation sont plus élevés de 250 à 300m du fait des conditions climatiques plus favorables. Mais surtout, l'exposition entraîne la différenciation des espèces entre les adrets et les ubacs.

Les fortes pentes sont un facteur limitant pour certains végétaux, en particulier pour les arbres à racines pivotantes, et expliquent bien souvent la netteté des limites entre les différentes formations végétales. C'est pourquoi, les formations végétales sont plus souvent liées au modelé glaciaire qu'à une logique purement altitudinale. Ainsi, la limite inférieure

des forêts de mélèzes correspond très souvent au sommet des épaulements glaciaires sans distinction de l'altitude.

L'épaisseur des sols, qui diminue généralement vers le haut, contribue en partie à la logique d'étagement mais l'érosion peut dégager les sols à toutes les altitudes et modifier cette organisation en créant des conditions écologiques spécifiques le long de certains couloirs. Leur acidité est fortement différenciée avec l'opposition entre les sols très acides de la Vallouise cristalline et les sols de la Vallouise sédimentaire qui le sont moins. Enfin leur humidité est toujours responsable d'une végétation spécifique qui forme de très nettes coupures dans les paysages.

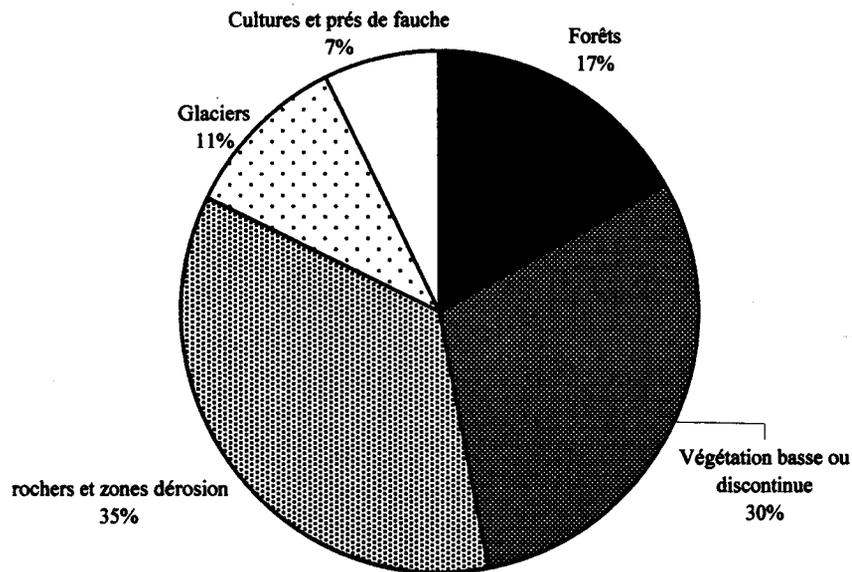


Figure 39 : Répartition spatiale des paysages végétaux de la Vallouise.

2.2 – LES FORETS

2.2.1 - Les chênaies

Les chênaies sont ici à la limite de leur aire de répartition biogéographique et dépendent de micro biotopes si bien qu'elles sont réduites à de petites unités dissociées qui ne représentent au total que 3% de la superficie forestière de la Vallouise (Figure 40).

Qu'elles soient considérées comme subméditerranéennes comme aux Vigneaux ou comme continentales, les chênaies sont toujours liées à des conditions d'exposition exceptionnelles qui autorisent une période végétative suffisamment longue. Cette bonne exposition leur permet de remonter jusqu'à 1350m au hameau des Claux. Les chênaies supportent une acidité moyenne mais exigent des sols profonds et bien drainés si bien qu'elles n'existent qu'en bas de versant où ces conditions sont réunies, ailleurs, elles laissent place à d'autres formations végétales même à basse altitude. De plus, elles ont été intensément défrichées et dégradées par l'exploitation en taillis, elles ne comptent que

quelques grands chênes associés, selon la nature des sols à de nombreuses autres essences (bouleau, tremble, noisetier, saule blanc, pin, buis...).

2.2.2 - Les pinèdes

Les pinèdes représentent 22% de la superficie forestière de la Vallouise, 30% si on prend en compte les formations mixtes où le pin est associé au mélèze (Figure 40). Elles se développent sur les adrets au-dessous de 2000m et parfois dans les fonds de vallées où les pins sont souvent associés aux mélèzes. Leur limite supérieure est le plus souvent associée à des escarpements rocheux, ou à des éboulis dans le Massif de Montbrison. Dans les vallées cristallines de l'Onde et du Torrent d'Ailefroide, les versants glaciaires dénudés leur interdisent de progresser en altitude.

La sécheresse des adrets calcaires de la Vallouise explique que l'étage montagnard soit uniquement représenté par le pin sylvestre. Il prospère surtout sur les sols épais et calcaires du Massif de Montbrison mais aussi en Vallouise cristalline où il colonise les fonds de vallées et les cônes de déjection. Il est alors systématiquement associé au mélèze et souvent au bouleau, au saule et au tremble.

Les forêts de pins à crochets n'existent qu'à l'étage subalpin du massif de Montbrison. Elles peuvent, contrairement à ce qui a été observé sur sa face sud, être plus denses que les forêts de pins sylvestres sous-jacentes quand elles prospèrent sur des sols épais mais aussi parce qu'elles ont été soumises à une exploitation beaucoup moins intensive du fait de leur éloignement. Par contre, quand la pente est trop forte et les sols réduits à des rankers, le pin à crochets subsiste mais il s'agit alors d'arbres atrophiés et rabougris.

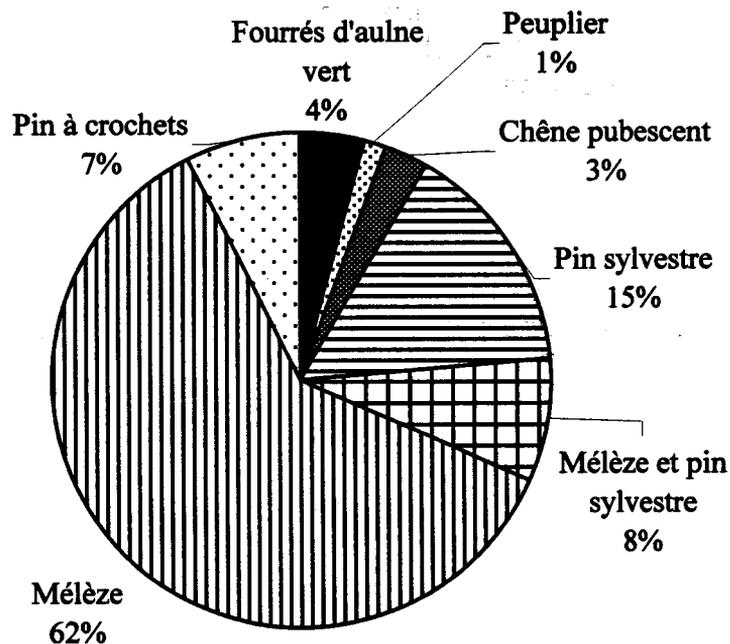


Figure 40 : Les principaux paysages forestiers de la Vallouise. Espèce dominante. (d'après photographies aériennes et observation directe du terrain.).

2.2.3 - Les mélézins

Avec 62% de la surface totale, les mélézins sont la formation forestière la mieux représentée en Vallouise (Figure 40). En Briançonnais, l'opposition entre les pinèdes d'adret et les mélézins d'ubac est surtout nette à l'étage subalpin (CADEL et GILOT, 1963) mais en Vallouise; le mélèze descend fréquemment dans l'étage montagnard où il est peu sensible à la nature du sol (OZENDA P., 1982). Les mélézins s'étendent sur la totalité des versants d'ubac du fond des vallées jusqu'à 2250m à la crête Reycharde (Narreyroux). Cette situation d'ubac permet la persistance d'une certaine fraîcheur des sols qui lui est indispensable alors que l'ensoleillement reste suffisant pour ses exigences écologiques. Le mélézin est beaucoup plus rare en situation d'adret où on ne le rencontre que sous forme de petites unités. Sur les versants calcaires, il est cantonné dans la tranche d'altitude 1800-2000m alors que dans la Vallouise cristalline, il fait figure de végétation pionnière sur les éboulis et les épaulements rocheux jusqu'à plus de 2200m.

Du fait de la diversité des altitudes et de leur importante surface, les mélézins offrent des morphologies très différentes. En bas de versant, ce sont des forêts très fermées et denses associées avec des feuillus (noisetier, bouleau, saule...) mais, contrairement aux régions voisines, on ne rencontre jamais le sapin et rarement le pin cembro. Au-dessus de 1500m les mélézins deviennent monospécifiques, ils sont constitués de beaux arbres et d'un sous-bois d'éricacées (myrtiliers, rhododendrons...) et de pelouses à fétuques. La limite de ces belles forêts avec les pelouses est souvent nette en particulier sur les zones pâturées. Ailleurs elle prend la forme d'un « front pionnier » où les arbres de plus en plus dispersés et rabougris disparaissent progressivement.

2.2.4 - Les formations hygrophiles

En Vallouise, les saulaies et aulnaies sont presque toujours des formations basses. Elles colonisent les sols alluviaux et colluviaux pauvres et instables à condition de disposer d'une certaine humidité.

Les saulaies se développent le long des cours d'eau en faible pente, à la confluence des torrents, sur la partie inférieure des cônes de déjection, et plus rarement sur des replats humides (Vallon de la Selle). Les grands saules apparaissent parfois dans les forêts de bas de versant ou sur les bords de la Gyronde où associés à l'aulne blanc ils forment des bosquets mais on ne trouve pas de véritables "forêts galeries" comme dans le val de Durance car elles ont été défrichées ou remplacées par des peupleraies. Par contre, au dessus de 1500m, on rencontre souvent des brousses très denses où le saule est toujours associé à l'aulne vert, au bouleau et parfois au mélèze sur les parties les moins humides. Dans tous les cas les sols sont des alluvions grossières inondables en périodes de crue.

L'aulne vert est parfois rattaché au subalpin inférieur mais il descend jusqu'au bas des versants. Les aulnaies sont des fourrés très denses monospécifiques d'une hauteur réduite (4 mètres tout au plus). Grâce à la flexibilité de la base des tiges qui lui permet de supporter les avalanches, l'aulne colonise les vallons en forte pente et les cônes torrentiels de la Vallouise cristalline, en particulier en exposition d'ubac, à condition que les sols restent épais.

2.3 – LES FORMATIONS BASSES ET LES DYNAMIQUES DE LA VEGETATION

Dans les secteurs les plus élevés, la forêt cède la place aux formations herbacées plus adaptées à la rigueur du climat et à la pauvreté des sols. Mais "En montagne, c'est l'instabilité qui est climacique au sens étymologique du terme." (BERTRAND G. et DOLLFUS, 1973) si bien que les formations basses sont le plus souvent liées à la dégradation de la végétation naturelle par des facteurs autres que climatiques.

2.3.1 - Les pelouses

Les pelouses sont souvent considérées comme climaciques à l'étage alpin, mais elles se développent largement dans les étages inférieurs quand les formations forestières, dont elles constituaient parfois le sous-bois, ont disparu. Il est souvent difficile de faire la part de l'artificialisation des pelouses en particulier sur les domaines skiables.

A l'étage alpin, il n'existe pas en Vallouise de véritables pelouses climaciques mais des formes dégradées toujours étroitement liées à la nature du substratum.

Les pelouses calcicoles sont denses, fermées et d'une grande richesse floristique. La fétuque en épi, associée à la centaurée uniflore, au trèfle de montagne, au carex vivace... forme d'excellents pâturages jusqu'à près de 2500m (Narreyroux, l'Eychauda).

Les pelouses silicicoles à fétuque de Haller sont relativement denses sur les dépôts alluviaux et glaciaires de fond de vallée et sur les versants de l'étage montagnard mais deviennent rapidement discontinues dès que les sols s'amincissent. Au dessus de 2500m, la rigueur du climat, la neige, la pauvreté et la trop grande acidité des sols limite considérablement la diversité floristique. La fétuque est peu à peu remplacée par le nard et la laiche courbée, qui s'élève jusqu'à plus de 3000m sous forme de touffes de plus en plus dispersées.

Les formations herbacées liées à des milieux humides sont limitées à deux petits secteurs en dessous de la cabane des Bans et au sud du col de l'Eychauda. Les sols tourbeux et acides, permettent à la laiche, aux joncs et à la linaigrette de prospérer mais il n'y a pas de véritable tourbière.

2.3.2 – Les formations dégradées

Les formations basses sont souvent la conséquence de l'absence de la forêt due aux défrichements agricoles, à l'instabilité des terrains ou au surpâturage en altitude. Elles correspondent alors aux différents stades phytosociologiques de séries de végétation progressives.

A la base de l'étagement, les chênaies sont en réalité les vestiges d'une formation beaucoup plus vaste fortement défrichée par l'homme à des fins agricoles. La reconquête des versants par la chênaie s'avère difficile car l'abandon des terres a presque toujours été suivi d'une érosion des sols. Ainsi, l'ancien vignoble des Vigneaux abandonné au début du siècle (BLANCHARD R., 1930) n'est recolonisé par le chêne que sur une petite partie de sa surface, l'essentiel restant à l'état de lande à genévrier et à buis ou même de roche nue. Ailleurs, c'est le bouleau (glissement des Claux) ou le pin sylvestre (Les Vigneaux) qui a remplacé le chêne après sa disparition.

A l'étage montagnard, la recolonisation des prés de fauche par la végétation se fait facilement sur les versants d'ubac où le mélèze s'implante directement sur les pelouses où les framboisiers dévoilent souvent d'anciens pierriers. En adret, la sécheresse ralentit

fortement le reboisement, et plusieurs dizaines d'années après l'abandon des terres, le paysage reste une lande à genévrier ponctuée de bosquets de pins ou de mélèzes sur les replats plus humides. (versant sud de La Blanche).

A l'étage subalpin, la reconquête des terrains est conditionnée par la stabilité des versants, par les chutes de pierres et par la perméabilité des matériaux si bien que les paysages végétaux sont d'une très grande diversité. Cependant, l'exposition est le critère le plus déterminant au point que "ce qui paraît finalement être la réalité profonde dans l'étage subalpin des Alpes internes, ce n'est pas la dominance d'un arbre ou d'un autre, mais l'existence de deux situations écologiques, l'une en ubac et l'autre en adret, qui coïncident assez nettement avec deux complexes de landes, celui des Rhodoraies-Vacciniaies et celui de Genévrier-Arctostaphylos respectivement..." (OZENDA P., 1982).

Les ubacs sont le plus souvent directement colonisées par la lande à rhododendrons et à myrtille qui précède le mélèze, mais dans certains cas l'installation du mélèze est "directe sur des sols nus ou même des lithosols : ici l'évolution est tronquée et on ne peut parler d'une véritable succession dynamique." (CADEL et GILOT, 1963)

Sur les adrets, la succession dynamique est plus complète. Les pelouses à fétuques précèdent toujours les landes à genévrier puis les fourrés d'aulne vert dans les zones humides ou de sorbier des oiseleurs sur les terrains perméables et enfin les forêts de pin ou de mélèze.

3 - UNE MILIEU ANTHROPISE

Si les témoins les plus anciens de l'occupation humaine en Vallouise ne remontent qu'à l'époque romaine, il est probable qu'elle soit beaucoup plus ancienne, les traces de l'homme à l'âge du bronze étant très nombreuses dans les régions voisines. L'homme a longtemps vécu de l'exploitation du milieu naturel qu'il a modifié afin d'en tirer les ressources. Aujourd'hui, c'est le paysage en lui-même qui est la ressource de la région et qui attire d'importants flux touristiques dont l'impact n'est pas négligeable.

3.1 - L'EXPLOITATION TRADITIONNELLE DU MILIEU NATUREL

3.1.1 - Des activités traditionnelles tournées vers l'agriculture et l'élevage

La pauvreté et l'isolement par rapport aux axes de communications valaient à la Vallouise sa réputation de "mauvaise vallée" ("Valpute" comme elle était nommée jusqu'au règne de Louis XI).

Les activités traditionnelles de la Vallouise reposaient sur une polyculture de subsistance et d'autosuffisance qui a perduré jusqu'au début du XX^{ème} siècle. Les cultures étaient d'une grande diversité : blé, seigle, avoine, pomme de terre et même vigne dont on tirait le très controversé vin "du Barry" (ALBERT A., 1887). Ce vignoble qui prospérait sur le versant bien exposé du village des Vigneaux, auquel il a donné le nom, était le plus septentrional du val de Durance. La culture du chanvre fournissait la matière première de la corderie et les noyers l'huile alimentaire et d'éclairage. L'élevage était lui aussi très diversifié puisque le cheptel était constitué d'ovins, de caprins, de bovins et de mules indispensables au transport des produits sur les sentiers.

Le travail du chanvre aux Vigneaux, de la laine à domicile et du bois autour des moulins du Gyr, durant l'hiver, permettaient quelques échanges commerciaux sans lesquels la vie eut été totalement autarcique.

Du fait de la pauvreté des ressources, la population est restée peu nombreuse. Comme dans toute la région, l'optimum démographique a été atteint au début du XX^{ème} siècle ; le nombre d'habitants était alors supérieur à 2000.

La population était essentiellement regroupée dans les villages et les hameaux des vallées du Gyr, de l'Onde et de la Gyronde, construits à la limite des zones inondables, sur les cônes de déjection et sur des replats bien exposés jusqu'à 1500m (Puy-Saint-Vincent, Puy-Aillaud). Les habitations isolées et hameaux étaient rares, il semble que seul celui de Châtelard ait été le siège d'une occupation permanente. Les hameaux éloignés de Narreyroux, Ailefroide, Béassac, Entre-les-Aygues et Chambran n'étaient quant à eux utilisés que pour l'estive.

La densité de population de la Vallouise peut paraître faible même au moment de l'optimum démographique mais dans un tel système agraire, les ressources de la Vallouise permettaient à peine de nourrir ses habitants obligés de trouver un emploi saisonnier dans les régions voisines. Beaucoup d'entre eux s'employaient comme colporteurs, marchands de fromage, tondeurs de moutons, peigneurs de chanvre...et instituteurs. Cette dernière profession qui est la grande originalité de la région, était pratiquée massivement puisqu'en 1800 on en dénombrait 240 (ROBERT-MÜLLER C et PEGUY C-P., 1944).

3.1.2 - L'impact de l'homme sur la végétation naturelle

Contrairement aux visions oniriques de nombreux touristes, cette économie agropastorale portait souvent atteinte à l'environnement puisque c'est elle qui est responsable de la dégradation ou la disparition de nombreuses forêts. Ces déboisements sont d'ailleurs dénoncés depuis longtemps par les chercheurs (SURELL A, 1870 ; MOUGIN P., 1923...) et les érudits locaux conscients de leur rôle dans le déclenchement des avalanches. Ainsi A. ALBERT (1887), quelque peu fataliste, qui affirme "Combien de temps ce respect et cette abstention prudente des habitants de Ville-Vallouise vis-à-vis de leur forêt? On peut répondre à coup sûr : autant que le souvenir du terrible événement de 1857. Le jour où cette impression sera effacée par le trait des temps, les Ville-Valloysiens traiteront la forêt protectrice comme avaient fait leurs imprévoyants aïeux".

Les forêts de fond de vallée et de bas de versant qui avaient l'avantage d'être proches des habitations ont surtout été dégradées par les prélèvements désordonnés de bois d'œuvre et de chauffage. Les saulaies et les chênaies ont été les principales victimes de cette exploitation et sont réduites à des taillis ou des fourrés.

Sur les versants en pente faible et suffisamment bien exposés, les défrichements agricoles ont été massifs et ont entraîné la disparition totale de la forêt. Les traces de ces défrichements sont encore bien nettes à proximité des cabanes d'estive où on remarque encore la présence de murets et parfois de canaux d'irrigation (béals) jusqu'au milieu de la forêt.

L'exploitation forestière a entraîné des destructions partielles des forêts, par les coupes abusives ou la construction de chemins, mais elle est surtout responsable de transformations qualitatives de la forêt. L'action de l'homme a été sélective en favorisant les essences les plus rentables, qui forment des massifs monospécifiques, c'est à dire le pin sylvestre et le mélèze dont le "taux est un indicateur de l'action humaine" (OZENDA P., 1985).

Comme cela a été montré dans les régions voisines, la disparition de la forêt en altitude est très ancienne. Dans la région du lac de Cristol en Névachie à 2240m "cette

disparition a ... un déterminisme anthropique plutôt que climatique ... c'est une déforestation catastrophique qui a bien eu lieu à l'époque romaine" (FAUQUETTE S. et TALON B., 1995), J-L DE BEAULIEU (1977) fait la même observation dans le vallon de la Muzelle mais date cette déforestation à l'âge du bronze. Les défrichements expliquent sans doute en partie cette disparition, mais le principal responsable est le pâturage du sous bois herbacé des mélézins qui s'est peu à peu transformé en alpage. Les pelouses se sont progressivement enrichies en espèces peu appréciées des troupeaux (fétuques, laiche) mais qui donnaient un foin de bonne qualité.

Si ces atteintes au milieu végétal paraissaient limitées, c'est parce qu'elles entraient dans une sorte d'équilibre apparent dont la fragilité n'apparaîtra qu'à la fin du XIX^{ème} siècle avec la surpopulation des campagnes.

3.2.- LE DECLIN DE LA SOCIETE AGRO-PASTORALE

3.2.1 – Le déclin démographique

Au début du siècle, la Vallouise a connu une perte de population brutale et de grande ampleur. La réglementation de la fonction d'instituteur, la fermeture des Hospices de Vallouise qui accueillait 85 enfants en 1913, la première guerre mondiale, l'attrait des "lumières de la ville" ... mais surtout la faim de terres et la misère des habitants furent à l'origine d'un vaste mouvement de départ facilité par la tradition de migration saisonnière. Les quelques emplois procurés par la création de la centrale électrique de Pelvoux en 1932 et par les toutes proches usines de L'Argentière ne suffirent pas à combler cet exode massif.

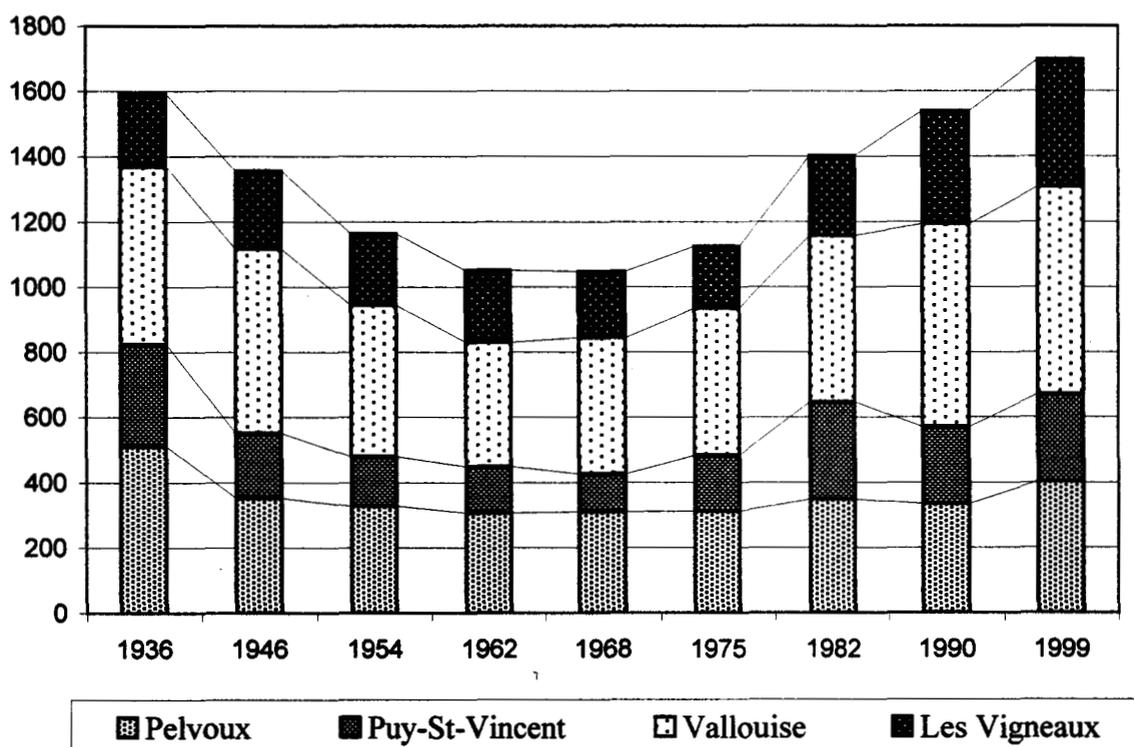


Figure 41 : Evolution de la population de la Vallouise. (Source I.N.S.E.E.)

Les données I.N.S.E.E. disponibles (Figure 41) montrent qu'en dépit d'un accroissement naturel positif, l'effondrement de la population se poursuit inexorablement jusqu'en 1962. Les communes de Pelvoux et de Puy-Saint-Vincent, qui sont les plus élevées et les plus agricoles (avec respectivement 95% et 75% de la population vivant de l'agriculture) sont beaucoup plus touchées que celles de la vallée. La seconde guerre mondiale a été un puissant moteur pour les départs de la population : pour les seules communes de Vallouise et Pelvoux "entre 1941 et 1947 il y a eu 560 départs essentiellement vers le midi (292 soit 52%), vers les Hautes-Alpes (157 dont 27 à Briançon et 44 vers l'Argentière), vers Grenoble (38), Lyon (35) et Paris (25)" (BRAVARD M., 1947). Cette diversité des destinations montre bien que c'est la fuite de la région plus que l'attrait de l'extérieur qui a motivé ce mouvement.

3.2.2 – Une agriculture à l'agonie

Dans un premier temps, l'émigration a touché des populations en surnombre par rapport aux potentialités du territoire et ne s'est pas accompagnée d'une transformation structurelle de l'économie régionale. Les descriptions de R. BLANCHARD (1930 et 1950) et de E. CARLES (1981), institutrice à Puy-Saint-Vincent en 1924, ne sont d'ailleurs pas très différentes de celles de A. ALBERT (1887). La principale transformation est l'abandon progressif des terres marginales qui avaient été en grande partie défrichées à la fin du siècle précédent sur des versants en pente forte, au milieu des bois ou dans des zones à risques. Si la culture de la vigne est abandonnée suite à la crise du Phylloxéra, les autres activités se maintiennent et se développent même parfois comme l'élevage laitier et le travail du bois dans les ateliers du bord de la Gyronde.

Bien que la mutation ait été engagée durant l'entre-deux-guerres, c'est après la seconde guerre mondiale que le système agro-pastoral traditionnel s'est effondré comme en témoigne S. GOFFIN (1987) institutrice à Pelvoux de 1945 à 1958. Le manque de rentabilité de l'agriculture a, dans un premier temps, conduit les agriculteurs à se réorienter vers l'élevage. Puis l'élevage bovin, qui souffre du manque de rentabilité et de main d'œuvre, régresse laissant une agriculture qui repose uniquement sur l'élevage ovin. L'abandon des terres s'accélère alors et ne touche plus seulement les "mauvaises terres" mais aussi celles qui, trop éloignées des villages, sont laissées en friches comme cela se voit très bien sur les premières photographies aériennes de 1948. Les béals dont l'entretien est jugé trop coûteux sont peu à peu abandonnés, la plupart des champs sont transformés en herbages ou en prés de fauche, les terres labourées régressent et se limitent de plus en plus aux cultures fourragères.

Les années 60 marquent la fin de la société agricole traditionnelle consacrée par la mort en 1960 du dernier colporteur des Vigneaux et en 1964 par la dernière migration saisonnière d'une famille de Pelvoux. Le bilan de l'agriculture actuelle est des plus noirs. Au recensement général de l'agriculture de 1988, la Vallouise ne comptait plus que 2254 ovins soit à peine plus d'un mouton par habitant. La S.A.U. n'est plus que de 1766 hectares dont seulement 62 pour les labours (céréales, fourrages et jardins) et 1694 pour les herbages. Sur les 43 exploitations agricoles, contre 252 en 1946, seules 8 étaient dirigées par un agriculteur à temps complet.

3.3 – LE BOOM TOURISTIQUE ET SES CONSEQUENCES

3.3.1 – Le renouveau démographique et économique

C'est dans les années 60 que l'évolution démographique s'est inversée. La population stagne entre les recensements de 1962 et 1968 puis augmente assez nettement à partir de 1975. De 1968 à 1999, la Vallouise a gagné 651 habitants soit 62%. Le rythme annuel de croissance oscille entre 1,01 et 1,17 sauf pour la période 1975-1982 qui connaît une période de croissance exceptionnelle de 3,20% par an. Ce boom démographique marque un changement complet dans les activités de la Vallouise qui passe d'une économie rurale à une économie tournée vers le tourisme.

Le tourisme n'est pas une nouveauté en Vallouise. Dès la seconde moitié du XIX^{ème} siècle les premiers alpinistes, en particulier britanniques et américains, visitent la région et font l'ascension des principaux sommets auxquels ils donnent leurs noms (Durand, Coolidge, Tuckett, Whimper...). Il s'agit alors d'un tourisme d'élite sans véritable impact sur le milieu naturel ni sur l'économie locale.

Depuis les années 60, la Vallouise est entrée dans l'ère du tourisme de masse grâce aux stations de Pelvoux et de Puy-Saint-Vincent et au succès de la randonnée et des sports de montagne. Durant la période estivale, la population de la Vallouise peut dépasser les 30000 habitants, et le site du Pré de Madame Carle recevoir 220000 visiteurs en une saison (THENOZ M., 1981). La capacité d'accueil représentait en 1988, près de huit fois la population totale de la Vallouise, et a encore augmenté depuis. L'essentiel étant concentré à la station de Puy-Saint-Vincent (Tableau 12).

| | Population (1990) | Capacité d'accueil (1988) | C.A./Pop. |
|-------------------|----------------------|------------------------------|-----------|
| Pelvoux | 335 | 6470 | 19,31 |
| Puy-Saint-Vincent | 235 | 8490 | 36,12 |
| Vallouise | 623 | 10100 | 16,21 |
| Les Vigneaux | 346 | 1860 | 5,37 |
| TOTAL | 3529 | 26920 | 7,62 |

Tableau 12 : Population et capacité d'accueil des communes de la Vallouise (I.N.S.E.E. Inventaire communal 1990).

3.3.2 – Des paysages profondément transformés

Le déclin de l'agriculture et le développement du tourisme sont responsables d'une transformation profonde des paysages végétaux.

La reconquête actuelle de l'espace par la végétation est la conséquence directe de la régression du pastoralisme qui ne subsiste plus de manière significative que dans les bons alpages calcaires de l'Eychauda, de Puy-Saint-Vincent et de Narreyroux. On ne constate pas de nette progression de la forêt dans les secteurs parcourus par les ovins (Pendine, Narreyroux, Montbrison...). Ailleurs et particulièrement dans les Parc National des Ecrins, où le pâturage des ovins a considérablement régressé, la limite de la forêt remonte sensiblement en altitude au moins sur les terrains stables.

Dès la fin des années 60, le nombre de résidences secondaires dépasse celui des résidences principales mais il s'agit alors le plus souvent d'anciennes maisons restaurées. Par la suite, la Vallouise est prise par une véritable frénésie de construction d'habitations, plus de 3000 nouveaux logements sont construits dans les années 70 et 80 dont près des deux tiers à Puy-Saint-Vincent. De nouveaux quartiers ont été construits en dehors du cadre traditionnel de l'habitat (La Casse, les Prés...) et les grandes infrastructures conduisent à une artificialisation de l'espace. Sur certains sites, la végétation est totalement supprimée pour construire des parkings, routes, bâtiments, zones commerciales et artisanale... ou profondément transformée : remplacement de la forêt par des pelouses sur les pistes de ski, plantation de peupleraies dans de nombreux campings....

La création du Parc National des Ecrins en 1973, a modifié l'impact de l'homme sur le milieu naturel. La meilleure information des touristes et les mesures coercitives ont permis de limiter les dégradations, mais en contrepartie, le parc attire un nombre croissant de visiteurs qui se concentrent sur certains sites. Les principaux sont le Pré de Madame Carle qui voit passer plus de 100000 touristes par an , mais aussi Entre-les-Aygues, Ailefroide, Chambran... où des aménagements ont été rendus nécessaires pour limiter l'impact du tourisme de masse (Parkings, chemins...). Par contre il n'est pas certain que les flux touristiques aient fortement augmenté sur toute la surface de la Vallouise (La Condamine). Il existe même des itinéraires de randonnée ou d'alpinisme, autrefois très fréquentés, qui sont aujourd'hui délaissés (Dents de Coste-Counier)

3.4 - L'HOMME ET L'EROSION

Les transformations de la mise en valeur de l'espace ont entraîné, dans de nombreuses régions de montagne, des crises morphologiques majeures. En Vallouise, la faible densité de population, les mesures de protection du milieu naturel et la relative stabilité des terrains limitent l'impact de l'action anthropique mais celle-ci n'est pas négligeable pour autant.

3.4.1 – L'impact des activités traditionnelles

L'agriculture traditionnelle a eu une action contrastée sur la mobilité des versants. Les terrasses agricoles, qui étaient toujours renforcées par des murets en Vallouise, sont incontestablement un moyen de lutte efficace contre l'érosion des terres agricoles. La limitation de la longueur des pentes et la couverture végétale permanente des prés de fauche, évite le ravinement même en cas de précipitations violentes. Par contre les terrasses favorisent l'humectation et les infiltrations d'eau, si bien qu'elles peuvent favoriser la solifluxion et les petits glissements de terrain en particulier au moment de la fonte nivale. Bien qu'ils ne soient pas répertoriés, ces petits mouvements de terrains étaient beaucoup plus fréquents qu'on ne le pense aujourd'hui et sont évoqués par de nombreux chroniqueurs locaux (A. ALBERT, E. CARLES...) qui considèrent les travaux d'entretien et de réparation des murets comme des travaux courants. L'abandon des terrasses n'a qu'un impact limité sur les reprises d'érosion car les parcelles se trouvent à des altitudes qui permettent une recolonisation rapide par la végétation. Les murets s'effondrent rapidement après l'abandon des terrasses mais les terrains ne sont emportés que sur quelques mètres avant de se stabiliser.

L'irrigation des prés de fauche et des cultures a été pratiquée de manière systématique dans une grande partie de la Vallouise. Elle s'organisait soit en réseaux à partir de grands canaux collecteurs (le canal de Béalas dans la vallée de l'Onde, le Béal des Prés à Puy-Saint-Vincent, Le Béal Morin à Puy-Aillaud et Vallouise) soit en petits béals

indépendants alimentés par des sources ou de petits ruisseaux (versant de la Condamine, Les Vigneaux). Le rôle des canaux d'irrigation dans la dynamique des versants est largement reconnu mais il est très différent selon le type de réseau. Les canaux fonctionnels facilitent les infiltrations liée à un excès de drainage et peuvent entraîner des glissements localisés qui étaient au siècle dernier la cause principale des glissements de terres agricoles (MARTIN B., 1998). Les canaux abandonnés désorganisent le drainage ; les eaux se concentrent sur des parcelles qui peuvent alors facilement glisser. Il est également fréquent d'observer des débordements ou des ruptures de la tranchée qui occasionne alors des ravinements sur les versants. Ces phénomènes sont très limités dans les réseaux diffus mais touchent beaucoup plus les grandes canalisation en particulier le canal de Béal et le Béal Morin, qui était déjà abandonné au siècle dernier.

Les ardoisières de la Blâche et des Gressourières, qui furent les seules activités extractives de la Vallouise, ont été abandonnées définitivement après la seconde guerre mondiale en dépit de leur intérêt "ultra national" (s.i.c. D.N.R., 1946). Elles exploitaient des couches subverticales à l'ouest du grand glissement du lieu-dit Le Vallon, l'impact des activités minières sur le mouvement de terrain semble très réduit. Quant aux mines de fer de Combalonge (?) citées par A. ALBERT, nous n'en avons pas retrouvé la trace.

3.4.2 – Les infrastructures nouvelles

La première conséquence du renouveau économique de la Vallouise a été la construction d'infrastructures dont la plus importante est la "barre" de Puy-Saint-Vincent. Leur construction a parfois nécessité d'importants terrassements et à la zone artisanale l'enrochement des berges de la Gyronde. En dehors du "domaine des Claux" sur lequel nous reviendrons, aucune reprise d'érosion importante ne semble directement liée à ces constructions.

Par contre, il n'en est pas de même pour l'environnement immédiat des lieux les plus touristiques et tout particulièrement les parkings. La relative imperméabilisation des surfaces et la disparition de la couverture végétale, rend ces espaces très sensibles au ravinement. Le 30 août 1994, une violente averse a entraîné le débordement du torrent de la Momie en amont du Refuge Cézanne. Sur les versants engazonnés en amont du refuge, l'écoulement des eaux est resté diffus et superficiel malgré l'épaisseur du film d'eau qui dépassait par endroit 10cm. Arrivées sur le parking, les eaux se sont brusquement concentrées et ont creusé des ravines à fond plat de plus de 50cm de profondeur et de plusieurs mètres de largeur en l'espace de quelques heures. Cet événement, qui n'est pas exceptionnel, se produit également en aval de la station de Puy-Saint-Vincent. Les traces sont régulièrement effacées par les engins de terrassement si bien qu'il est difficile d'en mesurer l'efficacité à long terme.

Contrairement à ce qui a pu être constaté dans d'autres stations des Alpes du Sud (CANDELA R-M, 1982), l'érosion liée aux pistes de ski est limitée en Vallouise. Les marques du "renouveau de la solifluction sur les domaines skiés" (GABERT P., 1982), n'ont jamais été constatées sans doute parce que la granulométrie des terrains y est peu favorable. Le ravinement est efficacement limité par les travaux de drainage en dehors des pistes de Pelvoux (celle du Préron en particulier) où les formations superficielles ont parfois été totalement décapées.

3.4.3 – L'action du piétinement

Parmi les processus anthropiques le piétinement, qui paraît le plus anodin, est pourtant celui qui entraîne les départs d'érosion les plus importants.

Dans les zones cristallines, le piétinement est peu efficace car le gros calibre des formations superficielles rend difficile leur mise en mouvement. Cependant, le nombre considérable de visiteurs sur certains sites les sensibilise fortement. Le recoupement des chemins dans le sens de la pente aboutit très rapidement à la dégradation de la végétation et à la formation de ravines qui s'approfondissent très rapidement et entraînent une érosion régressive en amont. Le sentier de la montée des Bans et le sentier de Claphouse sont parmi les plus affectés mais le site le plus touché est assurément le chemin du Glacier Blanc où la plus grande partie du versant est fortement ravinée parfois de manière irréversible.

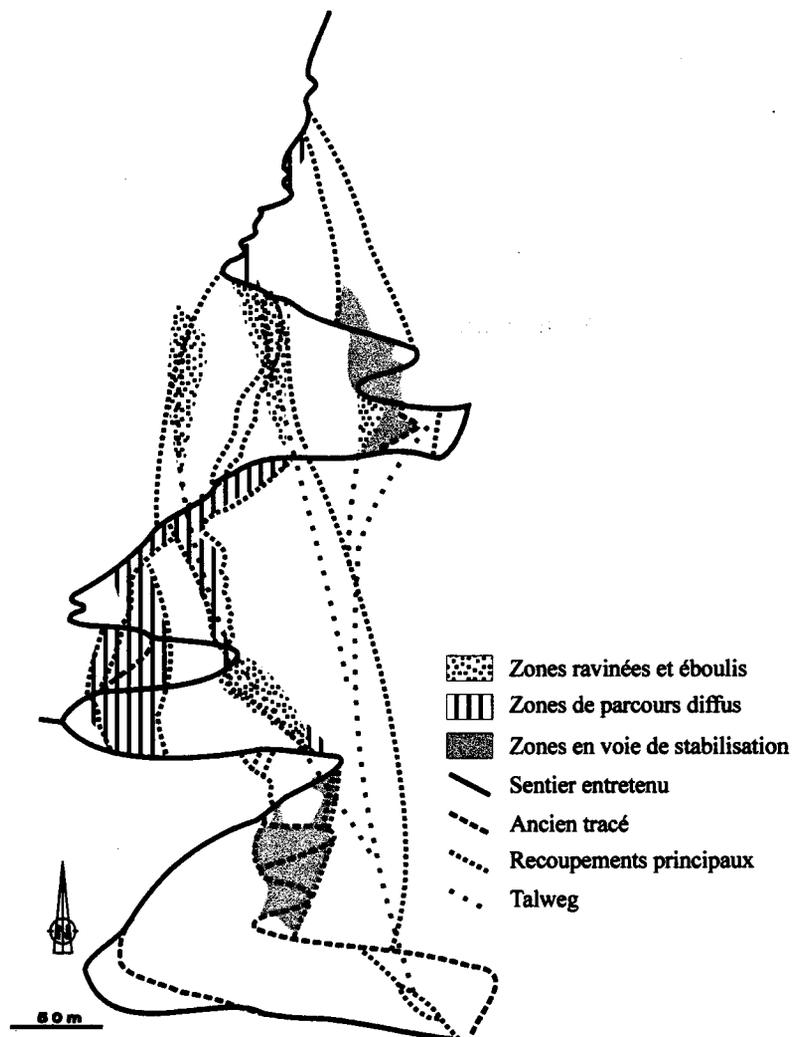
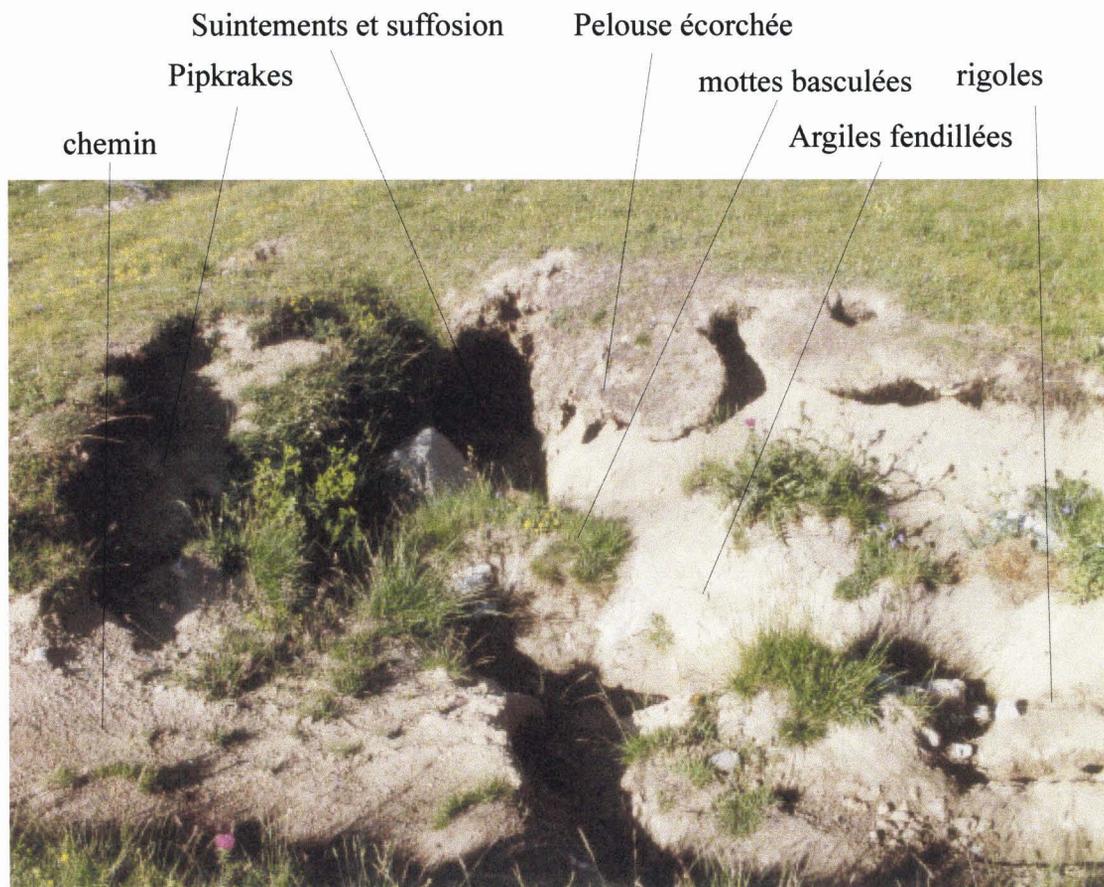


Figure 42 : L'érosion anthropique sur la montée du Glacier Blanc. L'érosion a été réduite dans certains secteurs depuis les relevés effectués par M.THENOZ (1981). Le retraçage du sentier en grande courbe a permis ce résultat mais dans d'autres secteurs, la situation s'est aggravée. Les mesures éducatives et les menaces d'amendes ayant eu un impact limité.

Dans les zones sédimentaires, le piétinement, même limité, détruit rapidement la couverture végétale et laisse à nu les formations superficielles fortement lessivées qui sont reprises par d'autres processus d'érosion. Le ruissellement superficiel qui se concentre sur les chemins reste le processus le plus efficace mais d'autres processus interagissent souvent de façon plus complexe (Photographie 7). Une fois la pelouse écorchée, les formations sous-jacentes sont labourées par les pipkrakes en particulier en dessous des mottes qui se retrouvent rapidement en surplomb. Les particules libérées sont ensuite facilement emportées par le vent. Les eaux infiltrées en amont, circulent sous le sol puis suintent dans la petite dépression ainsi formée entraînant le départ des particules fines et renforçant l'activité des pipkrakes. Dans certains cas; ce sont de véritables galeries qui se forment sous la couverture végétale dans le sens de la pente. Les mottes mises en surplomb basculent dans la zone creusée et sont rapidement emportées. Le piétinement ne fait donc ici que renforcer des processus purement naturels tels qu'on peut les observer dans les ostioles, ils n'en sont que plus efficaces. La totalité d'un versant peut être affectée, en particulier dans les zones en lacets où les eaux circulent d'un tronçon à l'autre. Le chemin du col de l'Eychauda et celui de La Blanche sont les plus affectés. Plus rarement, le piétinement favorise les coulées boueuses en concentrant les eaux sur les chemins comme cela se produit dans le vallon de l'Ale.

Les tassements par les véhicules peuvent occasionner des phénomènes comparables mais ils sont beaucoup plus rares car ils concernent des zones planes. Ainsi, les zones de stationnement des dameuses sont favorables à la concentration des eaux mais aucun départ de terrain n'est constaté.



Photographie 7 : Départ d'érosion sur le chemin du col de l'Eychauda. De très nombreux processus se combinent pour entraîner une érosion très rapide.

CONCLUSION DU CHAPITRE 4

La succession de la sécheresse d'été, des pluies abondantes de l'automne, du gel profond de l'hiver et de la fonte nivale au printemps favorise une morphodynamique active. Cependant, la grande variabilité inter-annuelle et la diversité des conditions locales ne permettent pas de relier de manière simple le climat et les processus d'érosion qui peuvent être très efficaces ou inexistantes selon les endroits.

Par sa position d'interface, la végétation joue un rôle de premier plan dans la morphodynamique. Alors que ses racines retiennent les terrains, son réseau aérien isole le sol des agents atmosphériques, la végétation tient donc une place de premier plan dans la morphodynamique. En modifiant cette végétation, l'homme a entraîné des déséquilibres qui se sont traduits par des mouvements de terrain mais son action reste concentrée sur quelques sites et l'on peut considérer la Vallouise comme un espace en grande partie "naturel".

CHAPITRE 5 – METHODE D'ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE

L'observation directe du terrain a été réalisée au cours des étés 1990, 1991, 1992, 1993, 1994 et 1997 et à l'occasion de visites ponctuelles en octobre 1990, février 1992, avril 1992, avril 1996 et août 1999. Les difficultés inhérentes au milieu montagnard, en particulier la courte durée d'observabilité, nécessitent l'emploi d'une méthode d'observation à la fois rigoureuse et pratique.

La cartographie géomorphologique, qui offre l'avantage de permettre une localisation précise des formes, une rigueur de vocabulaire et une relative facilité d'utilisation, répondait bien à ces exigences. Du fait des problèmes d'échelle et des difficultés d'interprétation de certaines formes, elle ne peut cependant à elle seule permettre une analyse complète. Des observations détaillées établies suivant une procédure normalisée et complétées par photo-interprétation et analyses granulométriques permettront d'affiner la connaissance des sites les plus complexes.

1 - LA CARTE GEOMORPHOLOGIQUE

Si tous les géomorphologues attachent une grande importance à la cartographie, ils divergent fortement quant à la place à lui accorder dans le raisonnement géomorphologique. A la conception de M. DERRUAU (1988) qui considère que "La carte géomorphologique représente le terme de la recherche géomorphologique" s'oppose celle de J. TRICART (1965) qui considère que la carte géomorphologique est un "document de base pour la recherche..." ou de R. COQUE (1977) pour qui "La cartographie géomorphologique détaillée fournit un document essentiel à la recherche fondamentale et appliquée."

Dans notre étude la carte géomorphologique est présente à tous les stades de la réflexion. En effet, nous la considérons à la fois comme un outil d'observation du terrain qui est établi simultanément aux analyses géomorphologiques à grande échelle, comme un document de synthèse qui permet une vision globale du milieu et enfin comme le préliminaire indispensable à la réalisation de la carte des aléas naturels.

1.1 - PRINCIPES DE BASE ET PROBLEME DE L'ECHELLE

"La dimension des objets de la géomorphologie (faits et phénomènes) intervient non seulement dans leur classification, mais dans le choix des méthodes d'étude et dans la nature même des liens de causalité, tant avec les autres objets de la géomorphologie elle-même, qu'avec ceux des disciplines connexes. Le problème des échelles temporo-spatiales est donc un problème fondamental."

J. TRICART (1965)

Comme le souligne J.TRICART, les différences de conception sur la place de la carte géomorphologique tiennent surtout aux différences d'échelle. C'est donc sur elle que portent les premières réflexions méthodologiques avant que ne se posent les problèmes de légende.

1.1.1 - Le choix de l'échelle.

La plupart des cartes géomorphologiques publiées à ce jour ont été établies à l'échelle du 50000^{ème} ou à des échelles plus petites qui permettent de mettre en évidence les aspects morfo-structuraux de quatrième et cinquième grandeur et sont bien à ce titre "le terme de la recherche géomorphologique" (DERRUAU M., 1988).

L'approche morphodynamique, qui est la notre, ne peut se satisfaire d'une telle échelle. "...elle (la recherche en géomorphologie) commence sur le terrain et par le levé de la carte, pas par pas." (TRICART J., 1965). Cela suppose la cartographie systématique de toutes les formes sans considération de taille car même les plus petites peuvent révéler de mouvements importants dont l'existence n'apparaîtra qu'à posteriori. De plus "Les cartes détaillées ont vocation à servir de base de données pour établir des cartes plus spécialisées..." (JOLY. F., 1997) ici la carte des aléas naturels. Or on sait que la délimitation des zones à risques est trop lourde de conséquences pour autoriser la moindre imprécision. C'est donc la plus grande échelle disponible en fond topographique, le 10000^{ème}, qui a été retenue. Cette dernière, qui permet de représenter les formes de sixième et septième grandeur, est satisfaisante mais le recours à des croquis à plus grande échelle s'est cependant avéré nécessaire pour l'étude de certains mouvements de terrain.

La carte à plus petite échelle garde cependant sa valeur "didactique" et permet de "mettre en lumière des relations, spatiales principalement, que les autres moyens ne permettent pas de représenter aussi clairement" (J.TRICART, 1965). C'est pourquoi nous avons eu recours à de nombreux croquis à l'échelle du 100000^{ème} qui permettent une vision synthétique du terrain.

1.1.2 - Principes de base

Les cartes géomorphologiques françaises font largement appel aux principes émis par J.TRICART (1965) et à la légende R.C.P 77 du C.N.R.S. dont la trop récente réactualisation (JOLY, 1997) n'a malheureusement pu être mise à profit. C'est cette légende qui a servi de base pour la réalisation de la carte géomorphologique de la Vallouise.

Des adaptations ont cependant été nécessaires car la légende R.C.P.77, conçue pour les cartes au 50000^{ème}, ne répond pas toujours aux exigences des cartes à plus grande échelle. D'autre part, la configuration du terrain et la problématique morphodynamique imposent l'usage des nouveaux figurés alors que d'autre part la disponibilité de très bonnes cartes géologiques, auxquelles on pourra facilement se référer, rendent inutile une figuration trop détaillée de la structure.

Les principes qui ont guidé ces adaptations sont, outre ceux de J. TRICART (1965) que nous ne rappelons pas ici, exposés dans les lignes qui suivent.

1.1.2.1 - Se limiter aux certitudes

La vocation scientifique de la carte géomorphologique impose de ne représenter que les formes ou formations effectivement observées sur le terrain et identifiées avec

certitude. Cette évidence, admise par tous, n'est pas toujours mise en pratique aussi convient-il d'en rappeler les principales implications.

Le moindre doute quant à la nature d'une formation superficielle, ce qui est fréquent vu la rareté des coupes, impose l'usage d'une dénominations dépourvues de signification géomorphologique précise (colluvions...).

Les limites doivent être clairement identifiées. Par exemple, pour le substratum, seules les limites d'affleurement et les grands accidents tectoniques visibles sur le terrain (et non sur la carte géologique) sont représentés.

La légende R.C.P. 77 préconise de ne pas représenter les formations superficielles de moins de 25cm d'épaisseur, de les représenter conjointement au substratum si leur épaisseur est comprise entre 25 et 75cm et de ne plus représenter le substratum au delà de 75cm de couverture. A l'échelle du 10000^{ème}, ce principe est totalement inapplicable en montagne où l'épaisseur des formations superficielles est très variable et difficile à déterminer. Il est donc préférable d'utiliser le critère de la continuité : les formations superficielles seront représentées sans notification du substratum si elle couvrent toute la surface du terrain et représentées conjointement au substratum si elles ne le couvrent que partiellement. Ainsi, toute spéculation quant à la nature du substratum ou à l'épaisseur de la formation est évitée.

La datation des formations, qui n'est pas possible sur la totalité de la carte, n'est pas représentée. S'il est facile d'évaluer l'état de fraîcheur de certaines formations à partir de leur couverture végétale, le passage à une datation sur ce seul critère est des plus hasardeuses, en particulier pour les formations anciennes. Les qualificatifs "ancien" et "récent", dont la seule valeur est purement descriptive ne doivent en aucun cas être considérés comme des datations.

1.1.2.2 - Précision et simplicité

La lecture de la carte géomorphologique est souvent jugée trop complexe même pour des utilisateurs avertis, il convient donc de la simplifier dans la mesure du possible.

La simplification a surtout porté sur le substratum : tous les faciès et les formes structurales ne sont pas représentés (Cf. 1.2.2). Par ailleurs, certains figurés représentant des processus ont été supprimés car ils sont presque toujours redondants puisque sur le terrain, les processus sont identifiés à partir de formes qui seront elles même représentées. Il est par exemple inutile de représenter la gélifluxion alors que des formes qui lui sont liées (terrassettes, coulées...) sont déjà cartographiées.

Ces simplifications sont restées très limitées par rapport aux propositions de la R.C.P.77 et la légende comporte encore 121 figurés différents ce qui peut sembler trop important. Cependant, toutes les simplifications supplémentaires envisagées entraînent des imprécisions ou des ambiguïtés et risquaient d'aboutir à une carte dénuée d'intérêt car trop imprécise pour permettre une véritable analyse géomorphologique et l'établissement de la carte des aléas naturels. De plus il a été nécessaire de créer de nouveaux figurés pour mettre en évidence les grands mouvements de terrain pour lesquels presque aucun figuré spécifique n'est prévu dans la légende R.C.P. 77.

Le souci de passage à la carte des aléas rend obligatoire une grande précision du contour des unités morphologiques et de leur définition. Le contour des formes a été renforcé par un trait fin, ce qui a rendu indispensable l'usage de la photographie aérienne et l'observation directe et systématique du terrain. Une attention particulière a été portée sur le vocabulaire utilisé dans la légende. Tous les termes controversés ont été éliminés et, pour éviter toute ambiguïté ou erreur d'interprétation, une légende détaillée a été établie afin de préciser les critères utilisés pour la classification des formes.

1.2 - LE CHOIX DES FIGURES

1.2.1 - Topographie et hydrographie

Bien que le fond de carte topographique au 10000^{ème} permette généralement une bonne appréciation de la topographie, la différence des procédés utilisés par les cartographes et la complexité des reliefs ont nécessité la mise en valeur de certains éléments topographiques.

Il s'agit des lignes de crête et d'escarpements, remarquables sur le terrain, mais trop petits ou trop escarpés pour être facilement lisibles sur ce document. C'est le cas en particulier des versants en gradins de la Vallouise cristalline, qui correspondent à des fractures de petites dimension sans implications si elles sont prises individuellement mais qui caractérisent des versants entiers.

De même il a semblé nécessaire de mettre en évidence l'hydrographie qui apparaît souvent mal sur le document final.

1.2.2 - La représentation de la structure

La représentation de la structure est un problème délicat ; on voit s'opposer les cartes françaises, auxquelles on reproche parfois de n'être que des cartes morpho-structurales, à certaines cartes étrangères (allemandes, anglaises, polonaises...) qui ne représentent pas du tout le substratum mais accordent une grande importance à la géométrie des formes. L'extrême complexité structurale de la Vallouise et la grande qualité des cartes géologiques, auxquelles la carte géomorphologique n'a pas vocation à se substituer, nous ont conduit à adopter une solution moyenne qui consiste à ne représenter que les éléments structuraux ayant une influence directe sur la dynamique actuelle.

1.2.2.1 - La lithologie

La grande diversité lithologique de la région interdit une représentation différenciée de chacune des roches. Il convient cependant d'insister d'une part sur les zones de contact entre les grandes unités structurales, et d'autre part sur les différences de comportement des roches face aux agents d'érosion.

Pour satisfaire ces exigences, les grandes unités géologiques ont été représentées par un système de hachures en trait fort (feutre) alors qu'un fond coloré réalisé au crayon de bois suivant un gradient allant du rouge au jaune permet de visualiser facilement la résistance des roches à l'érosion. (Figure 43)

Ce principe est destiné à mettre en évidence les contrastes lithologiques, la lecture pourra être complétée par celle des cartes géologiques auxquelles ont été empruntés les termes de classification.

L'échelle de résistance n'a qu'une valeur relative : d'une part, elle n'est applicable que lorsque deux roches se trouvent effectivement en contact mais ne permet pas de comparer des roches éloignées les unes des autres. D'autre part, elle ne peut être interprétée littéralement, la résistance correspondant au contexte morphoclimatique actuel. Elle n'est pas toujours applicable pour analyser les mouvements de masse qui sont souvent hérités et liés à la tectonique.

PRINCIPE DE REPRESENTATION DU SUBSTRATUM

ROCHES ENDOGENES



ROCHES SEDIMENTAIRES

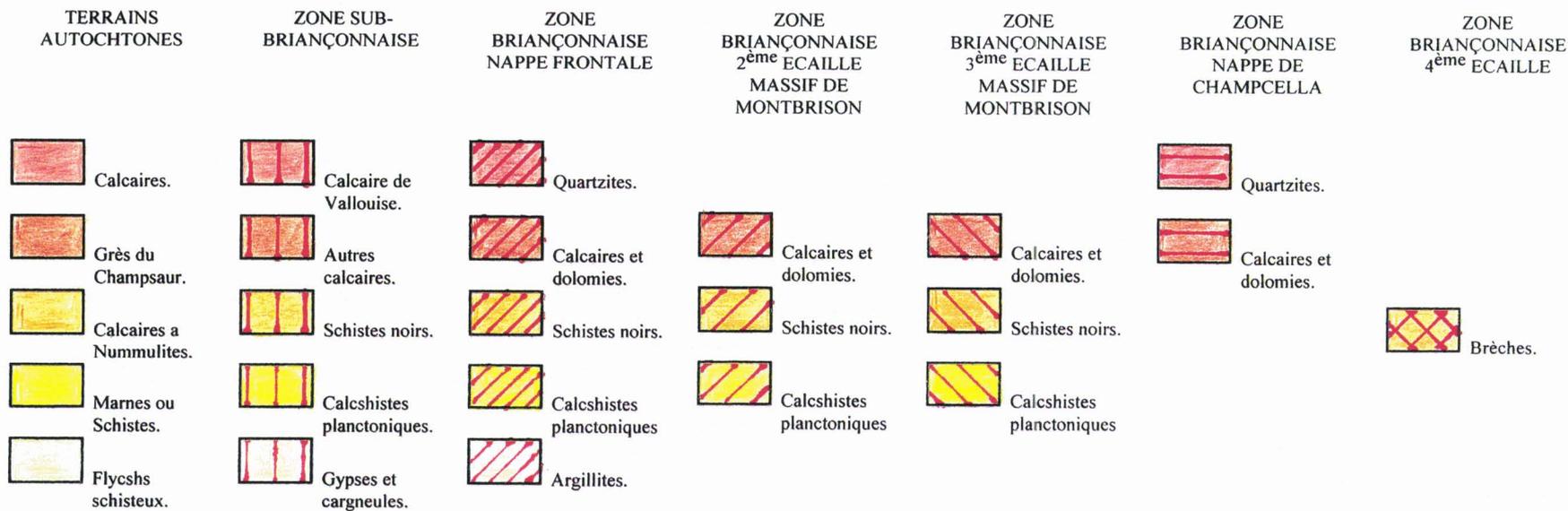


Figure 43 : Principe de représentation du substratum rocheux

1.2.2.2 - Tectonique et structure

Les grandes données tectoniques (pendages, fractures...) doivent obligatoirement être représentées sur la carte car elles sont indispensables à la compréhension de la dynamique régionale. Ainsi les calcschistes planctoniques du Turonien sont stables bien que tendres alors que les grès du Champsaur Eocènes qui sont résistants engendrent de grands glissements dès que le pendage est conforme à la pente.

L'usage des figurés classiques de couleur rouge pour indiquer les grands traits de la tectonique répondent de manière satisfaisante à cette attente. Une attention particulière est portée sur les contacts anormaux, particulièrement le front des nappes, qui sont des zones privilégiées pour les mouvements de masse. Par contre la fissuration, touchant la quasi-totalité des parois en dehors des zones de polis glaciaires, n'a pas été représentée afin d'éviter les surcharges.

Les formes structurales n'ont pas été représentées en tant que telles sur la carte géomorphologique détaillée car elles n'ont pas d'intérêt majeur à cette échelle. D'autre part, la représentation d'une forme topographique (ex : un escarpement) associée à un critère lithologique (ex : un binôme) et à une indication de la tectonique (ex : un pendage fort opposé à la pente) rend redondant un figuré morphostructural (un crêt) qui ne fait alors que compliquer la légende. Les formes structurales pures, pouvant être aisément classées dans une légende étant par ailleurs rares, il a semblé préférable de ne les représenter qu'à une échelle plus réduite.

1.2.3 - La représentation de la couverture

Contrairement à de nombreuses cartes géomorphologiques, des figurés différents s'appliquent aux formations et aux formes.

1.2.3.1 - Les formations superficielles.

Les formations superficielles sont représentées par des figurés de surface choisis en fonction du critère de continuité.

Les fonds colorés sont systématiquement utilisés pour mettre en valeur les formations superficielles continues. La couleur est choisie en fonction du processus responsable du façonnement des matériaux (vert pour le fluvial, bleu pour le glaciaire...) et, quand cela est possible, de leur datation relative (ancien ou actuel).

Des figurés de surface surimposés (pointillés...) indiquent la présence éventuelle d'autres éléments. Ils doivent être interprétés différemment sur le substratum ou sur une formation superficielle. Sur le substratum, ils représentent les formations superficielles discontinues c'est à dire qui laissent apparaître, même très localement, la roche en place sur laquelle elles sont posées. Utilisés sur une autre formation superficielle, ces figurés indiquent la présence de matériaux d'origine différente dans la formation principale à laquelle ils sont mélangés ou au-dessus de laquelle ils sont posés (Figure 44). La nature des matériaux permet de comprendre sans risque de confusion le type de situation.

Ce choix cartographique, qui n'est pas conforme à la légende R.C.P. 77., (dont on a cependant conservé le code couleur) a été choisi car il offre plusieurs avantages :

- Représentées par des fonds colorés, les formations superficielles n'apparaissent plus comme les parents pauvres de la carte géomorphologique contrairement à beaucoup de cartes françaises sur lesquelles elles sont moins visibles que la structure géologique.

- Les figurés sont superposables, ce qui permet de distinguer l'origine des matériaux constitutifs et le mode de dépôt final. Ainsi on pourra montrer la présence de matériaux morainiques (représentés alors en figurés de surface) dans une formation fluviatile (fond coloré qui représente le mode de dépôt de la formation).

- La réalisation est plus facile et évite la multiplication des couleurs souvent préjudiciable à une bonne lecture en particulier après la reproduction par photocopie.

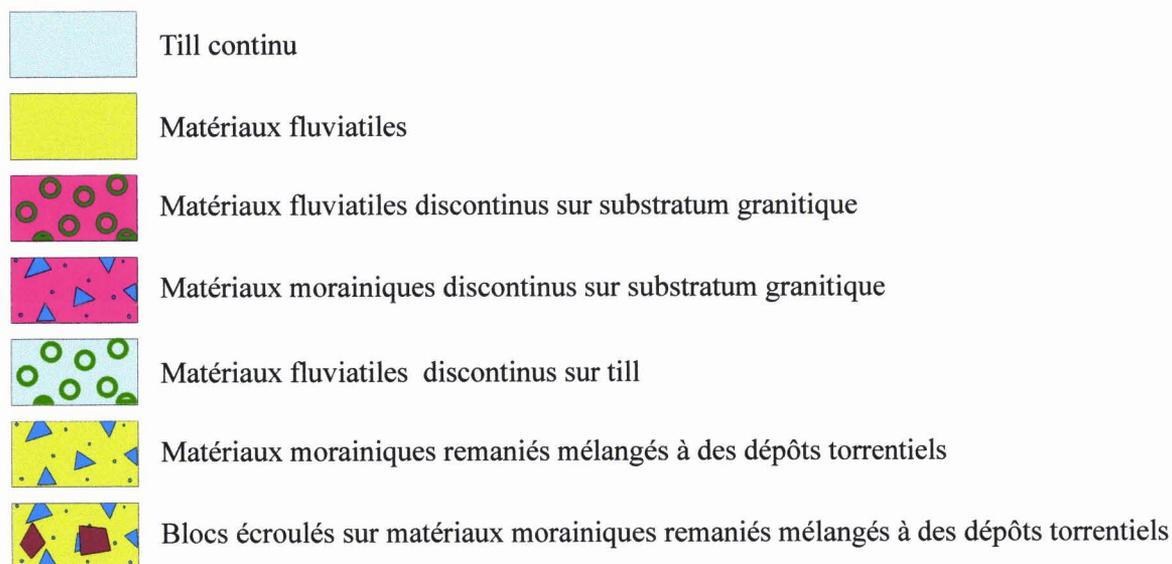


Figure 44 : Principe de représentation des formations superficielles.

1.2.3.2 - Les formes et processus

Les formes et les processus sont représentés par des figurés linéaires, ponctuels ou de surface, réalisés en couleurs fortes, qui sont dans la plupart des cas celles de la R.C.P. 77.

La représentation de la forme en plus de celle de la formation peut paraître redondante, mais ce n'est pas toujours le cas car le façonnement des matériaux de la formation correspond à des processus hérités qui peuvent être différents des processus de transport plus récents responsables de la forme. L'association systématique de formations et des processus conduisant à des cartes qui "ne mettent pas suffisamment l'accent sur les processus morphogénétiques et la dynamique récente des versants." (GUEREMY P. et MARRE A., 1996), nous avons choisi de représenter systématiquement la forme et la formation. Par exemple un cône fluvio-glaciaire sera représenté par un figuré vert représentant le cône sur un fond bleu car tous les matériaux portent encore les marques de leur origine glaciaire. De plus, ce procédé permet de présenter de manière simplifiée les formes polygéniques et les processus secondaires qui remanient les formes (Figure 45).

Dans la plupart des cas, les figurés représentant la forme se surimposent à une formation superficielle mais ce n'est pas toujours le cas (formes d'ablation dans la roche mère). Une place particulière a été réservée aux formes anthropiques dont le lien est souvent établi avec les mouvements de masse, en particulier les terrasses de culture et les canaux d'irrigation abandonnés.

La légende R.C.P. 77 ne prend que très médiocrement en compte les mouvements de masse pour lesquels aucune couleur n'est réservée. Afin de pallier cette lacune, la couleur marron a été attribuée aux formes engendrées et aux formations correspondantes. La couleur rouge, choisie par certains auteurs, a été écartée : déjà utilisée pour figurer la tectonique, son emploi conforte l'idée, totalement erronée, qu'un mouvement de terrain est toujours lié à de la tectonique.

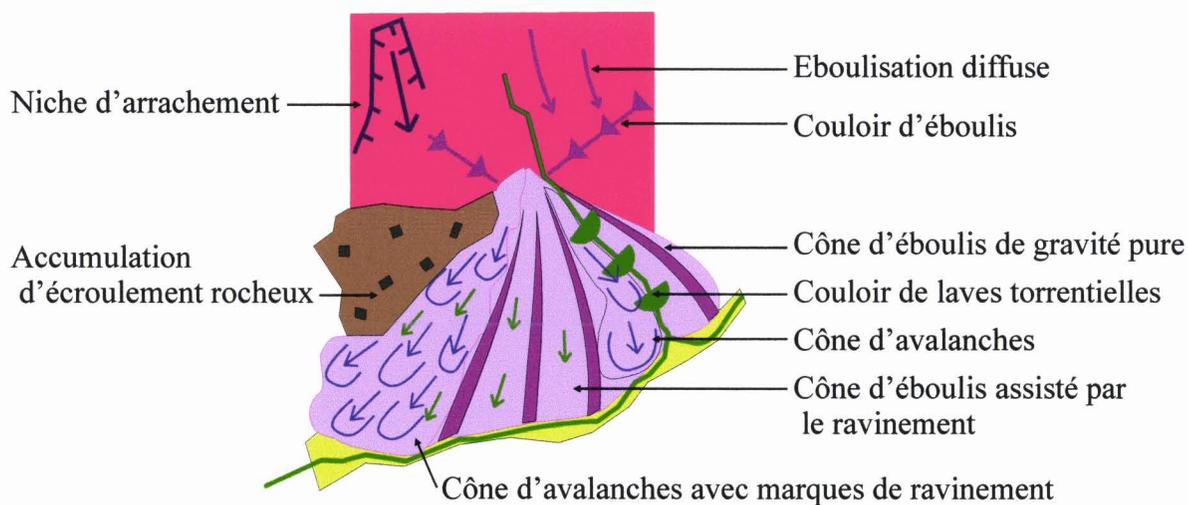


Figure 45 : Un exemple de représentation d'une forme polygénique : le Cône du ravin du Pelvoux. La couleur mauve permet d'identifier facilement l'origine commune des matériaux (débitage périglaciaire) alors que les figurés permettent d'identifier les processus à l'origine de la forme.

1.3 - LES LIMITES DU PROCÉDE

Les principaux problèmes sont liés au caractère déterministe de la carte : toute légende suppose que les formes soient classées suivant une typologie qui semble très théorique quand on observe le terrain. En dépit de l'élaboration d'une légende détaillée, des problèmes de vocabulaire subsistent. Ainsi, il reste très difficile de dégager un critère objectif de différenciation entre le couloir de lave torrentielle et le couloir de debris-flow ou entre un éboulis de gravité pure et un éboulis assisté... (B.FRANCOU et B.HETU, 1989)

Les formes polygéniques, très fréquentes en montagne, posent de nombreux problèmes cartographiques car elles s'inscrivent dans un contexte spatio-temporel complexe. Sur le plan spatial, cela se traduit par la superposition de formes ou de formations. Or si le critère de continuité de la formation peut être retenu quand celle-ci repose sur le substratum, son application est beaucoup plus délicate quand elle repose sur une autre formation superficielle. Ainsi, au Pré de Madame Carle, une moraine latérale du Glacier noir est recouverte par un éboulis lui-même remanié par des avalanches et par le ruissellement. Il a fallu, à grands regrets, renoncer à représenter la moraine car l'éboulis la recouvre en totalité et parce qu'une représentation simultanée aurait fait croire à un remaniement de celle-ci par ébouilisation, ce qui n'est pas le cas, ou pire à une moraine sur un éboulis. De telles situations sont très fréquentes sur les marges glaciaires où la glace s'interpose souvent entre différentes formations.

De même il est difficile de cartographier l'origine géographique des matériaux alors que cela est parfois un élément de base du raisonnement géomorphologique. C'est le cas des matériaux cristallins roulés dans le cône du Torrent de la Juliane, qui a un bassin versant calcaire, qui ont été représentés comme des matériaux pro-glaciaires sans plus de précision, malgré leur importance fondamentale (Chapitre 6, 1.2).

Outre le remaniement de formes héritées la difficulté est importante quand "... en un point donné les processus générateurs du déplacement de matière changent en cours d'année... Il s'établit donc ponctuellement une suite (séquence) de phénomènes dynamiques de nature différente." (SOUTADE G., 1980). Le figuré correspond au processus qui semble dominant au moment de la cartographie, le plus souvent en été, mais qui n'est pas forcément le seul à agir. La science géomorphologique permet souvent de retrouver les indices révélateurs de ces séquences mais en leur absence le doute subsiste trop fréquemment.

La délimitation des formes est également délicate quand elles ne sont pas nettes sur le terrain. Si les terrasses ou les cordons morainiques peuvent être facilement circonscrits, il n'en est pas de même pour les dépôts d'avalanches ou les écroulements rocheux. Ce sont les mouvements de terrains qui posent le plus de problèmes d'autant plus que la cartographie des aléas suppose non seulement la connaissance du dépôt corrélatif mais aussi celle du parcours des matériaux.

La cartographie géomorphologique est donc un outil de qualité mais il n'est pas exempt de défauts. Elle fait donc appel à une lecture raisonnée et non déterministe et ne peut à elle seule constituer la totalité d'une étude géomorphologique.

2 – LA COLLECTE DES DONNEES

Dans la plupart des cas, les formes observées sur le terrain sont banales et ont une dynamique totalement autonome (ex : un éboulis de gravité pure). Dans ce cas, elles ne présentent pas de difficultés d'interprétation et le travail de terrain se limite à la cartographie géomorphologique. Par contre, quand les formes sont atypiques, imbriquées entre elles, ou difficiles à cartographier, leur analyse nécessite une étude plus détaillée. Les observations sont alors reportées sur des fiches de manière à permettre une interprétation ultérieure si elle n'est pas possible sur le terrain.

L'observation se fait dans un premier temps à l'échelle d'un paysage qui est décrit dans une première fiche de manière à replacer les formes observées dans leur site et de montrer les liens qui les unissent. Chaque unité morphologique posant un problème d'interprétation est répertoriée et fait l'objet d'une nouvelle fiche. Afin de permettre les comparaisons et d'éviter les oublis, les fiches doivent être établies suivant un certain nombre de normes. Les fiches standardisées se sont révélées trop rigides et peu applicables sur le terrain car il est presque toujours impossible de renseigner la totalité des rubriques. On a donc préféré une grille de lecture (Figure 46) qui répertorie tous les indices à observer mais n'est pas destinée à être utilisée de manière exhaustive.

2.1 – L'IDENTIFICATION DES FORMES

L'analyse géomorphologique s'appuie sur un grand nombre d'arguments. Les premiers, qui peuvent être qualifiés de géographiques, sont relatifs à la surface du paysage, sa géométrie, sa couverture, l'occupation du sol... Les seconds portent sur les formations superficielles et sont indispensables à l'interprétation des formes de relief.

IDENTIFICATION DU SITE

Nom :

Date(s) d'observation(s) :

Délimitation de la zone étudiée

Lieu(x) d'observation :

Photographie(s) :

Coordonnées Lambert :

Points de repères :

CADRE GEOGRAPHIQUE

Topographie moyenne : - Type de site : (versant, sommet, vallée...)

- Altitudes : (maxi, mini)

- Pentas : (moyenne, ruptures)

- Exposition-orientation :

Circulation d'eau : - Superficielle (tracé, importance, anomalies)

- Souterraine : (indices de circulation)

Glace et neige : (localisation, présence sur cartes et photographies)

Végétation : (densité, composition floristique, morphologie)

Cadre géologique : - Lithologie :

- Tectonique (failles, pendages, foliations...):

- Formations superficielles :

Occupation humaine (infrastructures et activités) :

Schéma de localisation des principales unités morphologiques :

IDENTIFICATION DE FORME ELEMENTAIRE

Nom et date d'observation :

Morphométrie : Altitude (maxi, mini) :

Forme d'ensemble :

Pente :

Estimation de l'épaisseur :

Circulation d'eau : - Eaux superficielles :

- Eaux souterraines :

Couverture végétale (dont lichens):

Nature du substratum : - lithologie :

- Tectonique (failles, pendages, foliations...):

Matériaux : - Nature :

- Granulométrie :

- Fabriques :

- Origine supposée/prouvée :

Indices de mouvement :

Processus (d'alimentation, d'ablation, de transport):

Intensité de l'activité et dates des mouvements:

Estimation de la probabilité de mouvement :

Liens avec l'occupation humaine :

Risques éventuels :

Diagnostic et remarques :

SCHEMAS

Figure 46 : Grille d'observation de terrain..

IDENTIFICATION DU SITE

Nom : Date(s) d'observation(s) : **JAS LACROIX**, 15 juillet 1991

Délimitation de la zone étudiée : fond du vallon de la Selle entre le cône du ravin du Blanc et le cône de la côte 1999m

Lieu(x) d'observation : Panorama du Clôt Agnel et de Soureille Bœuf. Sur place.

Photographie(s) : 91 III 27 à 32

Coordonnées Lambert : 3287-919

Points de repères : Cabane du Jas Lacroix

CADRE GEOGRAPHIQUE

Topographie moyenne : - Fond de vallée glaciaire en auge.

- *Altitudes :* 1940m-1995m

- *Pentes :* Fond plat pente longitudinale 10%..

- *Exposition-orientation :* SO-NE

Circulation d'eau : - *Superficielle :* Vallon de la Selle encaissé de 4 à 10m.

- *Souterraine :* Les écoulements peu concentrés des versants passent sans doute sous les éboulis et formations superficielles. Mare en aval de la cabane.

Glace et neige : Ponts de neige persistants jusqu'au mois de juillet dans les gorges.

Végétation : Pelouse à fétuques. Eboulis en voie de recolonisation par rhododendrons.

Cadre géologique : - *Lithologie :* Invisible en fond de vallon. Migmatites du Sirac *sur versants*. Eboulisation de calcaires cénozoïques en rive droite.

- *Tectonique :* Aucune fracturation dans migmatites (polis glaciaires nets). Faille du ravin de Malamort en aval de la cabane nettement visible sur le versant masquée en fond de vallée.

- *Formations superficielles :* matériaux morainiques erratiques (gneiss) dans matrice fortement tassée. Présence de gros blocs dans la formation et parfois au dessus.

Occupation humaine (infrastructures et activités) : Chemin assez fréquenté, pâturage à moutons, bovins et chevaux. Cabane.

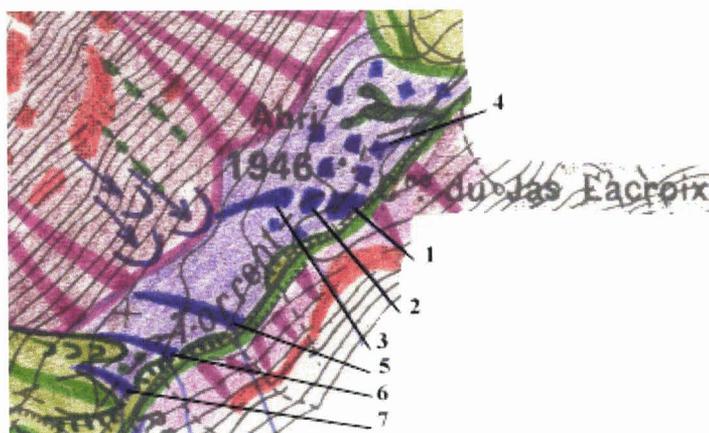


Schéma des principales unités morphologiques :

IDENTIFICATION DE FORME ELEMENTAIRE

Nom et date d'observation : *BUTTE N°1, 15 juillet 1991*

Morphométrie : Altitude (maxi - mini) : *1950m*

Forme d'ensemble : *Butte allongée de 20m sur 8m de large. dissymétrique : aval et le long de la Selle 90%, ailleurs 75%, replat sub-horizontal net dans la partie amont large de 7-8m. Estimation de l'épaisseur : Hauteur totale 8m. Substratum beaucoup plus profond (au moins 8 m de la base).*

Circulation d'eau : - Eaux superficielles : *aucune*
 - Eaux souterraines : *écoulement probable sous la butte (pertes au milieu de l'éboulis situé au NO et suintements en aval près de la cabane).*

Couverture végétale (dont lichens) : *Pelouse continue, blocs recouverts de lichens.*

Nature du substratum : *pas d'affleurement local*

Matériaux : - Nature : *Gneiss et migmatites, quelques sables schisteux.*
 - Granulométrie : *Très hétérométrique, du bloc de plusieurs tonnes aux argiles. La proportion de la fraction argileuse semble très variable. Débris anguleux ou émoussés, parfois stries glaciaires sur blocs. Quelques éléments roulés centimétriques au niveau du replat.*
 - Fabriques : *vac. : Les gros blocs sont inclus dans la matrice hétérométrique, à la base des versants ils sont au dessus sans doute suite à éboulisation. Au front, ils sont allongés perpendiculairement à la pente.. Sur le replat ils sont à moitié enfoncés.*
 - Origine : *Chanteloube et haute Selle.*

Indices de mouvement : *Au SE éboulisation limitée liée à l'affouillement de la Selle.*

Remarques : *La disposition de la butte par rapport aux buttes 2 et 3 semble correspondre à une moraine frontale stadiaire du glacier de Chanteloube mais la présence des galets et du replat est inexplicée. ==> Prélèvements d'échantillons pour étude granulométrique.*

SCHEMAS

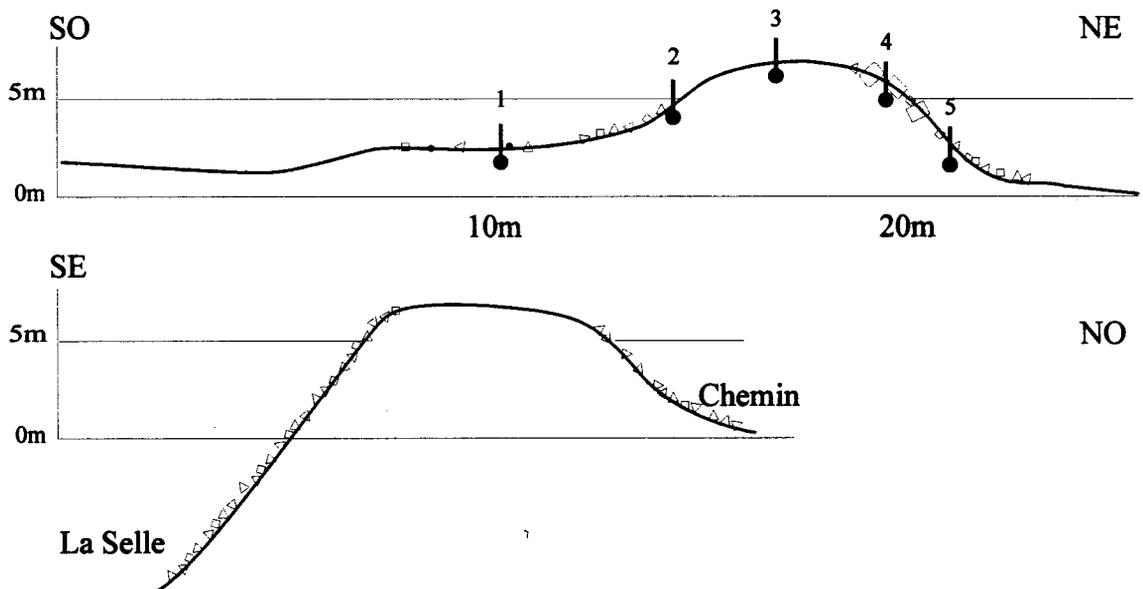


Figure 47 : Une fiche de terrain : Le Jas Lacroix. Toutes les rubriques n'ont pas été systématiquement renseignées.

1.1.1 - Les indices géographiques :

"On a souvent renoncé à la prise en considération du témoignage des formes elles-mêmes" (KLEIN C., 1993)

La topographie, qui est à la base du raisonnement géomorphologique, fait l'objet d'une attention particulière. A l'échelle du site; elle est décrite à l'aide de la carte topographique et par observation directe si possible à partir de plusieurs points de vue différents. Les altitudes, la topographie d'ensemble et les expositions sont systématiquement relevées ainsi que la localisation précise. Les photographies aériennes et l'observation *in situ* permettent de localiser et de mesurer précisément les différentes composantes qui seront reportées sur la carte. Les mesures sont réalisées au double-décamètre ou par triangulation et au rapporteur pour les pentes.

La présence de l'eau est un indice déterminant pour le repérage de certaines caractéristiques géomorphologiques. A l'échelle du site, on étudie surtout le tracé des écoulements afin de repérer d'éventuelles "anomalies". Ainsi, le brusque changement de direction du Riou du Gerpa, (vallon du Rascrouset) en amont de la cote 2247, a attiré notre attention et permis de découvrir sa capture consécutive à un effondrement. Plus en aval, au niveau de son cône de déjection, il s'oriente aujourd'hui vers le SO alors qu'il se dirigeait vers le SE lors de la révision de la carte topographique au 1/50000^{ème} de 1960 ce qui a été confirmé par l'observation du terrain. Les sources, pertes et zones humides, sont examinées avec attention aux différentes échelles afin de déterminer la présence de circulation souterraine et ses relations éventuelles avec les formes de relief.

La présence de neige et de glace est systématiquement relevée à l'échelle du site et comparée aux documents plus anciens. Malheureusement la comparaison entre les témoignages, les quelques traces écrites, les cartes de différentes éditions et les photographies anciennes montre que les cartes topographiques ne sont pas toujours parfaitement fiables (névés du Riou Blanc...).

La végétation est révélatrice de la topographie, de la nature des formations, de la dynamique des versants et de l'humidité des sols qui sont parfois difficiles à détecter directement d'autant plus que les campagnes de terrain ont été réalisées en grande partie en période de sécheresse. L'observation de la végétation porte sur sa densité, sa composition floristique et sur la morphologie des végétaux. Les aulnes, les myrtilles, les framboisiers sont particulièrement appréciés car ils indiquent respectivement l'humidité des sols, la présence de fines et l'action anthropique. Il en est de même du bouleau dans les zones calcaires, qui est souvent associé à des dépôts erratiques, et des arbres inclinés, arrachés, recourbés... qui sont d'excellents indices d'instabilité.

Tous ces indices permettent d'identifier les formes et d'en faire un premier diagnostic mais celui-ci doit impérativement être confirmé par l'analyse des formations superficielles.

1.2.2 - Les formations

Les formations géologiques sont décrites à l'aide de la carte géologique mais à partir des observations de terrain. On insistera donc sur les aspects non décrits sur la carte mais primordiaux pour la dynamique des formes (foliations, fracturation...). L'étude de la structure s'applique surtout à la description du site, le substratum apparaissant rarement à l'échelle des formes étudiées.

La nature des éléments constitutifs des formations superficielles permet d'en localiser l'origine géographique en particulier pour les formations glaciaires. Dans la Vallouise cristalline, les roches triasiques, volcaniques et filoniennes sont de bons marqueurs de l'origine géographique des formations, mais ces roches sont rares et souvent très sensibles à l'érosion si bien qu'elles n'apparaissent que rarement dans les formations. En Vallouise orientale, par contre, les éléments erratiques sont aisément repérables et permettent des interprétations sans ambiguïté.

La forme des débris permet parfois de déterminer les processus qui les ont façonnés. Elle permet de distinguer les matériaux glaciaires striés, les matériaux fluviaux roulés... mais dans de nombreux cas l'interprétation est beaucoup moins évidente car certaines roches (calcaires, flyschs...) ne permettent pas une bonne préservation des formes et surtout parce que dans notre région les processus ne déplacent les matériaux que sur une courte distance sans vraiment en modifier la forme. Les observations morphométriques s'appliquent surtout aux éléments grossiers car les processus actifs en Vallouise affectent rarement la forme des grains de sable qui sont presque toujours émoussés.

L'organisation des fabriques apporte de précieux renseignements sur le mode de dépôt des formations. Elle permet en particulier de faire la part de la gravité pure, de l'action des eaux courantes, des avalanches, des transports en masse... L'observation des fabriques est donc systématique même si dans bien des cas elle ne donne pas de résultat significatif et si la combinaison des processus rend leur interprétation délicate.

2.2 – L'APPORT DE LA GRANULOMETRIE

On considère souvent que l'étude de la granulométrie des formations est d'un intérêt limité en haute montagne car les processus d'érosion y trient mal les débris. De plus, une observation directe des matériaux suffit le plus souvent à déterminer la part des fractions sableuse, limoneuse et argileuse qui caractérisent les alluvions, les dépôts de coulées ou les moraines.

Les analyses réalisées grâce aux équipements du laboratoire de géomorphologie et d'étude du Quaternaire de l'université de Lille 1 montrent que dans certains cas celles-ci peuvent permettre une étude approfondie des formes de relief comme c'est le cas au Jas Lacroix. (Figure 47)

L'étude détaillée de la butte n°1 permet d'identifier une moraine frontale mais celle-ci présente une caractéristique atypique en la présence d'un replat. Les matériaux sont compacts comme dans un till de fond mais elle contient quelques éléments roulés et de gros blocs émergent de la formation superficielle ce qui est peu compatible avec ce diagnostic.

Cinq prélèvements ont été effectués à 50 cm de profondeur en suivant un transect longitudinal à travers la butte (Figure 47). Les résultats obtenus permettent de regrouper les échantillons en trois types distincts (Figure 48) :

- Les échantillons 3 et 4 ont une granulométrie typique des moraines marginales (VIVIAN R., 1997) : les "fines" sont mal représentées malgré la présence des flyschs schisto-gréseux et de pélites dans le bassin-versant (25% pour les argiles 10% pour les limons fins et 10% pour les limons grossiers) et la distribution des sables présente une courbe de type logarithmique (Figure 32). De plus, l'étude morphoscopique fait apparaître des sables très anguleux également caractéristiques des moraines.

- Les échantillons 2 et 5 sont fortement appauvris en fines (au maximum 5% pour les argiles, 10% pour les limons fins et 2% pour les limons grossiers). Les sables de moins de 250 μ sont également sous-représentés puisqu'ils ne

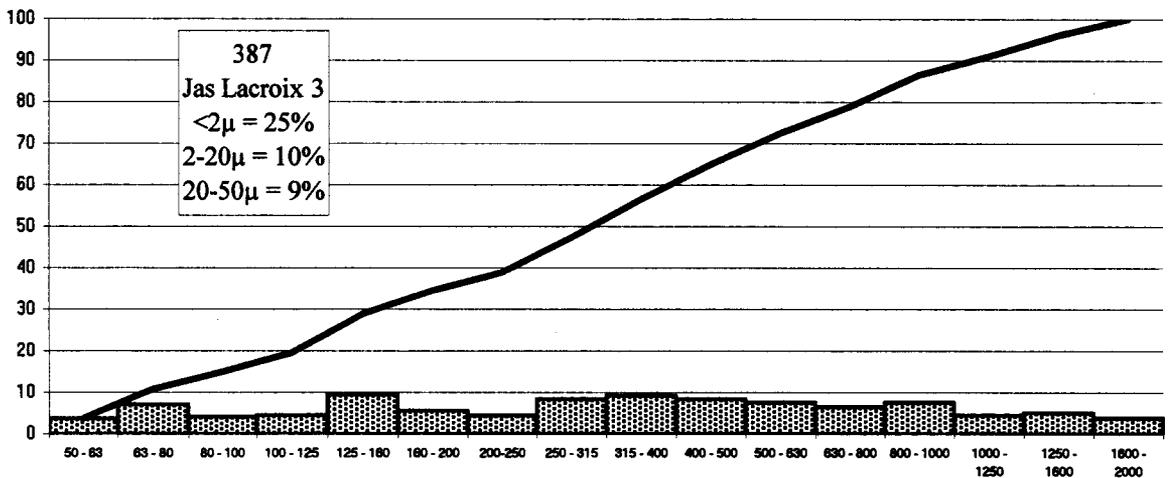
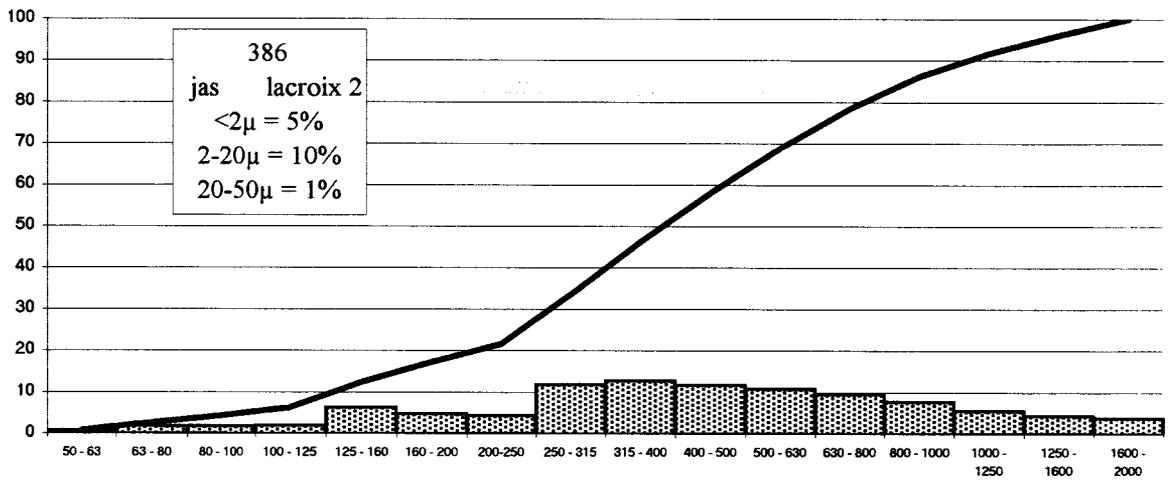
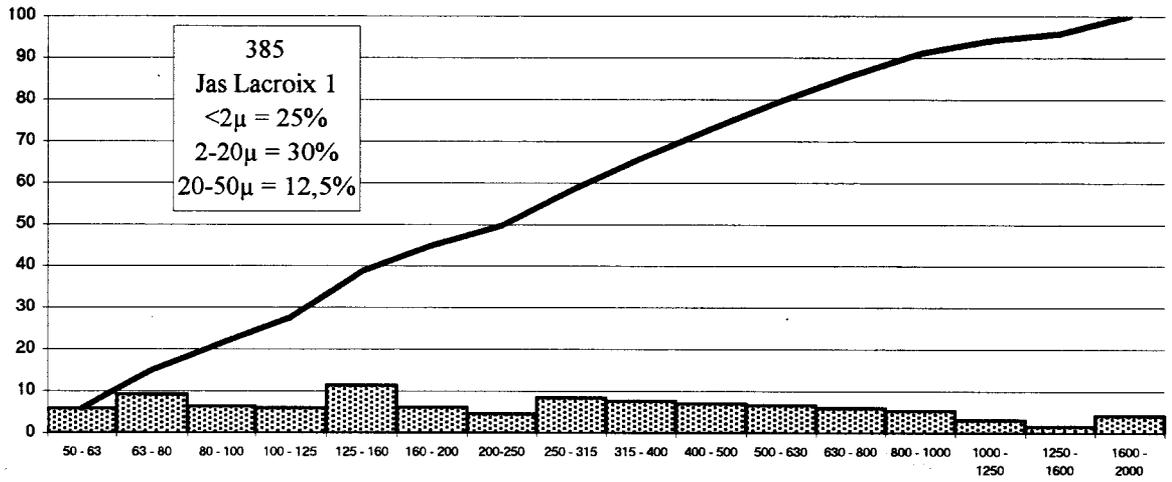
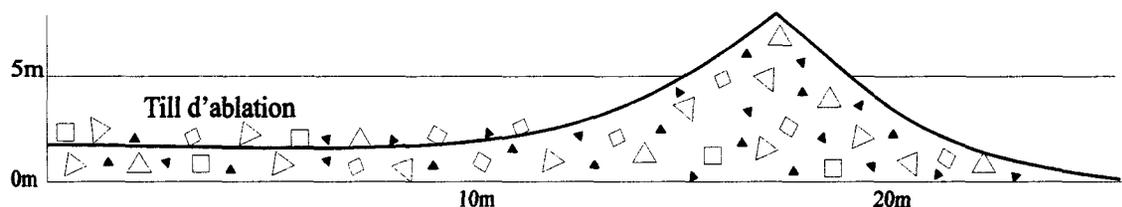


Figure 48 : courbes granulométriques des échantillons 1,2 et 3 du site du Jas Lacroix.

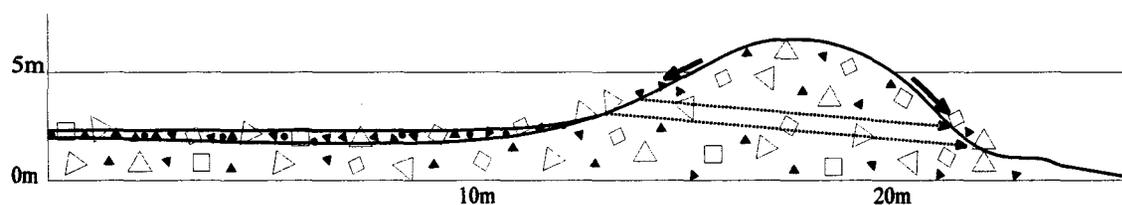
représentent que 20% du total. Cette distribution est assez caractéristique d'une moraine "lavée". Les sables sont très anguleux comme pour les échantillons précédents.

- L'échantillon 1 est au contraire riche en fines (avec 25% pour les argiles, 30% pour les limons fins et 12,65% pour les limons grossiers) ce qui suppose l'existence d'un piège à sédiments. La distribution des sables est logarithmique comme dans les moraines mais ils sont souvent légèrement émoussés. On peut donc penser que cette formation est d'origine glaciaire mais a été enrichie en éléments fins et roulés après son dépôt.

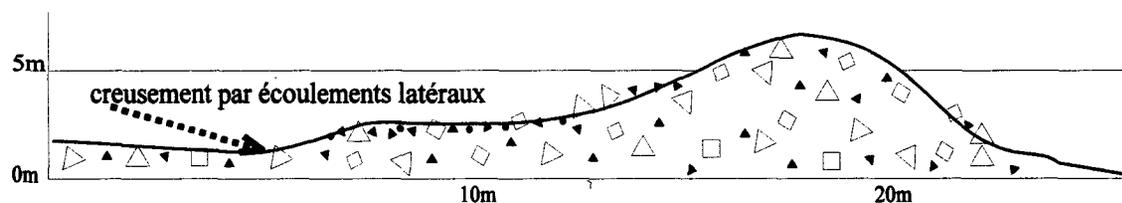
Ces résultats permettent d'envisager une explication à la forme étudiée (Figure 49). Après le recul de la langue glaciaire, la moraine frontale barre la vallée si bien que les eaux de fonte s'accumulent en amont. Les sédiments, parmi lesquels des galets et des "fines", sont piégés et viennent ennoyer le till d'ablation dont seuls les plus gros éléments émergent encore. Les eaux s'infiltrent à travers la moraine et "lavent" les fines si bien que, de manière surprenante, le niveau intermédiaire est plus lavé que le niveau supérieur. L'arc morainique s'affaisse et s'éboule puis, assez rapidement le barrage cède en plusieurs points. La Selle commence à s'encaisser et les eaux provenant du versant creusent un chenal dans les dépôts les plus fins. La poursuite de l'encaissement de la Selle entraîne l'arrêt de l'écoulement de surface.



a) Formation de la moraine frontale qui barre la vallée.



b) Accumulation de matériaux fluvio-glaciaires en amont du barrage.
Écoulement des eaux à travers la moraine. Affaissement des matériaux consécutif au sous-tirage.



c) Modification du drainage liée à l'encaissement du vallon de la Selle,
creusement des matériaux déposés

Figure 49 : Etapes de la formation et de l'évolution de la moraine du Jas Lacroix.

2.3 – DYNAMIQUE DES VERSANTS ET DATATIONS

Les dernières rubriques de la grille de lecture portent sur la dynamique des versants et les risques associés. Leur étude ne se limite pas à une synthèse des critères déjà observés, mais suppose l'observation directe de mouvement (chutes de pierres, ravinements...) et la recherche d'indices révélateurs (végétation arrachée, atteintes aux infrastructures...). Cela nécessite une étude du terrain à toutes les échelles et l'établissement de fiches spécifiques pour les grands mouvements de terrain.

L'occupation humaine et les infrastructures doivent être envisagées à la fois comme cause possible de la mobilité des versants et comme élément de vulnérabilité. En Vallouise, les principales causes de mobilité liées à l'homme sont les terrassements, les infrastructures de voirie et les canaux d'irrigation.

La datation absolue des formes est difficile en Vallouise. Les sites propices sont rares et leur localisation ne permettrait pas d'en tirer des enseignements d'un grand intérêt. Il en est de même pour les coupes dans les zones d'accumulation.

La lichénométrie a été utilisée pour la datation des moraines latérales du glacier noir par J. MILTENBURG (1986) qui a établi une échelle de croissance du *Rhizocarpon geographicum* en Vallouise (Tableau 13). Si les résultats obtenus semblent satisfaisants sur le site étudié, la méthode reste trop délicate pour permettre une utilisation systématique et peut être source d'erreurs importantes (BELLONI S., 1970, INNES J.L., 1982 ; OROMBELLI G. et PORTER C., 1983). De plus, elle n'est applicable que dans la tranche d'altitude 1100-2000m et sur les granites et gneiss. L'observation des lichens a été réalisée de manière systématique sur les formes récentes, mais les résultats doivent être considérés comme des ordres de grandeur et non comme des datations absolues.

| Diamètre moyen des cinq plus grands spécimens observés (mm) | Age (années) |
|---|--------------|
| 24 | 60 |
| 28 | 70 |
| 32 | 80 |
| 45 | 120 |

Tableau 13 : Echelle de croissance du *Rhizocarpon geographicum* en Vallouise. (MILTENBURG J., 1986).

Pour permettre des datations anciennes, la dendrochronologie fait appel à des technologies sophistiquées et nécessite des bases de données régionales, qui font défaut ici, par contre elle est assez simple à utiliser pour dater des faits récents. Elle nous a permis de dater quelques événements dont plusieurs laves torrentielles dans la vallée du Sélé (Plan des durs, Le pas de la Rosse, Serre des hommes morts) qui ont laissé des traces nettes mais n'étaient pas répertoriées dans les archives. Certains mélèzes et aulnes déracinés par la coulée ont émis des rejets à partir de leurs racines. Ces rejets prélevés en 1993 avaient toujours 6 cernes de croissance ce qui permet de les dater de 1987. Il est fort probable que les coulées se sont produites le 18 juillet 1987 où les crues ont été nombreuses en Vallouise. Ce jour là, l'attention s'est focalisée sur le torrent de Celse Nièrre qui a fait d'importants dégâts et menacé le camping si bien que personne n'a prêté attention à ses petits affluents qui n'ont endommagé que des forêts.

CONCLUSION DU CHAPITRE 5

La méthode d'analyse, basée sur l'observation directe du terrain souffre d'un certain nombre de faiblesses liées aux difficultés d'accès du milieu. D'une part le terrain n'a pas pu être observé *in-situ* sur les versants les plus escarpés, et d'autre part on regrettera, la rareté des observations en dehors de la saison estivale.

La cartographie géomorphologique, associée à des relevés de détail à partir de fiches d'observation, permet cependant d'appréhender le terrain à différentes échelles avec une certaine rigueur indispensable à l'analyse géomorphologique. Elle offre, en outre, l'avantage d'être applicable dans une région où les archives, les témoignages oraux, et les possibilités de datation font cruellement défaut.

TROISIEME PARTIE :
LA DYNAMIQUE
GLACIAIRE ET
PERIGLACIAIRE

CHAPITRE 6 – LE RETRAIT GLACIAIRE ET LES FORMES D'ACCUMULATION

Alors qu'au Pléniglaciaire la Vallouise était presque entièrement recouverte de glace, les glaciers ne représentent plus aujourd'hui que 12,8% de sa superficie.

Malgré les importants progrès de la recherche scientifique de ces dernières années, les modalités de la déglaciation dans les Alpes du sud sont encore imparfaitement connues. Les nombreuses traces laissées par les glaciers lors de leur retrait permettent cependant de tenter de replacer le retrait des glaciers de la Vallouise dans le contexte régional.

La comparaison avec les études réalisées dans les régions voisines n'est pas aisée du fait de la situation de la Vallouise et de la diversité des types de glaciers.

Les principales chronologies appuyées sur des datations absolues ont été réalisées dans l'Oisans (CHARDON M., COUTEAUX M...), où le climat beaucoup plus arrosé entraîne une réponse des glaciers différente de celle des zones internes, et dans le Val de Durance (JORDA M., ROSIQUE T.,...), où l'on perçoit l'évolution de toute le bassin-versant dont la Vallouise n'est qu'une petite partie très éloignée des sites étudiés.

L'autre difficulté vient du fait que les glaciers subissent une "...plus grande influence des facteurs topographiques que des facteurs climatiques sur les extensions révolues." (COUTEAUX et EDOUARD, 1987). Or, en Vallouise coexistent de grands appareils du type Ecrins-Pelvoux, alimentés par des bassins-versant vastes et élevés, et de petits glaciers dont le comportement est très différent (ASSIER A., 1993)

1 - LE RETRAIT DES GLACES JUQU'AU TARDIGLACIAIRE

1.1 – L'APPORT DES TRAVAUX RECENTS

1.1.1 – L'optimum glaciaire et le retrait du Würm supérieur

Les nombreux travaux réalisés récemment sur le climat, à partir de méthodes différentes (carottages océaniques, données isotopiques des calottes glaciaires, longues séquences palynologiques...), sont suffisamment concordants pour affirmer que, lors de la dernière glaciation, le climat de l'Europe occidentale a connu deux stades très froids au Pléniglaciaire inférieur (stade 4) et surtout au Pléniglaciaire supérieur (stade 2). En Oisans, "les étendues soit englacées, soit enneigées de façon relativement permanente, ont gardé des limites qui oscillaient dans un territoire fort restreint." (COUTEAUX, 1983) mais c'est durant le Würm récent (30000-15000 BP) que les conditions de froid particulièrement drastiques, associées à une assez forte humidité, ont permis une extension maximale des

langues glaciaires. Dans les Alpes du sud, le glacier de la Durance aurait atteint sa position la plus méridionale, au nord de Sisteron, vers 22000 BP. (GABERT P., 1982, 1984, JORDA M., 1988, 1994,..., ROSIQUE T., 1997...). La dernière fluctuation importante du glacier de la Durance vient d'être identifiée légèrement en amont et datée, à partir de bois fossiles, de 18000BP. (ROSIQUE T., 1996 ; JORDA M. *et al.*, à paraître).

Par la suite, le retrait du glacier de la Durance a été très rapide puisqu'il avait abandonné le secteur du lac de Siguret (entre Guillestre et Embrun) dès le début du Tardiglaciaire (DE BEAULIEU JL et REILLE M., 1983) et que les glaciers étaient retranchés en altitude dès le Dryas ancien (DE BEAULIEU J.L. et JORDA M., 1977 ; JORDA M., 1983).

Les modalités précises du retrait glaciaire au Würm récent sont assez mal connues car les datations réalisées dans les régions voisines ne remontent qu'au début du Tardiglaciaire (COUTEAUX M., 1983, CHARDON M., 1993...) en dehors de celle des tufs du Monétier dont l'interprétation est controversée (CHARDON M., 1993, BARFETY J-C. *et al.*, 1996, LAHOUSSE P., 1994). On ignore en particulier si la fusion s'est faite de manière régulière, par stades successifs ou par abandon sur place de la glace morte du fait d'un manque d'alimentation sur le bassin d'alimentation comme dans le modèle proposé par CAMPY M. *et al.* (1990) dans les Alpes du nord ouest. Les observations de terrain à l'échelle du Briançonnais ont permis d'envisager une réavancée limitée des glaciers locaux jusque dans le fond des vallées après le retrait des langues principales (FRANCOU B., 1988 ; MONTJUVENT G. et NICOUD G., 1988 ; LAHOUSSE, 1994 ; BARFETY J-C. *et al.*, 1996.). Cet événement est parfois rattaché à la fin du Würm mais en l'absence de datation absolue un âge tardiglaciaire n'est pas totalement exclus.

1.1.2 – Le Tardiglaciaire

A partir du Tardiglaciaire, plusieurs études menées dans des régions voisines ont permis d'établir des chronologies plus ou moins complètes de la déglaciation.

M. CHARDON (1991) a observé l'étagement des délaissées glaciaires sur le versant de l'Alpe-d'huez dans un milieu plus arrosé que la Vallouise mais dans un site beaucoup moins favorable à la concentration de la glace. Ses analyses, appuyées sur des datations palynologiques, permettent de reconstituer les étapes du recul au Tardiglaciaire. Vers 15000 B.P., la déglaciation, au moins partielle, des vallées est achevée et les glaciers se sont retranchés en altitude. Les deux premiers cordons morainiques, qui apparaissent vers 1800m, sont attribués au Dryas ancien (respectivement 15000 B.P et 14000 B.P.). Une courte avancée, voire une simple stagnation, au Dryas moyen (vers 12500-12000 B.P.) serait à l'origine d'une accumulation médiocre de blocs erratiques vers 2100m. On trouve ensuite, vers 2500m, un arc morainique très net rapporté au Dryas récent puis les accumulations historiques du P.A.G.

Dans les Alpes du sud, les travaux s'appuient essentiellement sur l'observation des accumulations torrentielles et glaciaires (JORDA M., ROSIQUE T., ASSIER A...). "La récession glaciaire würmienne sud-alpine apparaît globalement comme un phénomène discontinu, jalonné d'épisodes de stationnement plus ou moins prolongés" (JORDA M., 1988). Le retrait des glaciers locaux est jalonné par 4 à 6 arcs latéraux ou frontaux antérieurs au P.A.G (BARFETY J-C. *et al.*, 1996). Contrairement à l'Alpe-d'huez, aucune accumulation du Dryas moyen n'a été identifiée dans les Alpes du sud, ce qui est sans doute lié à une xéricité élevée car il peut y avoir des glaciers rocheux. Par contre, certaines moraines frontales ont été attribuées au début du Subatlantique (JORDA M., 1993).

Les recherches menées en Oisans à partir de la palynologie par COUTEAUX M. (1982, 1983, 1984); COUTEAUX M. et EDOUARD J.L. (1987)... sont géographiquement les plus proches de la Vallouise. Cependant les sites sont beaucoup plus humides si bien qu'aujourd'hui encore les glaciers y descendent plus bas que sur les versants orientaux. Ces travaux ont conduit M. COUTEAUX à élaborer un schéma simplifié de la déglaciation tardiglaciaire qui s'exprime pleinement dans le vallon de la Muzelle. Seuls sont retenus quatre stades nivo-glaciaires antérieurs au P.A.G. Le premier : à la charnière du Dryas Moyen et de l'Allerød (vers 11900 B.P), puis trois stades au début, au milieu et à la fin du Dryas récent (11000-10300 B.P.). Le synchronisme du dernier stade avec l'Egesen des Alpes du nord est le seul à être jugé satisfaisant. Cette dernière récurrence glaciaire, plus puissante que les autres a effacé toutes les formes antérieures ; elle est matérialisée par cinq moraines frontales étagées qui témoignent d'autant de pulsations à ce stade. Sur les 3500 ans qui séparent le retrait glaciaire au Dryas inférieur et le dernier cordon tardiglaciaire, la langue glaciaire est restée cantonnée sur une distance très réduite (500m) alors que depuis le début de l'Holocène le glacier a perdu la moitié de sa superficie.

1.2 – LE RETRAIT DU GLACIER DE LA GYRONDE

1.2.1 – Une situation originale dans le val de Durance

Malgré la pertinence des études menées dans la région, les conclusions ne peuvent pas forcément être appliqués intégralement à la Vallouise car "le nombre variable de stades qui caractérise les divers appareils glaciaires résulte sans doute des conditions spécifiques et parfois même très locales de leur englacement." (JORDA M., 1988). Or, la Vallouise présente un certain nombre de caractéristiques originales qui ont influencé les modalités du retrait des glaces.

Le glacier Ecrins-Pelvoux est alimenté par un bassin vaste et élevé, il était le plus important de la vallée de la Durance mais aussi le plus encaissé si bien que son retrait a été plus tardif. Ceci est attesté par les accumulations de dépôts fluvio-glaciaires à Villard-Meyer et Queyrrières liées au barrage de la vallée de la Durance par la langue du glacier de la Gyronde. (PEGUY C.P., 1947)

Le glacier de la Gyronde est le seul de la haute Durance à être alimenté principalement par de puissants glaciers d'amont et non par des glaciers latéraux. On peut donc s'attendre de ce fait à des fluctuations "amorties" par rapport aux autres glaciers dont l'alimentation peut cesser brusquement.

Les vallées de la Vallouise sont bien calibrées et en forte pente si bien que les glaciers "répondaient" sans doute plus vite en cas de meilleure alimentation neigeuse, mais pas forcément en cas de récurrence froide et sèche.

Le glacier Ecrins-Pelvoux, issu de la confluence des glaciers Noir, Blanc et du Sélé, a abandonné de grandes quantités de dépôts, entre Fontfroide et le Grand Parcher, à des altitudes et des positions géographiques incompatibles avec un retrait Holocène (Figure 50).

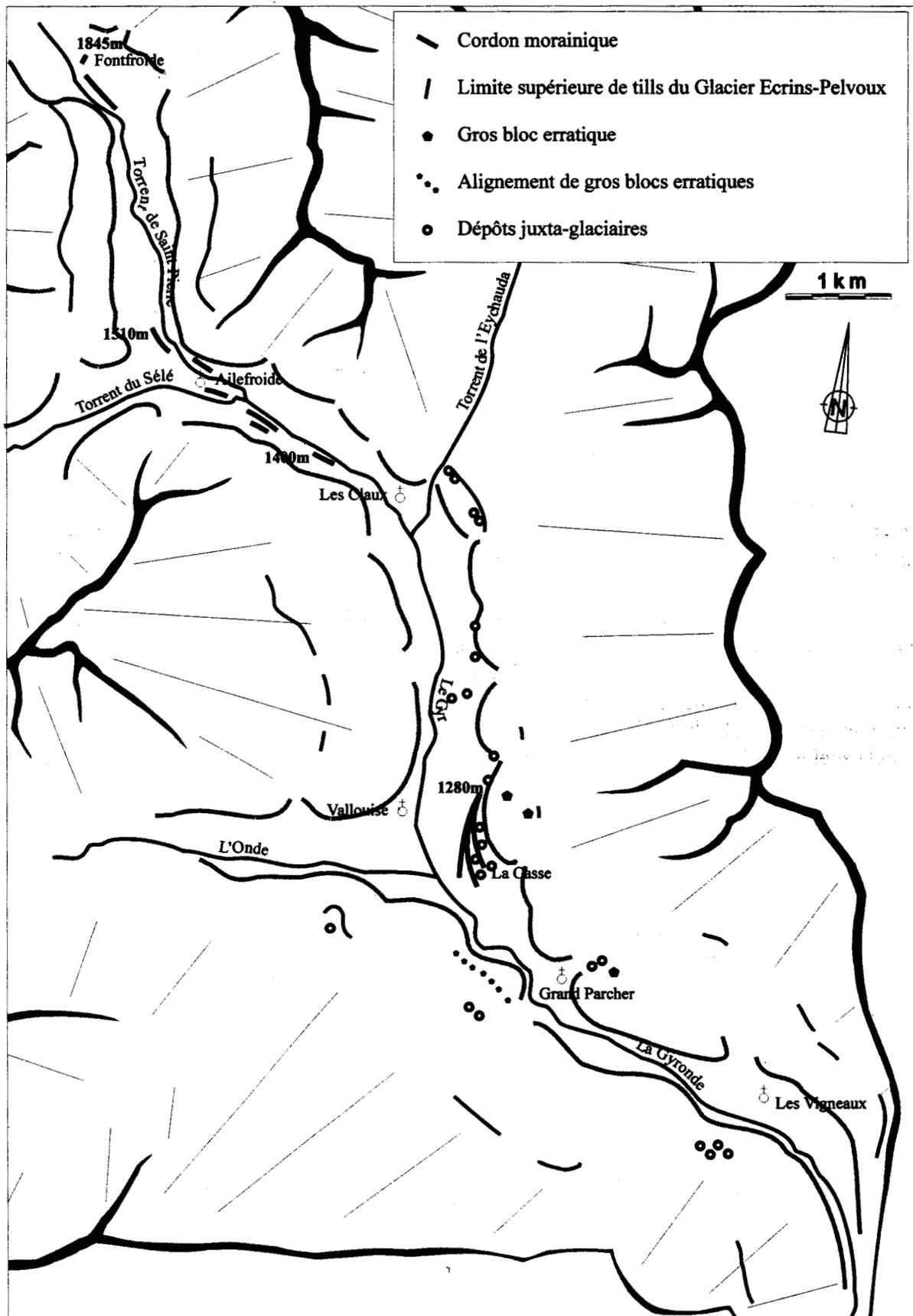


Figure 50 : les dépôts glaciaires et pro-glaciaires anciens du glacier Ecrins-Pelvoux.

1.2.2 – Les formations de retrait en amont de Pelvoux

Les dépôts les plus élevés sur les versants sont des tills dont le caractère erratique est incontestable. Ils apparaissent tout le long de la vallée, en dehors des zones d'érosion, et sont constitués d'éléments de toutes tailles mais les blocs les plus volumineux dépassent rarement quelques décimètres de diamètre. Aucune forme construite n'est décelable sur les versants, même dans des secteurs peu exposés à une érosion post-glaciaire. Ceci permet de supposer que l'optimum glaciaire a été de courte durée et que le glacier transportait alors peu de matériaux sans doute parce que les versants avaient été décapés auparavant.

Les accumulations de fond de vallée, observables entre Fontfroide et Les Claux, ne peuvent pas être interprétées comme des témoins de stades de retrait. Il s'agit d'accumulations chaotiques, souvent dépourvues de matrice, qui correspondent à des tills d'ablation mélangés à des dépôts d'avalanches (VIVIAN R., 1973). Quelques cordons sont observables mais leur forme irrégulière et leur position à l'aval des confluences sont compatibles avec des moraines médianes. Ce type d'accumulation n'est pas surprenant car cette partie de la vallée est étroite et en forte pente, de plus l'apport des glaciers affluents était ici très important (Glacier du Sélé, Glacier des Violettes, Glacier du névé Pélissier...). La langue principale était donc fortement alimentée en moraines et son retrait a pu se faire très rapidement, sans doute en abandonnant des glaces mortes.

1.2.3 – La moraine de La Casse et les dépôts associés

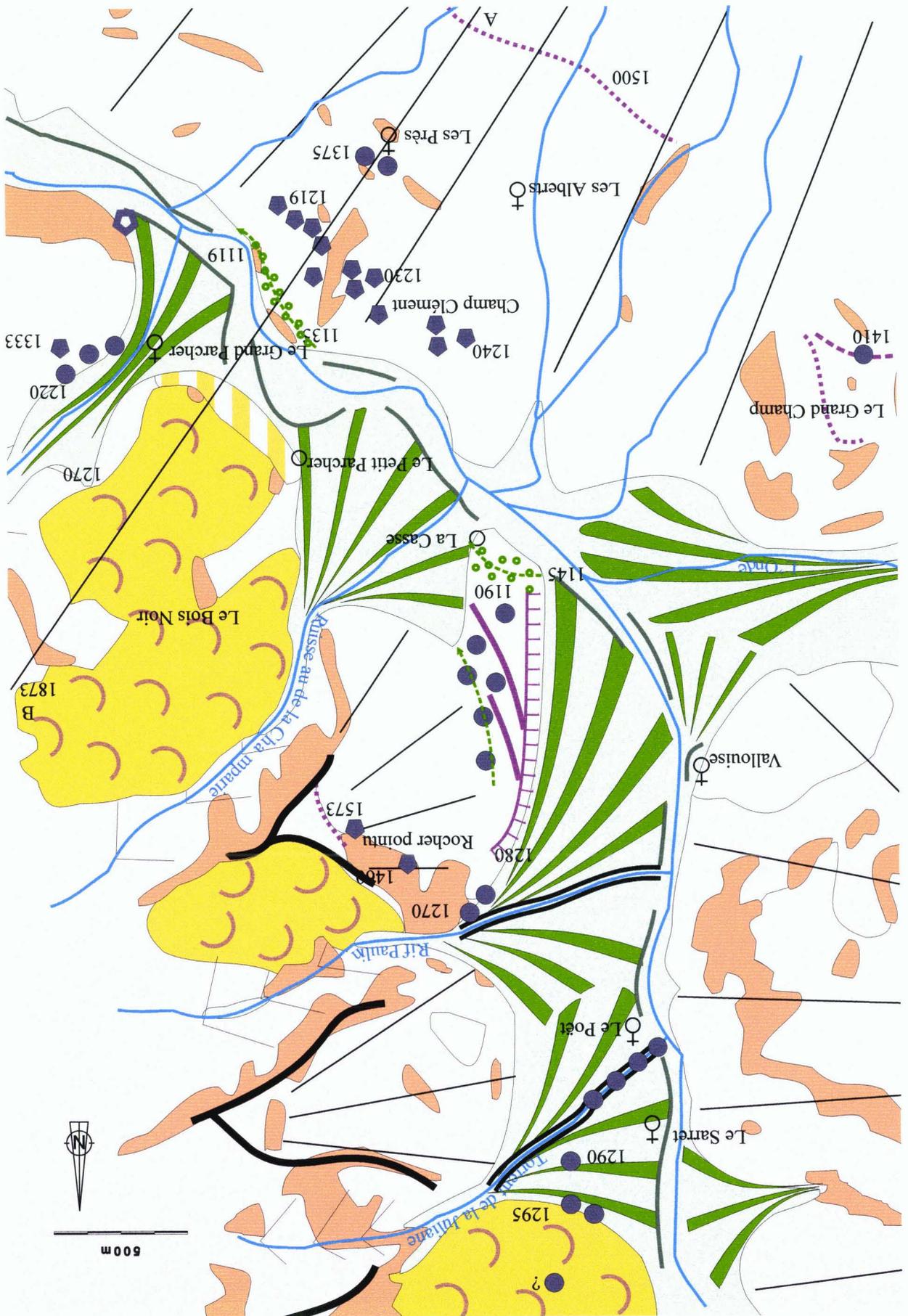
La moraine de La Casse est la seule forme construite dans la partie aval de la Gyronde. Située à l'est de Vallouise entre 1145m et 1280m, elle est malheureusement difficile à observer du fait du remaniement des matériaux consécutif au lotissement (Figure 51).

C'est une forme volumineuse épaisse de plus de 35m, dont la base est masquée par les cônes de déjections du Rif Paulin et du Ruisseau de la Champarie. Elle est en réalité composée de plusieurs cordons légèrement obliques par rapport à la vallée et fortement inclinés vers l'aval. Le cordon central, qui mesure plus de 700m de longueur, est assez net, les autres sont fortement émoussés et réduits à l'état de bombements à peine perceptibles. A l'ouest elle se termine brusquement par un talus rectiligne et escarpé lié à son érosion par le Rif Paulin. La moraine de la Casse est souvent présentée comme une moraine latérale mais seul le cordon principal a une orientation qui permette cette analyse. Le reste de la forme correspond plutôt à des accumulations pro-glaciaires dont la plus grande partie a été dégagée par le Gyr et le Rif Paulin.

Des matériaux roulés, parmi lesquels des blocs de 20 à 40cm de diamètre, sont observables sur sa surface, mais jamais en profondeur. Ils correspondent à d'anciens chenaux torrentiels qui ont remanié les matériaux dans la partie méridionale et à la limite orientale de la moraine. Le plus méridional est lié à la Gyronde qui a circulé sur la moraine avant de creuser son cours définitif. Le chenal oriental suppose, quant à lui, une source d'alimentation beaucoup plus élevée puisque des blocs sont présents jusque 1250m soit 100m au dessus du cours actuel du Gyr.

En amont, des blocs roulés cristallins ont été retrouvés sur les versants à une centaine de mètres au dessus du fond actuel de la vallée. Il s'agit toujours de blocs épars mais en quantité suffisamment significative pour les considérer comme les témoins d'écoulements torrentiels :

Figure 51 : Les témoins du recul des glaces entre Pelvoux et les Vigneaux. (légende page suivante)



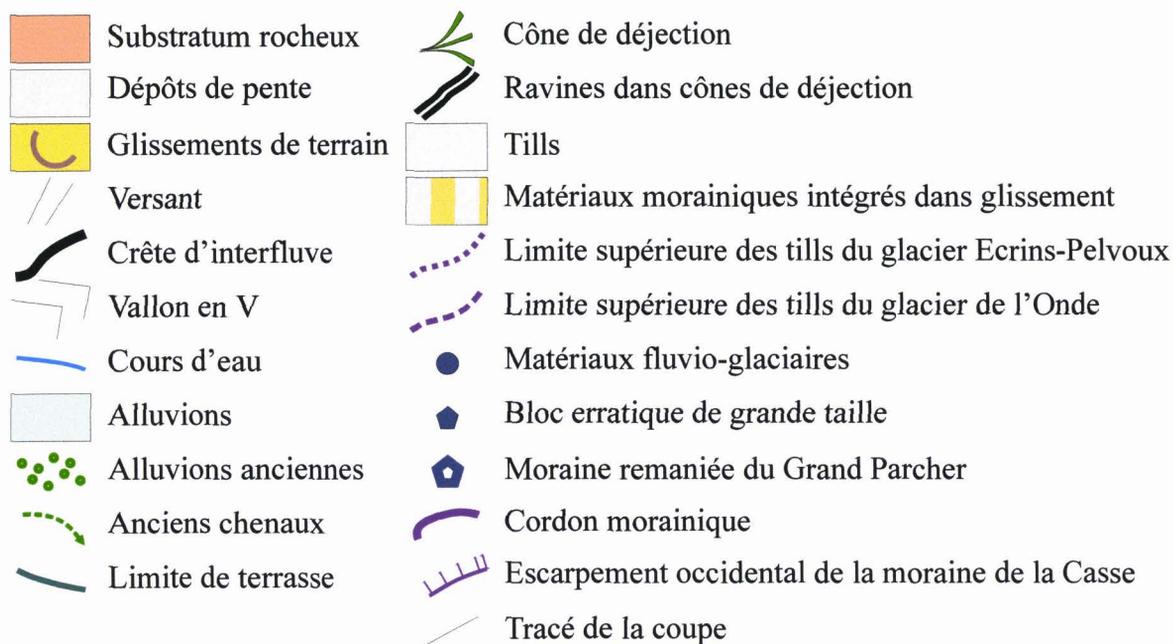


Figure 51 : Les témoins du recul des glaces entre Pelvoux et les Vigneaux. Légende

- A la confluence des vallées du Gyr et de l'Eychauda, en contrebas du lieu-dit Les Choulières on peut observer des matériaux roulés, incontestablement originaires de la Vallée d'Ailefroide, mélangés aux tills du glacier Ecrins-Pelvoux. Ils sont situés juste au-dessous du gradin de confluence et grossièrement alignés entre 1410m près du torrent de l'Eychauda et 1360m près du torrent de la Baumasse.

- Au Sarret, ils sont visibles à 1295m à la limite du cône de déjection du Torrent de la Juliane et du glissement de Saint Antoine qui semble les avoir recouverts. Quelques blocs ont été retrouvés sur le glissement, près de la côte 1348, ils sont sans doute d'origine anthropique.

- On retrouve quelques petits galets cristallins dans les matériaux du cône de la Juliane, et de gros blocs roulés particulièrement nombreux dans la ravine du torrent en dessous de 1290m. Leur présence peut paraître surprenante, elle résulte sans doute de l'étalement d'une accumulation par le torrent mais l'observation des coupes à travers le cône n'a pas permis d'en retrouver la forme (terrasse de kame, écoulement derrière une moraine latérale...?). Les galets cristallins sont, par contre, totalement absents dans la ravine du Rif Paulin ce peut s'expliquer par le creusement beaucoup plus superficiel de ce torrent.

- Des blocs ont également été observés dans des dépôts de versant immédiatement en amont de la moraine de la Casse à 1270m.

Les dépôts torrentiels de la rive gauche du Gyr sont peu abondants mais apparaissent systématiquement en dehors des zones remaniées par l'érosion post-glaciaire. Leur présence sur le versant, plus de 100m au-dessus du talweg actuel, lui-même remblayé depuis le retrait glaciaire, ne peut s'expliquer que par des écoulements juxta-glaciaires. Cet écoulement se faisait le long de la langue du glacier Ecrins-Pelvoux, alors que les versants et la vallée de l'Eychauda étaient déglacés. Leur altitude permet de considérer que c'est cet écoulement qui aboutissait dans le chenal bordant la moraine de La Casse à l'est.

En rive droite, on observe également sur les versants des accumulations de galets bien roulés. Ils proviennent incontestablement de la vallée de l'Onde (abondance de gneiss et de grès du Champsaur, peu de granites) et sont plus élevés qu'en rive gauche : 1410m au

Grand Champ, ce qui correspond à la limite supérieure des dépôts de langue, et 1375m à Puy-Saint-Vincent Les Prés et aux Vigneaux. Ces accumulations proviennent aussi d'écoulements juxta-glaciaires mais rien ne permet de les associer à des stades de retrait.

1.2.4 – Les formations glaciaires en aval de Vallouise

Les gros blocs erratiques, dont certains font plusieurs centaines de tonnes, sont situés sur les versants en aval de Pelvoux (Figure 51). Les blocs du Rocher Pointu (Vallouise) et du Grand Parcher sont isolés sur les versants, le plus élevé est à la limite de l'extension maximale de la langue glaciaire à 1555m d'altitude; le second à 1460m.

En rive droite de la Gyronde, au lieu-dit Champ Clément, les blocs erratiques sont très nombreux et grossièrement alignés entre 1240 et 1260m, soit environ 150m au-dessus du fond de la vallée, sur une distance de près de 1km. Cette disposition permet d'envisager un stade de retrait tardif car, étant donné la faible pente, ces énormes blocs n'ont pas pu glisser sur le versant.

En rive gauche de la Gyronde, des formations glaciaires sont observables entre le Grand et le petit Parcher où des matériaux morainiques ont été repris par le glissement du Bois noir et par le torrent du Grand Parcher. La coupe de la carrière, qui est à la base du cône de déjection, permet d'observer des débris granitiques très abondants dans les lits inférieurs qui montrent que les quantités déplacées étaient très grandes. En remontant le torrent, on peut observer des tills du glacier Ecrins-Pelvoux et quelques blocs granitiques roulés jusque 1220m. On peut donc supposer que les écoulements juxta-glaciaires observés plus en amont se poursuivaient jusqu'ici.

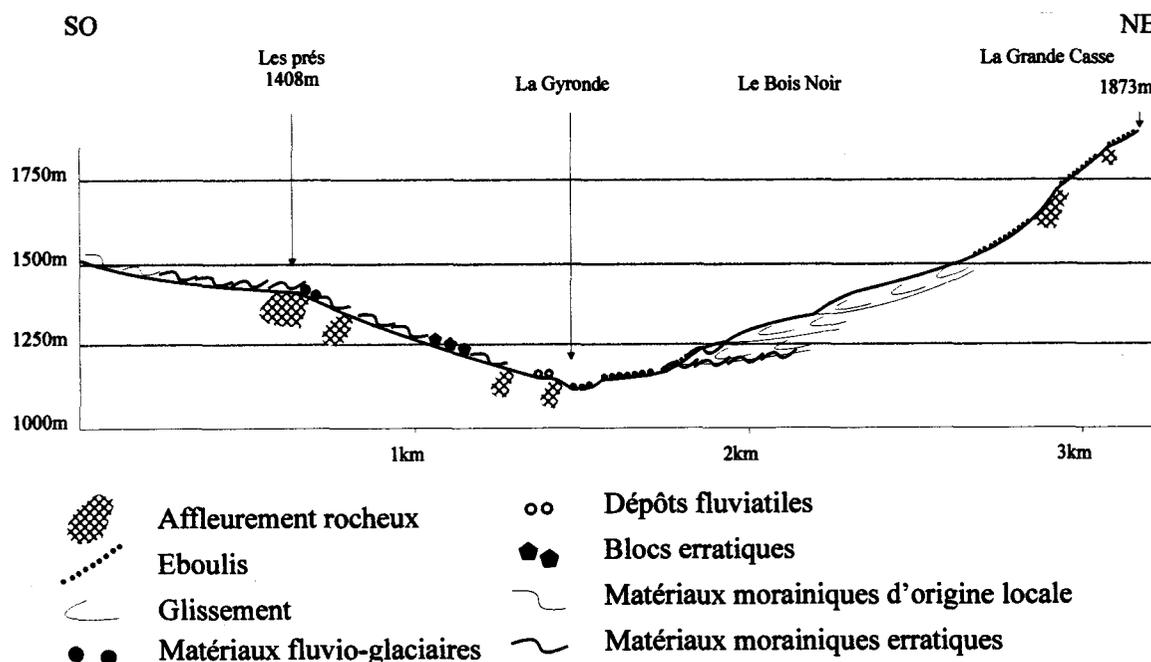


Figure 52 : coupe à travers la vallée de la Gyronde entre Puy-Saint-Vincent et le Bois Noir. (tracé A-B sur la figure 51)

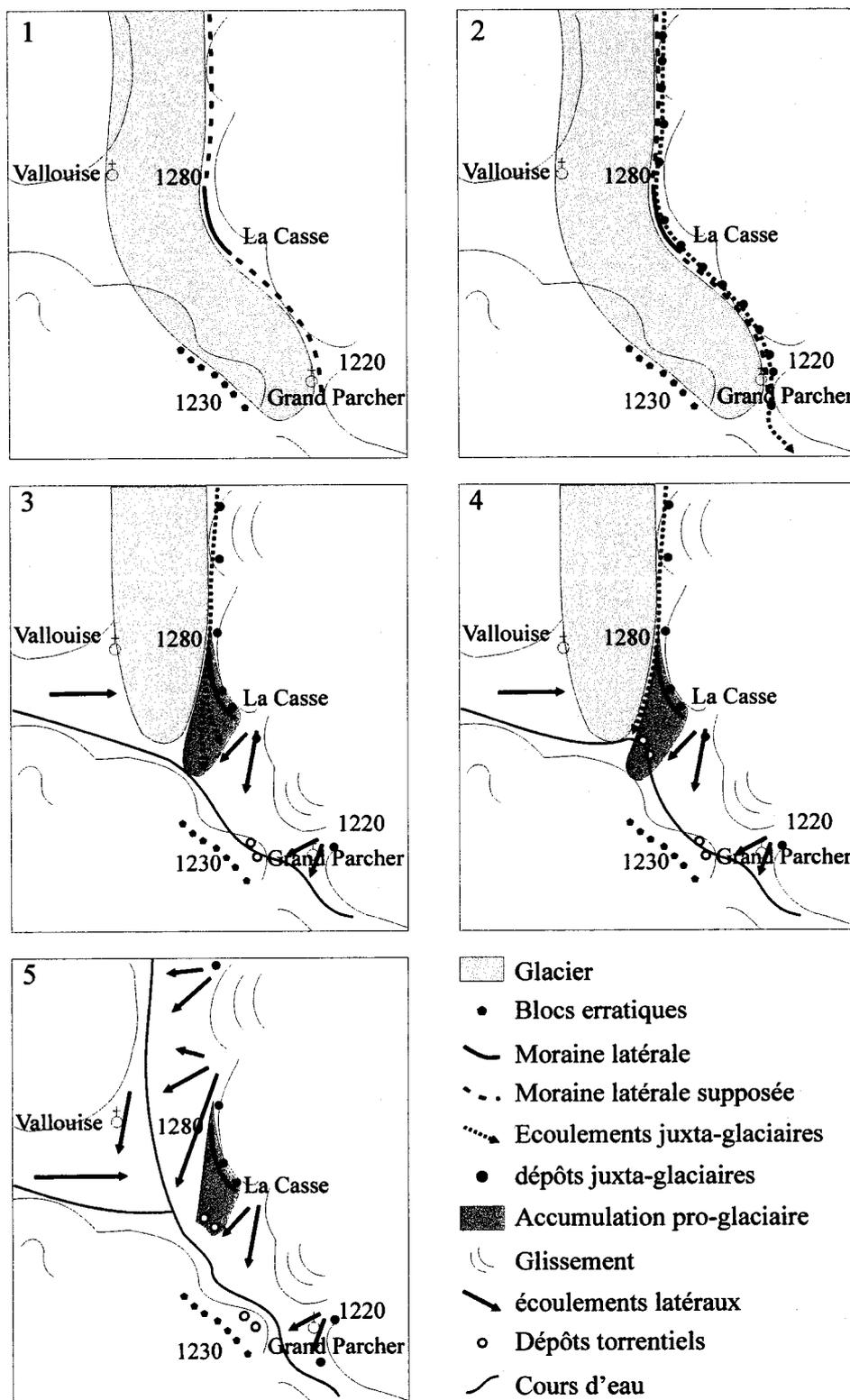


Figure 53 : Les étapes du dernier retrait glaciaire à Vallouise. 1) Avancée de la langue, dépôt des blocs erratiques et de la moraine de la Casse sans doute au-delà de ses limites actuelles 2) Début de la fonte, renforcement des écoulements juxta-glaciaires qui apportent les éléments roulés. 3) Recul de la langue à Vallouise et formation du cône proglaciaire. 4) L'Onde est barrée par le cône et s'écoule au dessus, les écoulements juxta-glaciaires érodent la partie occidentale du cône. 5) Retrait définitif de la langue, dégagement des matériaux par les torrents et glissements.

1.2.5 – Un stade de retrait à la Casse

Les blocs erratiques les plus élevés (Rocher pointu, Grand Parcher) et les éléments roulés de la rive droite ont probablement été déposés lors du retrait glaciaire. Bien qu'ils soient liés par une certaine logique altitudinale, il semble hasardeux, vu leur rareté, d'en faire les témoins d'un stade de retrait. Par contre; l'abondance et la disposition des dépôts glaciaires et juxta-glaciaires de bas de versant permet d'envisager un stade de retrait près de Vallouise (Figure 53).

Une langue allongée, dont la surface s'abaissait jusqu'à 1200m, aurait avancé jusqu'au Grand Parcher. Cette récurrence, ou pause dans le retrait, aurait entraîné le dépôt de la moraine latérale de la Casse (*s.s.*), des blocs erratiques alignés de Champ Clément et, indirectement, des dépôts juxta-glaciaires de la rive gauche de la vallée. La langue glaciaire était alors alimentée par les vallées du Saint Pierre et du Sélé à la confluence desquelles on retrouve une moraine médiane sur laquelle s'est installé le hameau d'Ailefroide. L'abondance des dépôts supraglaciaires suppose que l'érosion des versants était alors très active.

Lors de son retrait, cette langue aurait stagné près de Vallouise alors que les versants fournissaient de grandes quantités d'eau de fonte qui alimentaient le flux juxta-glaciaire capable de déplacer les blocs imposants qui ont été abandonnés le long de la langue et à la Casse.

Par la suite, la fonte de la langue s'est faite sur place, ce qui a entraîné l'abandon des moraines d'ablation. Une grande partie des dépôts a ensuite été déblayée par les écoulements torrentiels en particulier dans les parties les plus basses de la vallée.

Aucune moraine stadiaire n'étant observable en aval et la seule forme rattachée au Dryas récent étant nettement en amont il faut en conclure que le stade de la Casse est situé au début du Tardiglaciaire, il pourrait dater du Dryas ancien comme les plus anciens stades observés dans la région (CHARDON M., 1991).

1.3 - LE RETRAIT DES GLACIERS LOCAUX

Les glaciers locaux ont abandonné de nombreuses moraines lors de leur retrait mais il s'agit essentiellement de formes très récentes. Cinq vallons seulement possèdent de véritables systèmes morainiques permettant l'ébauche d'une chronologie de la déglaciation.

1.3.1 – Le Glacier de Chanteloube

1.3.1.1 – Le site et les formes glaciaires

Avec une superficie de plus de 3km² au-dessus de 2500m et des sommets à plus de 3300m, le cirque de Chanteloube est la principale zone d'accumulation glaciaire du vallon de la Selle (Figure 54). Le bassin-versant est entièrement creusé dans les gneiss et migmatites du Sirac en dehors de quelques filons d'amphibolites et de pélites pincées au Col du Loup.

Les glaciers sont aujourd'hui séparés en petites unités confinés dans les cirques d'altitude dont la plus vaste, le glacier Subeyrar du Loup, atteint 46ha. Cette division est cependant très récente puisque la carte d'Etat-major de 1896 ne fait apparaître que trois glaciers. Les deux principaux glaciers émettent une petite langue résiduelle dont la plus basse, celle du glacier de Chanteloube, descend à 2540m. Elles sont bordées par de petites

moraines frontales et des moraines latérales très récentes puisqu'elles correspondent à l'englacement lors de l'établissement de la carte d'Etat-major et ne dépassent pas l'épaulement rocheux.

En contrebas du cirque, on trouve une vallée "en bout d'auge" dans laquelle des névés peuvent parfois subsister d'une année sur l'autre. Elle s'abaisse vers l'est de 2300 à 1940m près de la cabane du Jas Lacroix où elle se referme en verrou à la confluence du ravin de Malamort. Le fond de la vallée est couvert par les tills en partie masqués par des alluvions, des éboulis, des cônes de déjection et des écroulements rocheux.

En rive gauche, la grande moraine latérale du glacier Subeyrar du Loup, s'étire jusqu'au fond de la vallée. Haute de près de 30m et dédoublée dans sa partie inférieure, elle est encore très aiguë malgré un ravinement intense de ses versants.

La faiblesse de l'érosion sous le gradin de confluence avec le vallon de l'Ale a permis la préservation d'un ensemble de cordons latéraux en rive droite. On en dénombre 8 étalés en éventail entre 2150 et 2030m, le plus élevé étant exactement situé sur l'épaulement. Les cordons externes sont grossièrement parallèles à la vallée, les autres sont de plus en plus obliques vers le bas ou ils prennent l'allure de moraines frontales.

Au fond de la vallée, quatre moraines frontales fortement émoussées par l'érosion post-glaciaire (Chapitre 5, 2.2) sont espacés régulièrement d'une centaine de mètres en dehors de la première qui est plus éloignée. Plus en aval, aucun cordon n'est visible mais la surface est couverte de gros blocs erratiques. La géométrie des formes permet de relier les moraines latérales de rive droite aux moraines frontales du fond de la vallée en dehors des cinquième et sixième dont la base a été dégagée par les écoulements post-glaciaires. Par contre, le lien avec les moraines latérales de rive gauche est très incertain.



Photographie 8 : Les moraines latérales de Chanteloube. L'étagement des huit moraines est très net bien que ces formes soient d'une importance réduite.

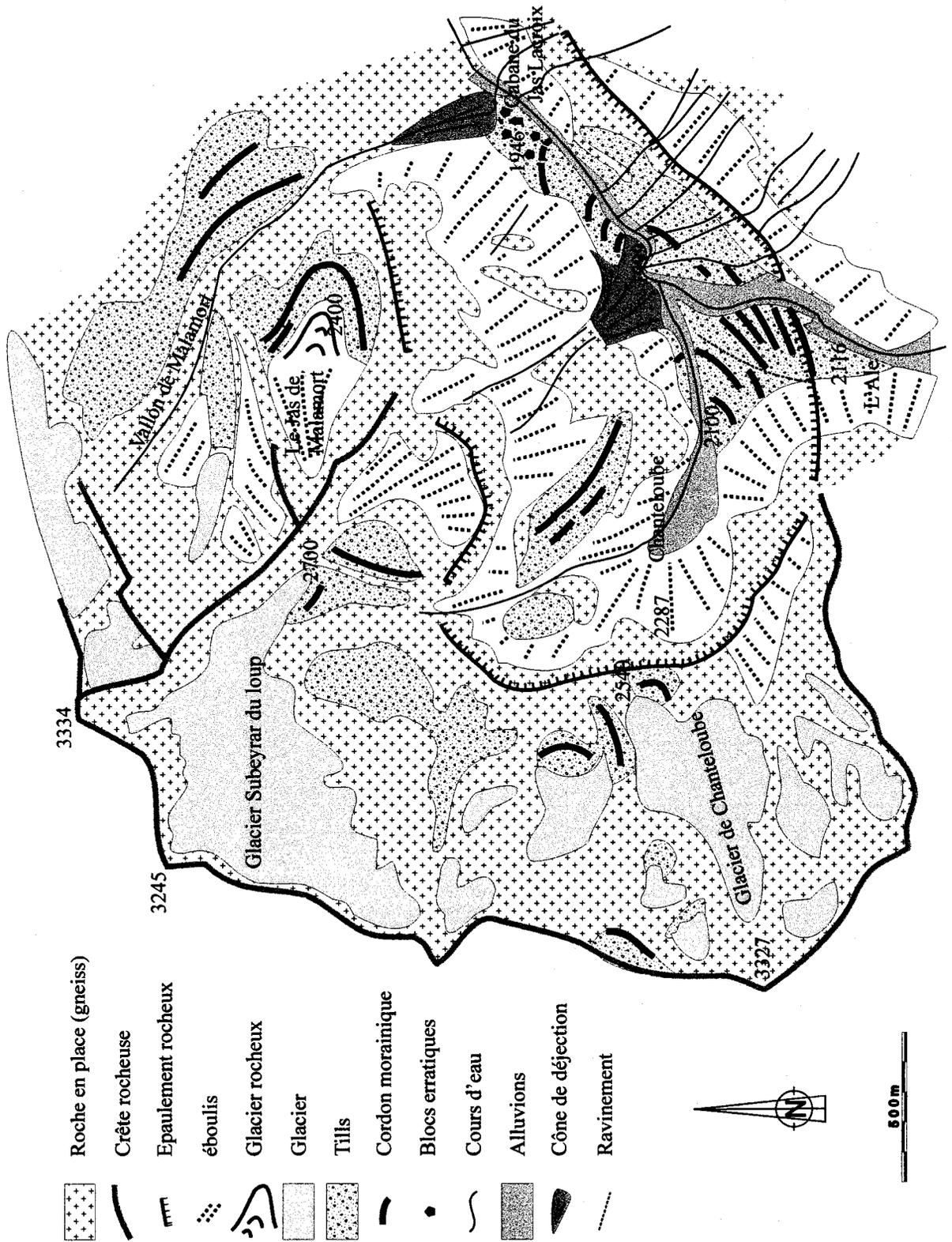


Figure 54 : Le site glaciaire de Chanteloube.

1.3.1.2 – Essai de datation des moraines

Le site de Chanteloube offre une troublante similitude avec celui du vallon de la Muzelle étudié par M. COUTEAUX. Les altitudes sont en tous points comparables tant pour les sommets (3300m contre 3450m à la Muzelle) que pour les fronts glaciaires actuels (2450m contre 2560m) et les dernières moraines frontales (1960m et 2110m). Seuls diffèrent l'orientation, d'ubac à la Muzelle et est pour Chanteloube, et la taille du bassin d'alimentation qui est plus restreint à la Muzelle.

Dans le vallon de la Muzelle, M. COUTEAUX a identifié deux moraines latérales et cinq moraines frontales (plus une accumulation qui est peut-être d'origine pro-glaciaire). Ces arcs frontaux, distants de quelques centaines de mètres, sont attribués à cinq pulsations qui se seraient produites à la fin du Dryas récent. Dans le vallon de Chanteloube, ce sont huit arcs morainiques qui se succèdent à moins d'un kilomètre de distance et sont précédés de nombreux blocs erratiques, la question de la correspondance entre les deux sites est donc ouverte.

L'altitude du plus interne des cordons morainiques, 450m au-dessous du front actuel, nous conduit à écarter l'hypothèse d'un âge P.A.G ou Subatlantique. Le rattachement de la moraine frontale la plus ancienne à l'un des stades Dryas ancien de M. CHARDON est également peu probable car l'altitude est peu compatible (à l'Alpe d'huez les délaissées de ce stade sont à 1800m alors que le site est beaucoup moins favorable à l'émission d'une langue glaciaire). De plus aucun dépôt fluvio-glaciaire n'est présent au sud de cette forme, à la confluence du vallon de l'Ale, ce qui implique que l'écoulement du torrent de l'Ale n'a pas été barré par la langue glaciaire. La gorge de raccordement devait donc être fortement creusée au moment de la récurrence ce qui suppose un laps de temps assez long après le retrait principal.

L'âge Dryas récent des moraines de Chanteloube est donc très hautement probable mais plusieurs possibilités peuvent être envisagées pour expliquer leur nombre élevé :

- Un ou plusieurs arcs seraient antérieurs au Dryas récent. Ils pourraient alors correspondre au stade 1 de M. COUTEAUX 1 (limite Dryas moyen- Allerød), matérialisé par des blocs erratiques dans le vallon de la Muzelle, ou au stade du Dryas moyen de M. CHARDON, également marqué par des blocs erratiques. L'emboîtement presque parfait des moraines rend cette hypothèse peu probable.

- Les conditions locales ont pu permettre aux poussées des stades 2 et 3 de M. COUTEAUX (début et milieu du Dryas récent) de progresser plus loin que lors du stade 4. Cette hypothèse serait confirmée, au Jas de Malamort, par la présence d'un glacier rocheux emboîté entre deux moraines frontales imposantes. Ces formes sont situées quelques mètres en aval du glacier rocheux et juste au sommet d'un escarpement si bien quelles ne peuvent être beaucoup plus anciennes que ce dernier. L'altitude de 2400m pour une exposition est considéré, dans les Alpes du sud, comme typique des glaciers rocheux du Dryas récent (FRANCOU B., 1981 ; EVIN M., 1987). On peut alors imaginer pour ce site, la présence d'un petit glacier ayant connu plusieurs fluctuations aux stades 2 et 3, puis une dynamique de glacier rocheux au stade 4 liée aux conditions de plus en plus froides et sèches qui caractérisent le Dryas récent.

- Les pulsations du stade 4 auraient été ici plus nombreuses que dans le vallon de la Muzelle du fait de la plus grande variété des expositions et de la plus grande complexité du bassin d'alimentation.

Seule une datation absolue, qui est peut être possible dans la zone humide de la cabane du Jas Lacroix, permettrait de confirmer l'une des hypothèses mais elle n'a pu être réalisée à ce jour.

1.3.2 - Corrélations avec les autres sites de la Vallouise

De très nombreuses moraines de la Vallouise sont à l'évidence antérieures au P.A.G. et postérieures au Pléniglaciaire. Il est cependant délicat de les rattacher aux stades de retrait mis en évidence à Chanteloube du fait de la diversité topographique et des lacunes liées à l'érosion post-glaciaire. Quatre sites présentent de véritables systèmes de cordons morainiques, ailleurs, les formes sont trop isolées pour permettre une véritable analyse (Figure 55).

1.3.2.1 – Les principaux sites

Le vallon de Narreyroux est sans doute le plus comparable à celui de Chanteloube. Un peu plus vaste que ce dernier et orienté SO-NE, il culmine à la Pointe des Neyzets (3247m) sous laquelle subsistent quelques petits glaciers résiduels. En dessous des moraines du P.A.G. (2700m), cinq moraines frontales très nettes s'échelonnent de 1600 à 2450m d'altitude. La plus basse, qui est à plus de 6km de distance et 1000m en dessous du front glaciaire actuel, est à l'évidence beaucoup plus ancienne. Les quatre autres sont situées respectivement à 2160m, 2250m, 2350m et 2440m.

En dépit de son orientation d'ubac, le versant de la Pendine est peu favorable à l'englacement du fait de sa forme qui s'élargit vers l'aval et de son altitude modeste (2750m au sommet). L'organisation des moraines est comparable à la précédente avec une moraine isolée à 1870m, aux Clôts, puis 4 moraines bien emboîtées à 2250m, 2310m, 2370m et 2410m sur une distance de moins de 500m, au lieu-dit Les Lauzes. Le site est totalement déglacé et aucune moraine n'est attribuable au P.A.G.

Dans le vallon de l'Eychauda, les conditions sont assez différentes du fait de l'exposition d'adret mais aussi de l'importance de l'englacement au sommet élevé et relativement peu escarpé de la pointe des Arcas (3479m). Les moraines du P.A.G. descendent à près de 2500m, en aval deux moraines frontales apparaissent au fond de la vallée à 1920 et 1950m mais on observe aussi deux grandes moraines latérales arquées dont les parties frontales, dégagées par l'érosion, devaient atteindre 2000m et 1800m. Plus en aval, on retrouve les gros blocs erratiques de Chambran qui sont incontestablement beaucoup plus anciens.

Dans le vallon du Rascrouset, exposé au SE, les moraines du P.A.G. arrivent à 2850m en dépit d'une altitude élevée du bassin-versant (3461m à la Pointe Guyard). A la base, la volumineuse moraine du Rascrouset (2150m) forme une gouttière allongée, de 500 mètres de longueur qui s'étire au débouché d'une vallée très étroite. En amont, il faut remonter jusqu'à 2510 et 2580m. pour retrouver des formes construites largement dégagées par l'érosion.

En dépit des différences d'altitude, facilement explicables par l'exposition, tous ces sites présentent donc une organisation caractérisée par :

- Une moraine isolée, 1000m en dessous des fronts glaciaires actuels.
- Un groupe de quatre moraines emboîtées (deux au Rascrouset), 600m en dessous de celles du P.A.G.
- L'absence de forme construite entre le groupe des moraines intermédiaires et celles du P.A.G.

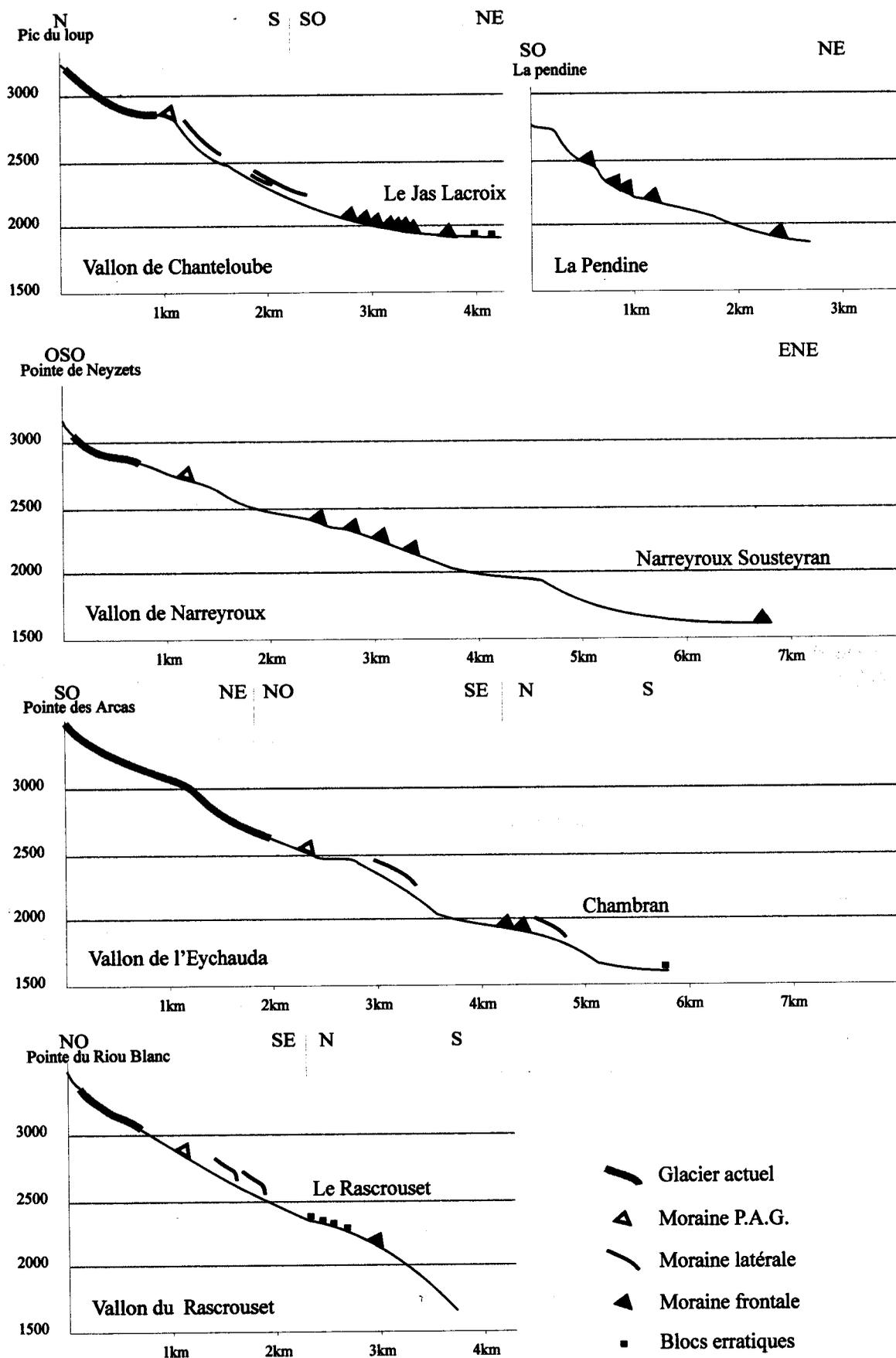


Figure 55 : Profil en long des principaux vallons glaciaires de la Vallouise. Les orientations sont indicatives, les profils étant tracés le long des talwegs.

1.3.2.2 – Le retrait tardiglaciaire

Les moraines isolées, qui ont également été observées dans la vallée de la Guisane, (LAHOUSSE P., 1994) sont beaucoup trop basses pour être rattachées au Dryas récent et correspondent donc à un stade plus ancien (Würm tardif ou début du Tardiglaciaire). Il est impossible d'affirmer catégoriquement que ce stade est synchrone de celui de la Casse mais les altitudes, compte tenu des bassins-versant plus restreints, et la présence de tills d'ablation abondants, situés juste en amont, rendent cette hypothèse crédible.

La similitude entre les sites de la Vallouise et celui du vallon de la Muzelle permet d'attribuer au stade 4 de M. COUTEAUX les groupes de moraines situés 600 à 700m au-dessous de celles du P.A.G. Ces moraines sont au nombre de quatre mais peuvent être plus nombreuses quand le bassin-versant est constitué de plusieurs cirques exposés différemment.

Ces observations confirment donc l'existence d'une récurrence majeure au Dryas récent dans les Alpes méridionales. Celle-ci a eu "des effets contrastés sur les glaciers" (FRANCOU B., 1988) et il est largement admis que seuls les glaciers les plus élevés (au dessus de 3000m pour B. FRANCOU) ont connu des avancées significatives de leurs langues. Les exemples de la Vallouise montrent que l'exposition semble avoir joué un rôle au moins aussi important que l'altitude puisque ce sont les glaciers d'ubac (Pendine, Chanteloube, Narreyroux) qui ont connu les avancées les plus importantes. Outre les exemples précédemment cités, on remarque l'absence ou l'extrême rareté des moraines attribuables au Dryas récent sur les versants d'adret de la vallée des Bans, des Planes de Dormillouse (Vallon de Saint Pierre) et du massif des Clouzis, où l'on trouve par contre des glaciers rocheux. Les vallées principales ne sont pas plus favorisées : la moraine de Fontfroide (Glacier Blanc) n'est qu'à un kilomètre du front du P.A.G., dans la vallée des Bans les deux petits arcs frontaux à l'est du refuge (1960m) sont à quelques centaines de mètres du front du P.A.G. alors qu'aucune moraine du Dryas récent n'apparaît dans la vallée du Sélé. Au contraire, en ubac, les petits bassins-versant peu élevés du ravin de Cugulion (nord de la Condamine), de Coste Blaou (nord de la Tête des Lauzières) et du Pré des Bans (est de la Pendine) sont dotés de moraines qui descendent respectivement jusqu'à 1950m, 2350m et 2240m.

La sécheresse qui caractérisait le Dryas récent est sans doute responsable de cette distribution car elle a sans doute été accompagnée d'un ensoleillement important. L'alimentation des glaciers étant faible, c'est la vitesse de fusion, et donc la radiation solaire, qui déterminait la dynamique glaciaire alors qu'il n'est pas certain que les précipitations étaient alors très supérieures en altitude.

2.-. LES GLACIERS ACTUELS ET LES FLUCTUATIONS HISTORIQUES

La Vallouise est, grâce à son altitude élevée, couverte par 2538 hectares de glace ce qui représente près de 11% de sa superficie totale. Elle est la plus méridionale des régions présentant un tel taux d'englacement si bien que le retrait glaciaire récent y a été particulièrement sensible et que la répartition des glaciers est étroitement dépendante de l'altitude et de l'exposition.

L'étude des glaciers dans une région où les petits appareils sont nombreux pose inévitablement le problème de leur définition. Pour L. LLIBOUTRY (1965) est glacier "toute forme de glace permanente à l'échelle humaine provenant de la neige accumulée en haute Montagne". Cette définition peut paraître peu satisfaisante car elle ne prend pas en

compte la structure et le mouvement de la glace (ASSIER A., 1993). Nous l'avons cependant retenue car elle a l'avantage d'être applicable aux cartes qui ne distinguent pas les glaciers des névés.

2.1 – L'ENGLACEMENT ACTUEL

2.1.1 – Une masse glaciaire morcelée

La superficie englacée de la Vallouise est si fractionnée que C. FRANCOU (1970) parle de "poussière de glacier". On y recense pas moins de 106 glaciers dont près de la moitié ont une superficie inférieure ou égale à 5 hectares. "...cet émiettement, qui sanctionne une baisse rapide des altitudes, défavorable à la conservation des masses glaciaires, souligne l'appartenance de ce versant à un domaine climatique différent où les influences méditerranéennes [...] se font nettement ressentir..." (VIVIAN R. 1975).

| Superficie | Nombre de cas | Superficie totale (ha) |
|-----------------|---------------|------------------------|
|] 0 à 1ha] | 10 | 9 |
|] 1 à 2 ha] | 10 | 18,5 |
|] 2 à 5ha] | 20 | 76,5 |
|] 5 à 10ha] | 25 | 193 |
|] 10 à 20ha] | 18 | 259,5 |
|] 20 à 50ha] | 14 | 446 |
|] 50 à 100ha] | 5 | 376,5 |
|] 100 à 200ha] | 1 | 111 |
|] 200 à 500ha] | 1 | 218 |
| + de 500ha | 2 | 1065 |
| TOTAL | 106 | 2773 |

Tableau 14 : Distribution par taille des glaciers de la Vallouise mesurée d'après les cartes topographiques à 1/25000.

Seuls les trois plus grands glaciers (Glacier Noir, Glacier Blanc, Glacier du Sélé), qui représentent plus de la moitié de la superficie englacée, sont de véritables glaciers de vallée. Ils émettent une langue, nettement distincte de la zone de névé, qui s'écoule dans l'axe des vallées et est accidentée de séracs qui attestent de leur mobilité.

Des glaciers de taille plus réduite, que nous appellerons glaciers de vallon, sont localisés dans de petits vallons d'ubac (Glacier des Bœufs rouges, Glacier des Bruyères...) ou d'altitude élevée (Glacier des Bans, Glacier du Pelvoux, Glacier de Séguret Foran...). Ils possèdent aussi une langue glaciaire distincte, mais celle-ci est beaucoup plus courte et se termine, au niveau des épaulements rocheux, par une zone de séracs. On observe de ce fait à leur front des ruptures de poches d'eau et des chutes de séracs qui peuvent parfois représenter un aléa naturel (Glacier des Violettes) ou s'accumuler sous forme de glacier régénéré (Glacier des Bruyères).

La plupart des glaciers de taille moyenne (entre 10 et 100ha) sont des glaciers de cirque. Ils présentent encore quelques marques de mobilité (séracs, rimayes...) mais n'ont pas de langue nettement distincte. Situés directement sous les plus hautes parois rocheuses et bien délimités par des versants abrupts, ils sont allongés dans le sens de la pente ou en forme de croissant à la base des crêtes sommitales en particulier quand ils sont exposés en adret. Plus rarement, il s'agit de cônes ou tabliers de glace plaqués contre les parois à l'abri des rayons solaires. (Névé Pélissier, Glacier de la Colette de Claphouse...)

Les petits appareils sont le plus souvent limités par les anfractuosités de la roche et prennent parfois la forme de glaciers de couloirs en particulier autour du Mont Pelvoux. Plus rarement on observe des glaciers de paroi dont le plus beau spécimen est celui de la côte 3343, au nord de l'Ailefroide, qui atteint 8hectares.

2.1.2 – La répartition des glaciers actuels

Le froid lié à l'altitude est l'élément le plus déterminant de la conservation de la glace. Les masses englacées s'étendent, sur près de 2000m de dénivelée, entre le glacier régénéré des Bruyères (2030m) et le Dôme des Ecrins (4015m), mais 10% seulement des glaciers descendent en dessous de 2500m. La ligne d'équilibre (L.E.G) moyenne des glaciers de vallon est de 2900m, ce qui est très proche de la moyenne de l'ensemble du massif (2950m, FRANCOU B., 1981), mais elle peut descendre plus bas (2700m pour le Glacier des Bruyères). La répartition des glaciers est conforme à la logique d'altitude puisque les glaciers sont de plus en plus petits et rares vers le sud et l'est.

Du fait de l'orientation générale du relief et de l'encaissement des vallées, l'exposition aux rayons solaires joue aussi un rôle très important sur la répartition des glaciers. L'altitude comparée des glaciers est très révélatrice de l'opposition classique entre les adrets et les ubacs : les fronts descendent souvent en dessous de 2500m en ubac alors que le plus bas des fronts glaciaires en adret est à 2760m. Par contre cette opposition s'exprime peu en termes de taux d'englacement car la dissymétrie des vallées limite les possibilités d'englacement sur les versants d'ubac en très fortes pentes (chapitre 3).

L'encaissement des vallées est aussi un facteur favorable à la préservation de la glace. C'est lui qui permet à la langue du Glacier Noir de descendre à une altitude exceptionnellement basse (2160m) et le maintien du Glacier régénéré des Bruyères à 2030m.l'altitude.

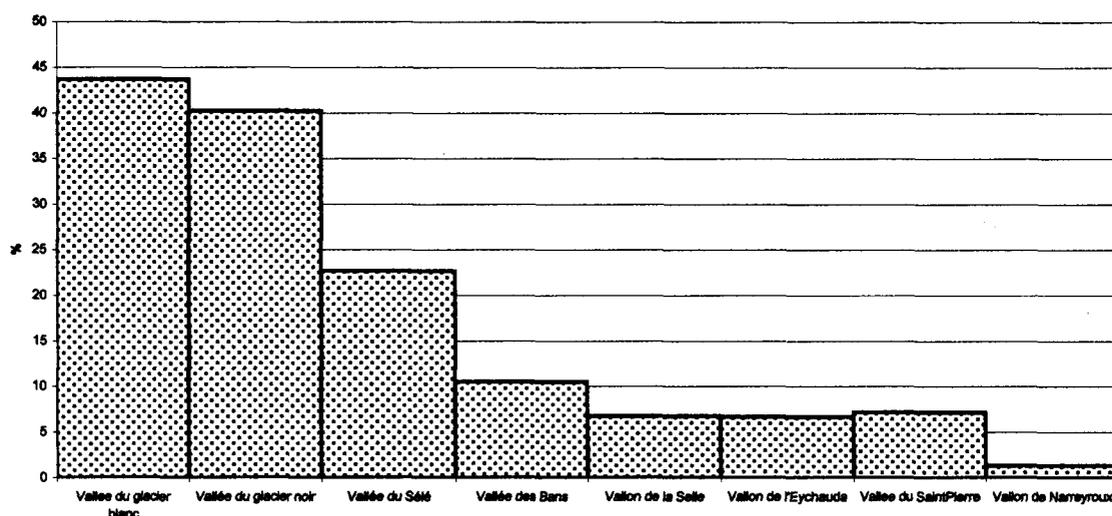


Figure 56 : Superficie englacée des principales vallées en pourcentage. La répartition des glaciers est étroitement liée aux conditions d'altitude si bien que les taux d'englacement sont marqués par un gradient nord-sud. Les conditions d'exposition et l'encaissement des vallées jouent aussi un rôle important c'est pourquoi le taux d'englacement dans la vallée des Bans est supérieur à celui du vallon de Eychaude ou de la vallée du torrent de Saint-Pierre.

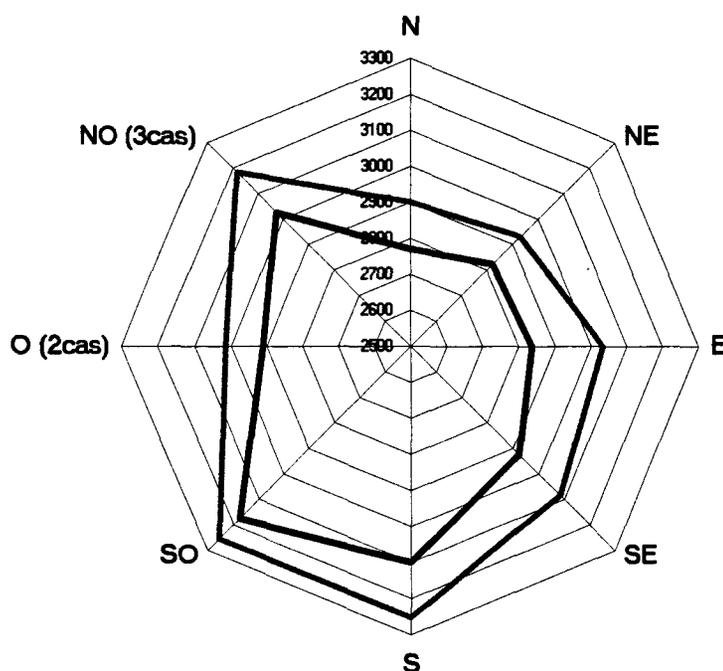


Figure 57 : Relations entre l'orientation des glaciers, leur altitude moyenne (courbe grise) et celle des fronts glaciaires (courbe noire). L'altitude moyenne des glaciers ne doit pas être confondue avec celle de la ligne d'équilibre glaciaire (L.E.G) qui est difficilement mesurable pour les petits appareils.

2.1.3 - L'action géomorphologique des glaciers actuels

Les petits glaciers sont trop peu mobiles pour déplacer des matériaux et ils agissent surtout indirectement en favorisant la gélification à leurs marges, par contre les glaciers mobiles jouent un rôle visible dans la glyptogénèse.

Nous n'avons jamais observé, sur les marges glaciaires récentes de gros blocs pouvant résulter du défonçage sous-glaciaire ce qui confirme la faiblesse de ce processus en dehors de phases d'avancée majeure des glaciers.

L'abrasion laisse des traces nettes sur les marges frontales et les parois latérales des langues glaciaires en particulier au front des glaciers de vallons dont les langues sont souvent très mobiles du fait de leur forte pente. La présence de lichens sur les parois à partir d'une certaine hauteur permet de distinguer les polis anciens des plus récents situés plus bas. Ces derniers sont souvent associés à des encoches qui prouvent un surcreusement latéral non négligeable (près d'un mètre au front du glacier des Bruyères).

L'action des eaux sous-glaciaires est réputée efficace sous les glaciers tempérés. La forte charge solide des eaux libérées lors des ruptures de poches sous-glaciaires en particulier dans le Massif de l'Aiglière, montre que cette action est loin d'être négligeable. Les mesures de la charge solide des cours d'eau effectuées par E.D.F. permettraient d'évaluer plus précisément l'importance de l'abrasion et de l'érosion par les eaux sous-glaciaires. Elles sont malheureusement considérées comme confidentielles et ne nous ont pas été communiquées.

L'édification des moraines, qui atteste du transport des matériaux par la glace est une réalité bien actuelle. De très nombreux glaciers ont abandonné des cordons frontaux ou

latéraux à la suite de la crue glaciaire des années 80, par exemple le Glacier Blanc où P. VEYRET ne voyait aucune moraine en 1952..

Les marques de l'érosion glaciaire restent cependant limitées à quelques sites et il faut admettre que l'action morphologique des glaciers est aujourd'hui très réduite y compris comme agent de transport.

2.2 - LES FLUCTUATIONS GLACIAIRES HOLOCENES

Les fluctuations climatiques post-glaciaires commencent à être connues en ce qui concerne les températures moyennes annuelles à l'échelle régionale. Il reste cependant très délicat d'en tirer des conclusions quant aux fluctuations glaciaires à l'échelle locale qui dépendent surtout de la répartition des températures et des précipitations dans l'année (au printemps en particulier) et des contraintes de site. Les progrès récents des modèles statistiques sont indéniables (LETREGUILLY A. et REYNAUD L., 1989) mais "manquent encore de robustesse" (VALLON *et al.*, 1995) et ne s'appliquent qu'aux plus grands glaciers.

2.2.1 – Les oscillations des glaciers sud-alpins

Les fluctuations du climat et des glaciers durant l'Holocène ont été beaucoup plus limitées que durant le Tardiglaciaire. Le réchauffement rapide qui a suivi le Dryas récent a refoulé les glaciers en altitude où ils ont "piétiné" durant tout l'Holocène (VIVIAN, 1976).

Le réchauffement généralisé des températures jusqu'à l'optimum de la fin de l'Atlantique est constaté dans toutes les Alpes où la limite supérieure des forêts a sensiblement progressé. Dans les Alpes du Nord quelques variations mineures des fronts glaciaires ont été observées mais dans les Alpes du sud, le retrait a été plus régulier et aucune récurrence froide n'a été identifiée (MAGNY M., 1995). La fonte a fait remonter les fronts glaciaires de plus de 500m et a entraîné la fusion totale de la plupart de petits glaciers au-dessous de 3100m (ASSIER A.; 1993 ; JORDA M., 1993).

De l'optimum atlantique au P.A.G, certains auteurs distinguent plusieurs phases d'avancée, dont la plus importante, située à la charnière du Subboréal et du Subatlantique, aurait été plus importante que celle du P.A.G. (BEZINGE A. et VIVIAN R., 1976 ; PATZELT G., 1977). Dans les Alpes du sud ces récurrences froides ont été identifiées sur des bases palynologiques mais ne sont pas matérialisées par des moraines (BEAULIEU J.L., 1977 ; COUTEAUX M., 1982 et 1983 ; COUTEAUX M. et EDOUARD J.L., 1987 ; COUTEAUX M. *et al.*, 1986). Cette absence serait due, soit à un recul constant des langues glaciaires malgré le refroidissement (COUTEAUX M., 1983), soit à l'importance de la crue du P.A.G. qui en aurait effacé toutes les traces (VIVIAN R., 1975).

Le Petit âge de glace, que les auteurs font débiter entre le XII^{ème} et le XVI^{ème} S, est la principale récurrence froide depuis le Dryas récent. Sur la base de travaux historiques (LE ROY LADURIE E., 1967) et d'analyses polliniques ou géomorphologiques, plusieurs crues glaciaires ont été identifiées dans les Alpes du Sud vers 1545, 1685 et 1820 (EDOUARD J.L., 1978 ; Couteaux M. *et al* 1986). mais elles sont plus nombreuses dans les Alpes du Nord.

A partir du XIX^{ème} S., on dispose d'archives glaciologiques et climatiques relativement fiables qui permettent de connaître précisément les relations entre les étapes du retrait glaciaire et le climat. (ALLEN M. et HAEBERLI W., 1990 ; REYNAUD L. et LETREGUILLY A., 1990 ...)

Après l'optimum glaciaire du P.A.G., qui se serait produit vers 1840 dans le massif du Pelvoux, le réchauffement des températures estivales et la sécheresse des précipitations

hivernales ont entraîné le recul des glaciers à partir des années 1850-1860. Ce retrait a été ponctué de plusieurs phases d'avancées liées, dans les Alpes du Sud, aux hivers neigeux et aux étés frais des années 1880-1890, 1910-1930, 1975-1982. (ASSIER A., 1993 et 1996). On peut y ajouter celles de 1939-1945 et de la fin des années 50 qui n'ont touché qu'un glacier sur cinq (VIVIAN R., 1975): Depuis le début des années 80, la remontée des températures et le déficit des précipitations d'hiver sont responsables du recul accéléré et généralisé des glaciers.

2.2.2 – Le retrait récent en Vallouise

2.2.2.1 – Un optimum glaciaire au XIX^{ème} siècle

Dans tous les sites où il a été possible d'identifier des moraines au Dryas récent, les formes glaciaires situées directement en amont sont d'une grande fraîcheur et très proches des fronts actuels. Elles correspondent aux fronts glaciaires du XIX^{ème} S comme le montrent les cartes anciennes.

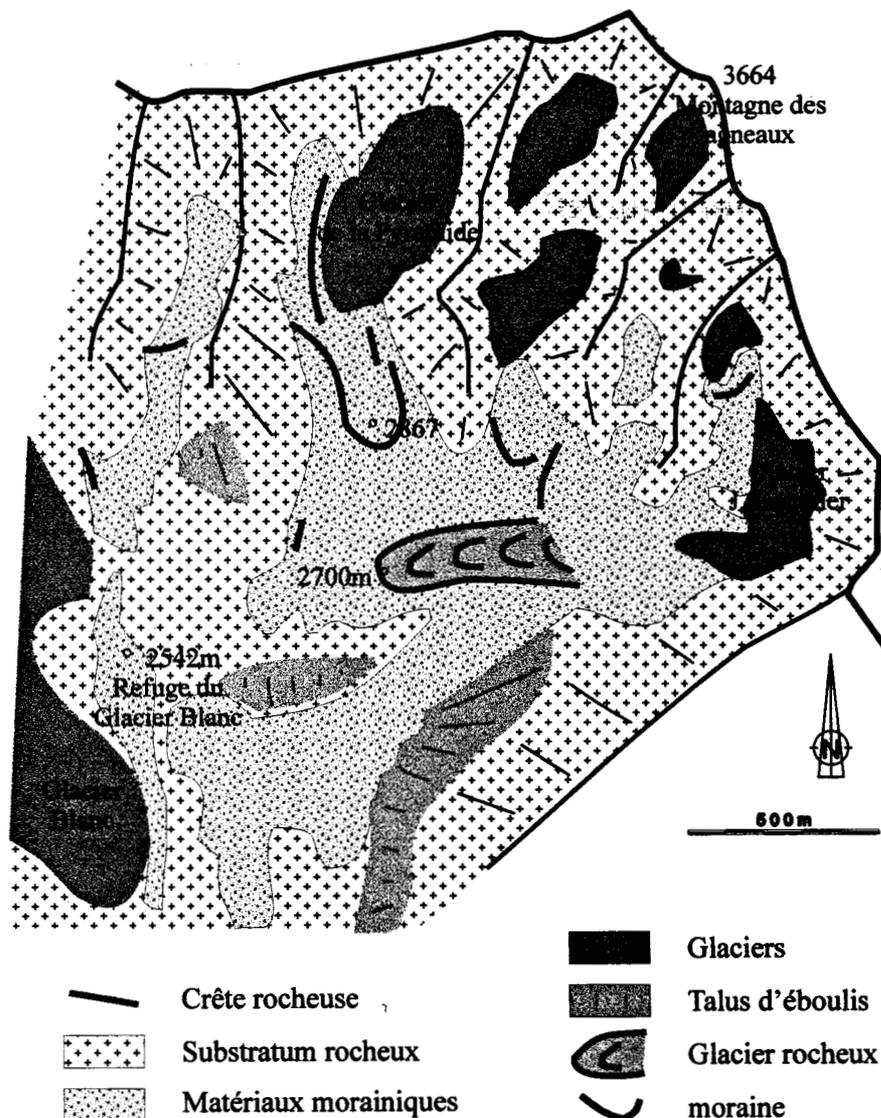


Figure 58 : Le site de la moraine de la Pyramide.

Le Glacier de la Pyramide (au N-E du refuge du Glacier Blanc), qui s'écoule vers le sud, a construit une imposante moraine frontale de plus de 15m de hauteur. Cette dernière est encore très instable et se trouve à proximité immédiate du glacier actuel si bien qu'il est possible de l'attribuer au siècle dernier, ce que confirment par ailleurs les cartes anciennes. 200 mètres en aval, un glacier rocheux qui se développe à partir d'une moraine frontale du Glacier Jean Gauthier, s'étire d'est en ouest perpendiculairement à la direction de l'écoulement du Glacier de la Pyramide. Ce glacier rocheux, qui s'allonge sur 500m pour descendre jusqu'à 2700m, a une pente de l'ordre de 25%. Même en imaginant une vitesse très élevée de 1m/an (ce qui est très improbable étant donné la faiblesse de la pente et la morphologie du glacier rocheux) le glacier rocheux serait antérieur au P.A.G.

Il faut donc en conclure que la dernière crue glaciaire du XIX^{ème} S. a été la plus puissante du P.A.G. et sans doute même de l'Holocène car, par analogie aux glaciers rocheux qui ont été décrits dans la région (EVIN M., ASSIER A., JORDA M.) un tel glacier rocheux pourrait dater du Sub-Boréal ou même du Dryas récent.

2.2.2.2 – Les sources documentaires

Le retrait glaciaire à l'échelle de l'ensemble de la Vallouise est difficile à évaluer du fait des lacunes documentaires. Grâce à l'impulsion du Prince R. BONAPARTE, les glaciers Blanc, Noir et du Sélé ont bénéficié, dès la fin du XIX^{ème} S, d'une surveillance assez régulière par les services des Eaux et Forêts, le CEMAGREF et les nombreux chercheurs qui les ont visités parmi lesquels C. JACOB, G. FLUSIN, W. KILIAN, P. MOUGIN, P. VEYRET, R. VIVIAN, L. REYNAUD... Les résultats de ces travaux ont été synthétisés dans les fiches des glaciers français (VIVIAN R., 1967, 1971b, 1972). Malheureusement, seul le Glacier Blanc fait encore l'objet d'une surveillance régulière. Le suivi des petits glaciers est beaucoup plus problématique car ils n'ont pas bénéficié d'une telle surveillance. Les descriptions détaillées, illustrées de nombreuses photographies, de C. FRANCOU (1971) et R. VIVIAN (1975) permettent cependant d'observer l'état de la plupart des glaciers de cirque il y a une trentaine d'années.

Les cartes anciennes ont été utilisées pour évaluer les étapes du retrait des plus grands glaciers. Nous sommes réservés sur cette démarche à cause de l'imprécision et parfois de l'inexactitude de ces documents pour les zones englacées (par exemple le dôme des Ecrins n'apparaît pas sur la carte de 1879).

Les cartes topographiques au 25000^{ème} ont été révisées pour la dernière fois par photogrammétrie dans les années 70 et 80 mais les témoignages, l'observation du terrain et de photographies anciennes montrent que leur fiabilité est médiocre pour les zones englacées. Ce sentiment est renforcé par le manque de lisibilité des photographies aériennes qui ont servi à la mise à jour des cartes et par la délimitation des zones englacées qui est identique à celle de la carte au 20000^{ème} de 1928! Faute d'autre documentation, nous les avons quand même utilisées comme base pour l'étude de l'englacement avant la révision exécutée par nos soins.

2.2.2.3 – Un recul généralisé

Au-delà de toutes les réserves précédemment énoncées, la comparaison entre les données cartographiques et les observations de terrain est sans ambiguïté : le retrait glaciaire est important et généralisé. 42% des glaciers ont aujourd'hui la même superficie que sur la carte topographique, cela ne signifie pas qu'ils sont stables car beaucoup d'entre eux ont progressé dans les années 70 puis reculé ces dernières années. Tous les autres ont

subi un recul plus ou moins prononcé et certains ont même totalement disparu. La superficie englacée a perdu 235 hectares soit 8% du total.

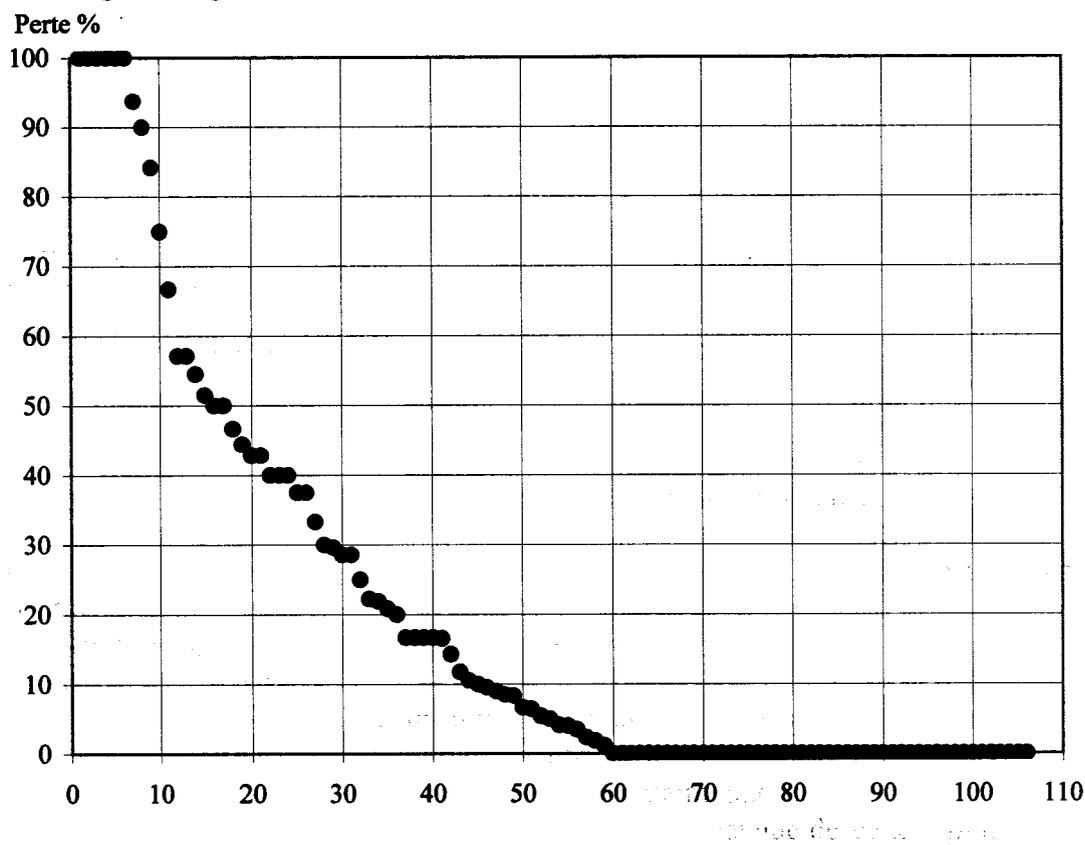


Figure 59 : Le retrait glaciaire en Vallouise. Distribution des glaciers en fonction de la perte de superficie. Les pertes de superficie sont calculées en pourcentage à partir des cartes topographiques au 25000^{ème} et de l'observation du terrain entre 1990 et 1994.

Si on peut affirmer que la fonte est d'autant plus forte que le glacier est petit, ce qui relève d'une logique purement géométrique, aucune relation simple n'existe entre l'importance de la fonte glaciaire, le type de glacier, l'altitude et l'exposition. La "loi de FOREL" (1890), selon laquelle les glaciers d'un même groupe géographique ont tendance à présenter les mêmes variations, et qui est considérée comme "caricaturale" par R. VIVIAN (1978) montre bien ici toutes ses limites.

En réalité l'encaissement des vallées glaciaires et les ruptures de pente sont beaucoup plus déterminants que les autres facteurs car ils conditionnent la vitesse de déplacement de la glace.

Pour les glaciers de vallée ou de vallons, ce sont ceux "dont le front évolue sur une marge plane, et tout particulièrement ceux qui arrivent avec une forte vitesse qui ont la plus grande mobilité. Au contraire, les glaciers suspendus...enregistrent presque toujours un recul rapide qui limite les fluctuations du front, lors du franchissement de l'abrupt, avant de se bloquer en haut de la rupture de pente " (VIVIAN R., 1997). Ces observations s'appliquent bien au Glacier Blanc et au Glacier du Sélé qui ont remonté rapidement au sommet des verrous au début du XX^{ème} siècle. Cependant, le recul actuel est si prononcé que le "blocage" au sommet de l'abrupt a été de courte durée puisque les langues ont déjà reculé de plus d'une centaine de mètres sur les replats (1,5 km pour le glacier du Sélé).

Les glaciers de vallon ont un comportement comparable, et ils reculent le plus souvent rapidement du fait de leur forte pente. Cependant, leur encaissement, et leur exposition d'ubac réduit souvent l'influence du climat sur la fonte.



Figure 60 : Les glaciers de la Vallouise et leur évolution récente. Les pertes de superficie sont calculées à partir des cartes topographiques au 25000^{ème} et de l'observation du terrain entre 1990 et 1994. Les glaciers ne semblent pas avoir été pris en compte lors de la révision des cartes topographiques (1975-1985) puisque leurs contours sont restés inchangés par rapport à la carte au 20000^{ème} de 1928.

Les glaciers de cirque et de versant sont peu mobiles et souvent en pente relativement régulière. Leur retrait ne se fait pas par recul du front mais plutôt par amincissement de la glace puis par division en petites unités si bien qu'ils n'abandonnent pas de moraines. Leur fonte est très lente, ou plutôt peu visible, au début du processus puis très rapide ensuite ; ainsi le Glacier de l'Ailefroide dont la superficie semble inchangée entre 1928 (carte au 20000^{ème}) et 1970 (descriptions de C. FRANCOU) et qui est aujourd'hui divisé en six ensembles dont trois sont en voie de disparition.

Les petits glaciers sont pratiquement immobiles et leur maintien est uniquement lié à l'exposition du site. Ceux qui étaient situés en fond de vallon ou de cirque ont été les premières victimes de la fonte récente et ont presque tous disparu. Par contre, ceux qui sont associés à des anfractuosités, sont presque tous intacts.

2.3 – LE RETRAIT DU GLACIER BLANC ET DU GLACIER NOIR

Le site du Pré de Madame Carle est l'un des plus célèbres des Alpes du Sud et il est très souvent cité en référence dans les ouvrages les plus divers. Paradoxalement, il n'a pourtant fait l'objet d'aucune cartographie précise et globale à l'échelle de l'ensemble du site. La seule description très précise, accompagnée de croquis est celle de C. FRANCOU (1971)

2.3.1 – Le Glacier Blanc et le Glacier Noir

2.3.1.1 - Le Glacier Noir

Grâce à un vaste bassin-versant encadré par le Mont Pelvoux, l'Ailefroide et la Barre des Ecrins, le Glacier Noir est, avec 532 hectares de superficie et 5,5km de longueur, le plus vaste de la Vallouise. La langue terminale, qui s'écoule vers l'est sur 1,5 km, dans une vallée très bien calibrée, est issue de la confluence de deux langues glaciaires séparées par la crête du Pic Coolidge. La plus importante, communément appelée partie haute, qui arrive du Col de la Temple au sud-ouest s'étire sur un peu moins de 4km pour une largeur de 700m au maximum. Elle bénéficie d'une bonne alimentation en rive droite où de grands cônes de glace résultent des avalanches qui proviennent des versants du Mont Pelvoux et de l'Ailefroide. La partie basse, qui est beaucoup plus courte (1km) et étroite (500m) arrive du Col des avalanches à l'ouest. Elle est plus encaissée si bien que la confluence est marquée par un gradin d'une centaine de mètres de hauteur.

L'altitude moyenne du Glacier Noir est de 2700m (alors que la ligne d'équilibre est à 2800m) et sa langue descend jusqu'à 2180m ce qui en fait le plus bas des grands glaciers des Alpes du Sud. Le Glacier Noir doit cette particularité à son encaissement exceptionnel (1800m au niveau de la confluence) et à l'épaisse couverture morainique (presque continue au-dessous de 2650m). Abrisé du rayonnement solaire; le Glacier Noir fond seulement entre juin et septembre si bien qu'il est le grand glacier des Alpes qui a le moins reculé depuis le début du siècle (VIVIAN R., 1971).

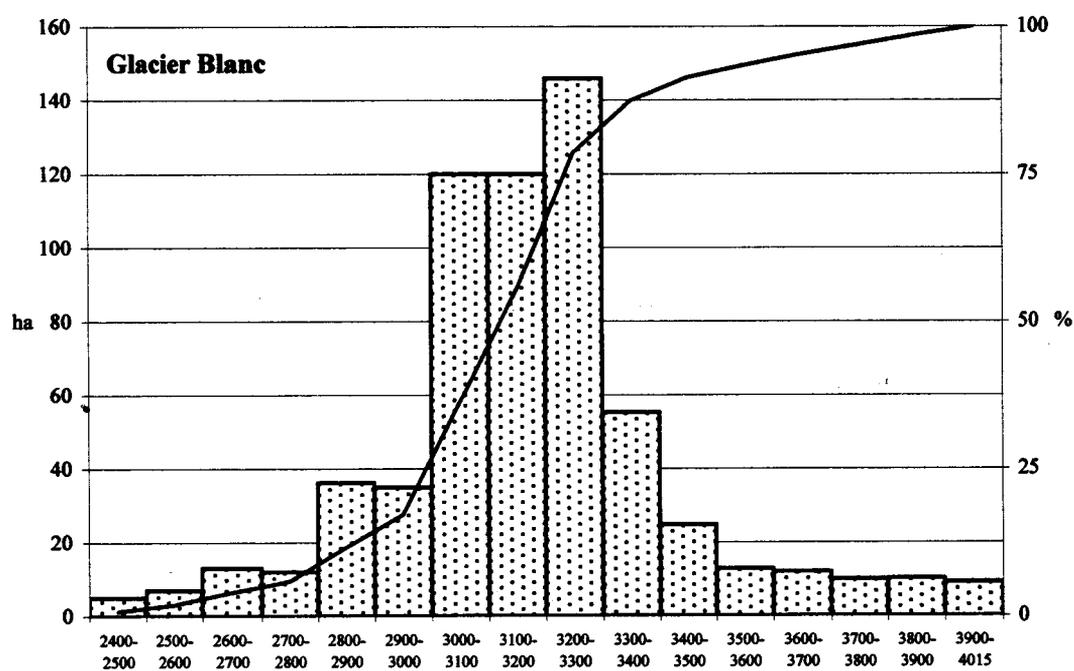
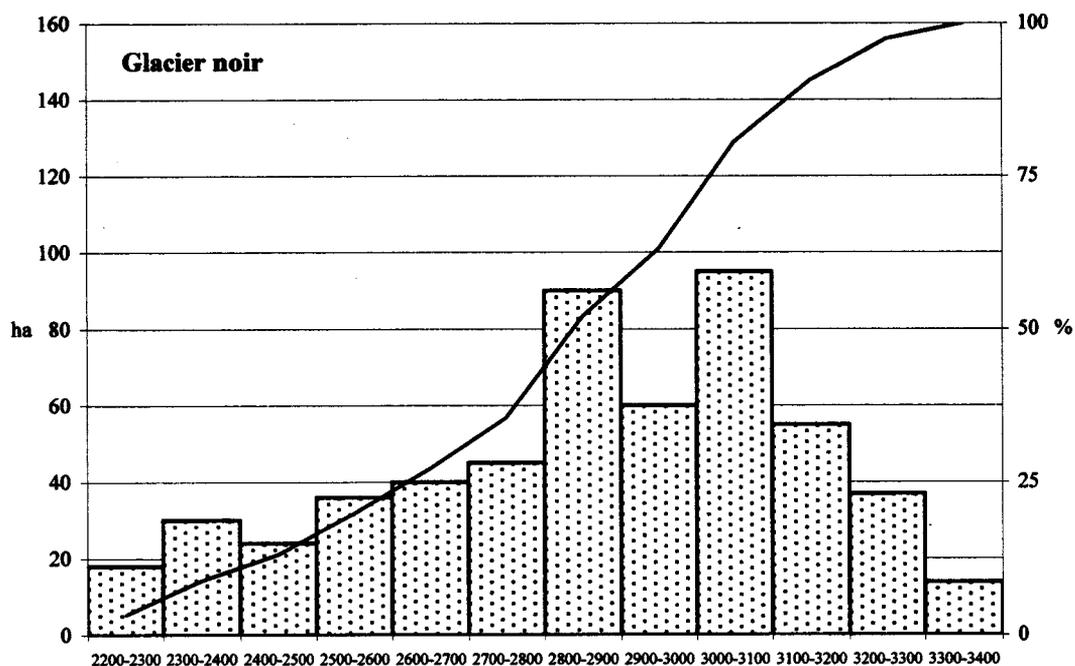


Figure 61 : Distribution des surfaces du Glacier Blanc et du Glacier Noir selon l'altitude. On observe le grand écart des altitudes qui explique la différence de couverture morainique et de mobilité.

La dissymétrie du glacier est très nette dans sa partie aval. La glace est plaquée à la base de la paroi d'ubac alors que le glacier est nettement séparé du versant septentrional par les moraines latérales. La topographie de la surface est marquée par d'importants mouvements verticaux si bien qu'il est impossible de retrouver aujourd'hui l'organisation de la couverture en grandes moraines médianes qui était décrite par JACOB et FLUSIN en 1904. De même, le front glaciaire a une morphologie variable tantôt fortement escarpé avec un portail (descriptions de C. FRANCOU en 1970) tantôt biseauté comme ces dernières années. Le torrent émissaire se déplace régulièrement de la droite à gauche ce qui rend caduque l'argumentation de JACOB Ch. et FLUSIN G. (1905) sur une origine tectonique de la dissymétrie de la vallée.

2.3.1.2 - Le Glacier Blanc

Avec une superficie de 517ha, le Glacier Blanc a une superficie très proche de celle du Glacier Noir. Au-delà de sa couleur, sa morphologie est totalement différente de celle du Glacier Noir. Long de 3,5km et large d'1km, il a une forme beaucoup plus massive que son voisin. Canalisé entre la crête du Glacier Blanc au nord et celle de la Barre des Ecrins au sud, il s'étire d'ouest en est avant de bifurquer vers le sud guidé par un réseau de grandes failles.

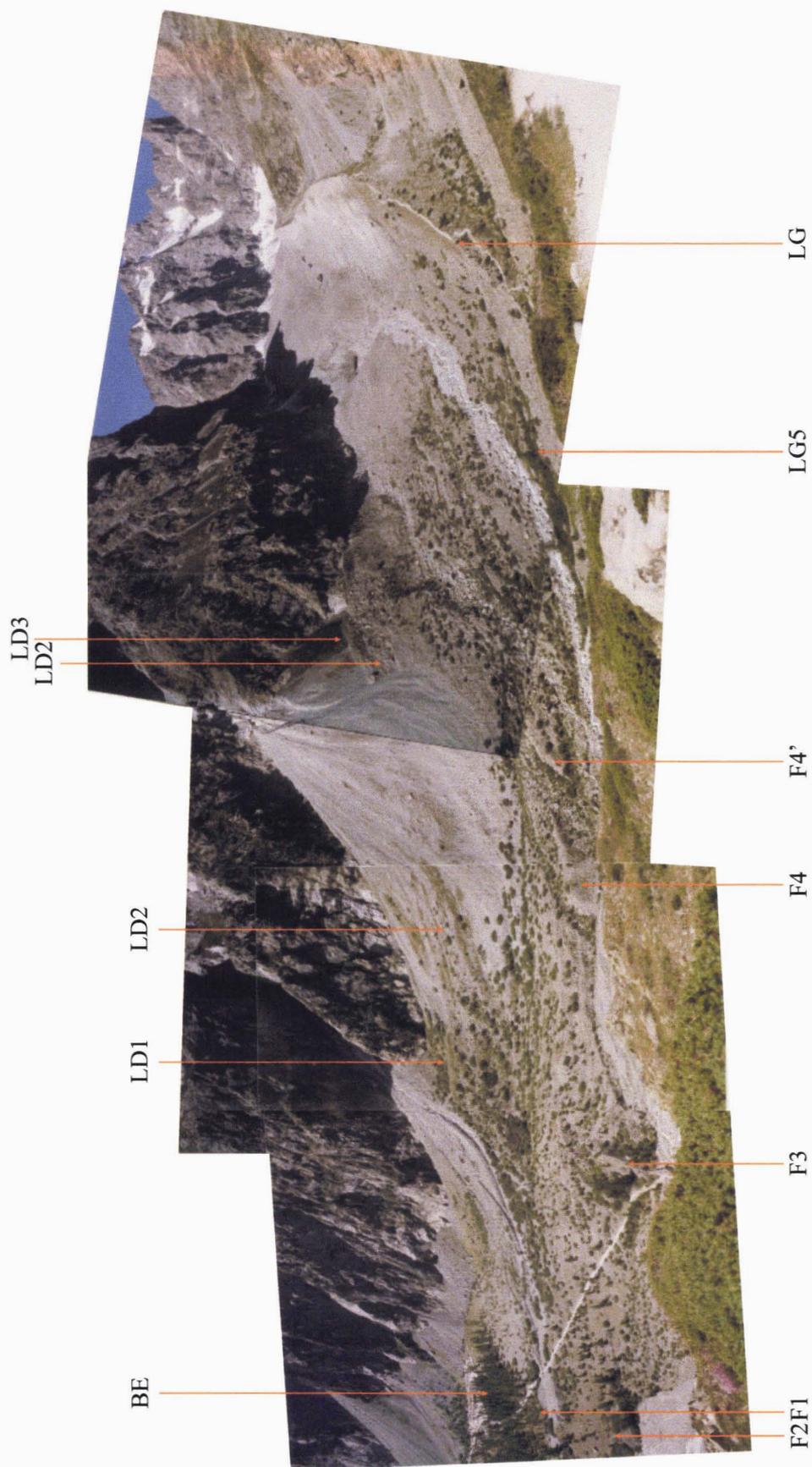
Il doit sa blancheur à son altitude élevée de 3000m en moyenne ; il culmine à 4015m au Dôme des Ecrins et sa langue descend jusqu'à 2300m. En aval du dôme, le glacier descend en forte pente jusqu'aux Clochetons puis la surface du glacier forme un vaste glacis (le "plateau") incliné de 10% entre 3000 et 3300m qui lui permet d'être le plus accessible des "4000". A ce niveau la glace atteint une épaisseur de 200 à 300m (LETREGUILLY A. et REYNAUD L., 1989). En aval, la langue descend rapidement vers le sud par une zone de séracs où la glace est beaucoup moins épaisse (30 à 70m) jusqu'au front du glacier. Le front glaciaire est fortement biseauté aujourd'hui mais il y a une trentaine d'années il formait un escarpement où l'on distinguait un imposant portail.

2.3.2 – Le Pré de Madame Carle

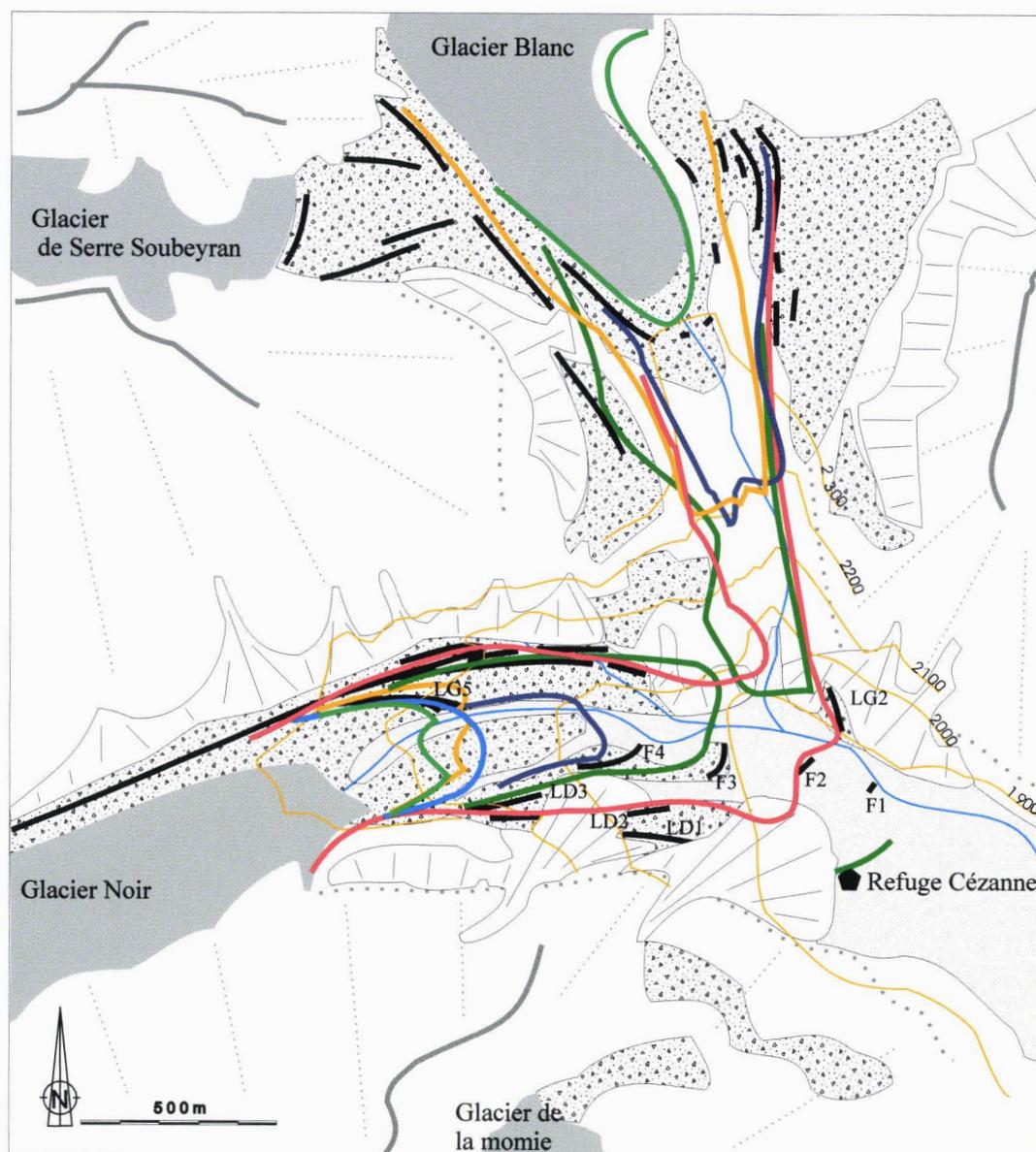
2.3.2.1 – Les formes glaciaires du Pré de Madame Carle

Le Pré de Madame Carle est un vaste ombilic glaciaire de 1,5km de long et 700m de largeur qui se referme à l'aval par le verrou de Fontfroide. Cet ombilic est entièrement remblayé aujourd'hui et sa pente est très faible (4,5%). Sa partie aval est constituée d'un vaste sandür dont une partie est encore mobile alors que dans sa partie amont on trouve un enchevêtrement complexe de moraines, d'épandages fluvio-glaciaires et de cônes torrentiels ou d'éboulis.

En aval, l'ombilic est barré par une forme communément appelée "moraine de Fontfroide" ; en réalité il s'agit d'une vaste accumulation liée à un écroulement rocheux sous laquelle se trouvent des dépôts glaciaires apportés par le Glacier Noir. Un petit cordon encore apparent évoque une moraine frontale mais sa géométrie précise est mal établie. Dans la mesure où la région était totalement déglacée avant le P.A.G. on peut admettre que l'on a là le témoin de l'avancée du Dryas récent. Les formes situées plus en aval ont été fortement remaniées par les écoulements si bien qu'il n'est pas possible d'interpréter la géométrie des trois cordons latéraux.



Photographie 9: Panorama de la zone frontale du Glacier Noir. Les moraines ont été numérotées d'aval en amont. F : moraine frontale, LD : moraine latérale de rive droite, LG : moraine latérale de rive gauche, B.E. : blocs erratiques.



- | | | | |
|--|--|--|---------------------------|
| | Ligne de crête | | Limite des glaciers |
| | Epaulement | | Carte d'Etat Major 1815 |
| | Versant rocheux | | Carte d'Etat Major 1853 |
| | Cônes torrentiels et éboulis | | Service Vicinal 1880 |
| | Torrent | | Carte d'Etat Major 1896 |
| | Epandages fluvio-glaciaires | | Jacob et Flusin 1904 |
| | Matériaux glaciaires et pro-glaciaires | | Service forestier 1921 |
| | Moraine | | Ch. Francou 1970 (dessin) |
| | Bloc erratique | | Glacier actuel |
| | Courbe de niveau | | |

Figure 62 : Formes glaciaires et étapes du recul estimée à partir de sources cartographiques et iconographiques.

C'est en amont du Refuge Cézanne qu'on observe les premières formes glaciaires récentes :

- Immédiatement en amont du refuge Cézanne, on trouve plusieurs gros blocs erratiques qui émergent des dépôts torrentiels qui ont recouvert leurs bases.

- En direction du Glacier Noir, on peut observer quatre arcs frontaux fortement érodés par les écoulements post-glaciaires. Il est difficile de les relier avec certitude aux moraines latérales de la rive droite qui sont en partie recouvertes par les éboulis. En rive gauche la grande moraine du Glacier Noir se divise en plusieurs cordons disposés en éventail.

- En direction du Glacier Blanc, en dehors d'une petite moraine au bas du versant plaquée en rive gauche du torrent, il faut remonter le verrou jusqu'à 2200m pour trouver des moraines. En rive droite, on observe deux moraines latérales, une fortement végétalisée, l'autre très "fraîche" puis l'unique moraine frontale. En rive gauche, sept moraines latérales sont disposées parallèlement à la langue glaciaire actuelle.

2.3.2.2 – Les étapes du retrait glaciaire

Les documents d'archives ont permis de connaître le recul du Glacier Blanc et du Glacier Noir.

La plus ancienne trace écrite relatant une fluctuation glaciaire date du XVI^{ème} S. Elle est rapportée par A. ALBERT (1887) dont les propos ont été largement déformés par la suite c'est pourquoi nous y revenons ici. Le Chevalier Geoffroy Carle, Président du Parlement de Grenoble, a acheté le Pré de Madame Carle entre 1500 et 1516, c'est sa bru "Dame Carle" qui en héritera. "C'était alors une vaste prairie avec de beaux herbages avec une bordure pittoresque de mélèzes, de bouleaux nains..." (ALBERT A., 1887). A une date non précisée, "le Glacier Noir a souillé et déshonoré le Pré de Madame Carle". Rien ne permet d'affirmer l'origine précise de cette "souillure" qui peut aussi bien être une poussée du glacier qu'un engravement par des épandages pro-glaciaires. De plus, l'étendue du fameux pré est inconnue et il est peu probable que la totalité de la surface de l'ombilic ait été affectée. Cet événement témoigne donc peut-être d'une avancée glaciaire mais toute interprétation relative à son importance doit être exclue.

La première carte représentant le Pré de Madame Carle, qui a été établie en 1815, montre que les deux glaciers confluaient et que le front était juste en amont de l'actuel refuge Cézanne. Les cartes suivantes, de 1853, 1880 et 1896, montrent un recul rapide des deux glaciers qui se sont séparés en 1876 (REYNAUD L., 1984).

Le recul du XX^{ème} siècle est mieux connu grâce aux mesures de JACOB Ch. et FLUSIN G. (1905) puis des services des Eaux et Forêts et des glaciologues.

Le recul du Glacier Blanc a été rapide du fait de la forte pente de sa langue, il atteint 1200m horizontalement et 400m de hauteur par rapport à 1858. Ce retrait a été rythmé par des phases de décrue très rapides entrecoupées de phases de progression vers 1890-1900, 1920 et à la fin des années 70 ce qui correspond bien aux années froides et neigeuses de 1880-1890, 1910-1930 et 1975-1982. La vitesse de déplacement de la glace est mesurée depuis les années vingt. Durant les années 20, elle atteignait 60m/an au niveau du refuge Tucket, avec un record de 85m en 1928, elle a fortement régressé à partir de 1935 pour tomber à moins de 30m/an au début des années 50 et remonter ensuite à plus de 60m par/an dans les années 70.

Le Glacier Noir a reculé d'une distance comparable mais il n'est remonté que de 200m en altitude. Son recul a été moins saccadé puisqu'après un recul rapide à la fin du siècle dernier, il a pratiquement stagné pendant près de 50 ans avant de reculer à nouveau à

partir des années 50. Ce comportement est typique des glaciers noirs qui, grâce à leur couverture isolante, répondent mal aux fluctuations climatiques. Le temps de réponse aux événements climatiques est très long, par exemple le recul de l'après-guerre ne se fait que dans les années 50, si bien que le Glacier Noir ne réagit qu'au "trend" et recule en permanence.. La vitesse de déplacement de la glace n'a cessé de régresser, alors qu'elle était de 35m/an en 1928, elle est pratiquement nulle aujourd'hui. La partie inférieure de la langue doit donc être considérée comme de la glace morte.

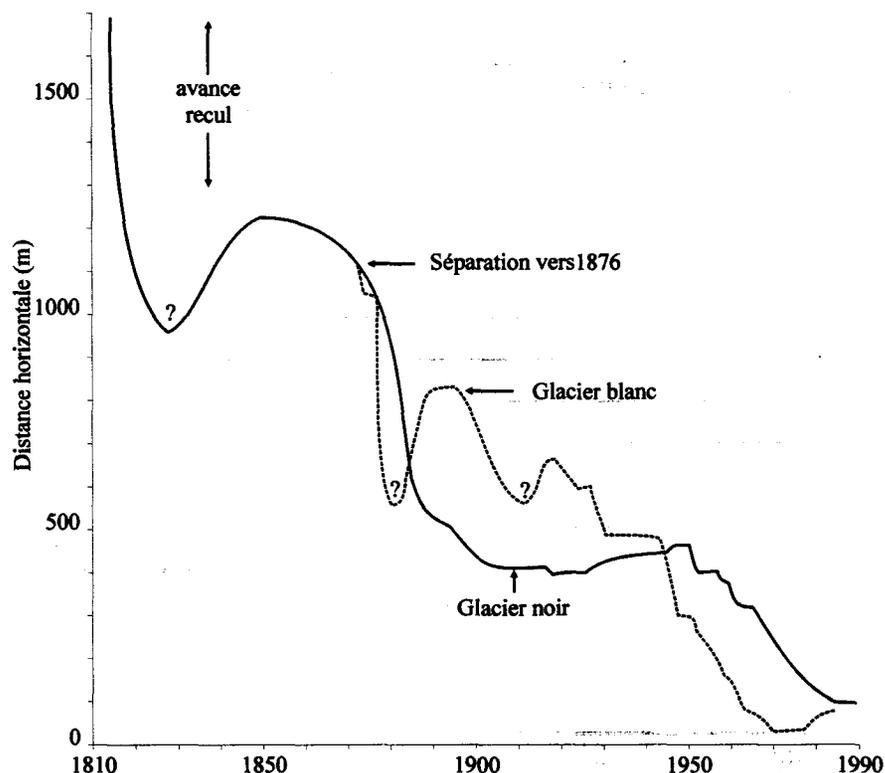


Figure 63 : Variation de la longueur des Glaciers Blanc et Noir. (D'après REYNAUD L., 1984, modifié)

2.3.2.3 – La datation des moraines

La connaissance du recul des glaciers permet de dater les formes glaciaires construites à condition que celles-ci n'aient pas été remaniées.

- La position du glacier en 1815 n'est pas marquée par une forme construite mais seulement par les gros blocs erratiques. Il ne s'agit pas forcément de la position extrême du glacier car à l'aval, toute la surface est occupée par les formations torrentielles.

- La première moraine frontale (F1) est réduite à un petit monticule isolé entouré de toutes parts par les dépôts torrentiels. Il n'est pas possible de la rattacher à un stade connu.

- La seconde moraine est exactement située au niveau du front glaciaire sur la carte d'Etat-major de 1853 tout comme les moraines latérales LD2 et LG2. Il semble donc que le glacier ait marqué une étape au milieu du siècle dernier car les moraines latérales sont assez imposantes pour ne pas avoir été totalement recouvertes par les éboulis.

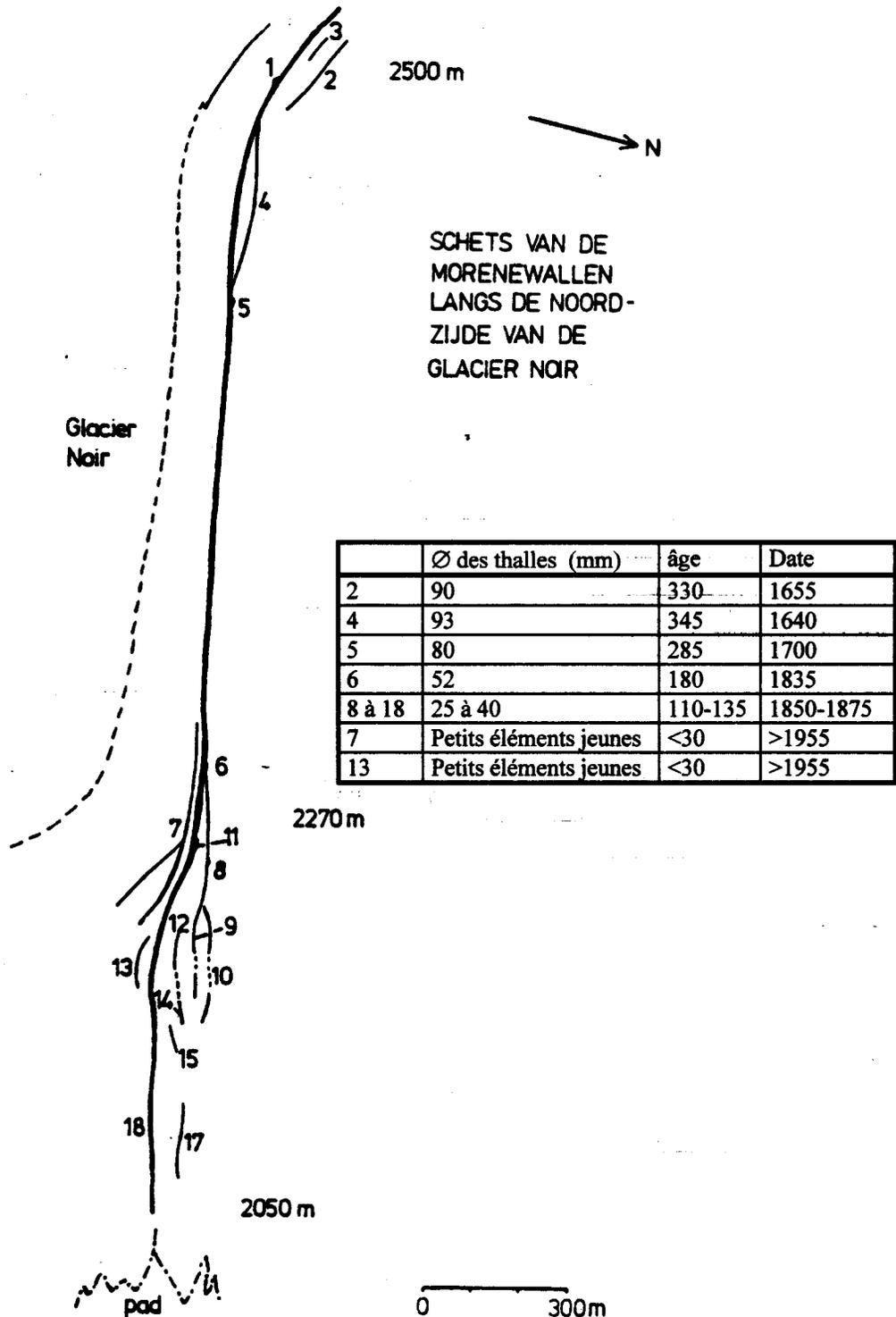


Figure 64 : Datation par lichenométrie des différentes parties de la grande moraine latérale du Glacier Noir (D'après MILTENBURG, J., 1986). Les formes 8 à 17 sont peut-être des formes plus anciennes remaniées.

- La moraine frontale F3 est nettement marquée dans le paysage. Elle est située légèrement en aval du front glaciaire cartographié par le service vicinal en 1880, tout comme la moraine latérale LD3 et les cordons qui apparaissent aujourd'hui en arrière de la grande moraine de rive gauche. La datation de ces cordons par lichenométrie (MILTENBURG J., 1986) confirme que ces cordons se sont formés entre 1850 et 1875. L'édification de ces moraines suppose que la langue du Glacier Noir avait encore une épaisseur d'au moins 60m et elle aurait connu un stade de progression dans la seconde moitié du XIX^{ème} S. Il est difficile d'admettre une récurrence après la séparation des deux langues quand on sait que le recul entre 1880 et 1904 a été de plus de 600m. Ces moraines ont donc sans doute été édifiées avant la séparation lors d'une petite avancée qui n'a d'ailleurs pas forcément affecté les deux glaciers.

- La moraine F4, qui est double, est également bien inscrite dans le paysage. Elle est située entre le niveau des langues en 1880 et 1896 ce qui permet difficilement de la rattacher à un stade glaciaire.

- En amont, deux petites digitations de la grande moraine du Glacier Noir marquent le niveau de la longue stagnation du glacier pendant une grande première moitié du XX^{ème} S.

- Les moraines latérales de rive gauche sont liées à la fonte du flanc gauche de la langue glaciaire depuis 1945.

- Dans la vallée du Glacier Blanc, la seule moraine frontale est celle de la crue de 1980 située maintenant à plus d'une centaine de mètres du front actuel et qui se prolonge par des cordons latéraux des deux côtés de la langue.

- Les moraines latérales de la rive droite semblent correspondre aux langues de 1815 et 1904 mais la seconde a sans doute été remaniée par la suite. En rive gauche, un dispositif de sept cordons latéraux étagés témoigne de la fonte accélérée de la partie gauche de la langue mais aussi d'une orientation du relief en liaison avec un réseau de failles qui interdit d'en faire une interprétation chronologique.

L'observation simultanée des formes de relief et des archives glaciologiques permet de reconstituer l'histoire du paysage. Elle pose par ailleurs la question des relations précises entre les fluctuations glaciaires et les formes. Sur le site du Glacier Noir on aura noté que deux moraines frontales bien nettes (F3 et F4) ont été édifiées lors d'une phase de retrait accéléré alors que la longue stagnation du début du siècle n'est marquée par aucune forme imposante. Cela doit nous inciter à la plus grande prudence dans l'interprétation des formes engendrées par les glaciers noirs.

CONCLUSION DU CHAPITRE 6

Les glaciers de la Vallouise ont laissé de nombreuses traces lors de leur retrait. L'analyse des formes de relief glaciaire confirment les grands traits de la chronologie de la déglaciation des Alpes du Sud à savoir un retrait rapide au Tardiglaciaire interrompu par la récurrence majeure du Dryas récent, puis une relative stabilité Holocène avant l'épisode du Petit Age de Glace. Mais elle pose la question de l'existence d'une récurrence tardive au début du Tardiglaciaire correspondant au stade de la Casse et de l'interprétation du nombre des moraines abandonnées lors des phases de retraits.

CHAPITRE 7 – PROCESSUS ET FORMES PERIGLACIAIRES

"on se sent prisonnier d'un monde de parois, d'éboulis, de cascades, à la fois grandiose et menaçant."

Avocat, 1979

Les processus périglaciaires sont efficaces dans tous les milieux de haute montagne mais c'est à "l'étage périglaciaire" que leur action "tyrannique" s'exprime pleinement dans toutes les formes de relief. En Vallouise, c'est entre 2400m et 2900m que l'action du gel est optimale mais des nombreuses formes périglaciaires actives existent en dehors de cette tranche d'altitude.

Bien qu'ils ne soient pas spécifiques du domaine périglaciaire, les éboulis sont les témoins les plus répandus de l'action du gel sur les roches. Ils sont l'expression d'une transition entre la dynamique glaciaire et la stabilisation des versants par la végétation. Il ne s'agit donc pas de formes banales, comme on le pense souvent, mais de formes en évolution constante sous l'effet du temps et des caprices du climat.

Les glaciers rocheux et les protalus-remparts sont beaucoup plus représentatifs du domaine périglaciaire car ils se développent uniquement à proximité immédiate des zones englacées ou du pergélisol. Les exemples observés en Vallouise permettent de saisir en partie les modalités de la transition entre la dynamique glaciaire et la dynamique périglaciaire.

1 - LE GEL ET LA GELIVATION

La gélifraction est le processus de débitage des roches le plus actif aujourd'hui dans les régions de montagne. Son efficacité est dépendante de nombreux facteurs géographiques parmi lesquels le type de gel qui en est à l'origine mais aussi la nature des roches et la morphologie locale.

Dans les formations meubles, le gel poursuit son œuvre de gélifraction mais devient surtout un agent de transport des matériaux. Il engendre alors des formes variées dont la répartition géographique révèle son intensité.

1.1 – LE GEL DANS LES ROCHES

Les températures à l'intérieur des parois rocheuses sont aujourd'hui mieux connues grâce aux stations de mesures qui ont été installées dans plusieurs sites des Alpes du Sud. Nous ne rappellerons que les principaux résultats qui ont été largement commentés par ailleurs.

La crête de Vars a été équipée par l'équipe du Centre de géomorphologie de Caen en 1981. C'est une corniche de calcaires dolomitiques fortement fissurés exposée OSO à 2450m d'altitude, c'est à dire à proximité de l'isotherme 0°C annuel. La gélifraction y est

moyennement active puisque le talus d'éboulis situé en aval est en voie de stabilisation. (COUTARD J-P, 1985).

B. FRANCOU a équipé, en 1984, le Roc Noir de Combeynot dans la combe de Laurichard. La paroi, constituée de granites à gros grains très fissurés, est exposée en ubac (NO) et bénéficie d'un ensoleillement très médiocre. L'appareillage a été placé à 3000m ce qui correspond à l'isotherme -3°C annuels. Cette paroi est réputée pour son recul particulièrement rapide, estimé à 2mm/an (FRANCOU B., 1983).

| MOIS | AIR | SURFACE | -6cm | -12cm | -24cm | -48cm |
|-----------------|-----|---------|------|-------|-------|-------------|
| Septembre | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Octobre | 9 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Novembre | 20 | 7 | 3 | 3 | 3 | 1 |
| Décembre | 14 | 18 | 15 | 15 | 11 | 5 |
| Janvier | 8 | 21 | 14 | 9 | 6 | Gel continu |
| Février | 7 | 23 | 15 | 11 | 5 | Gel continu |
| Mars (1 au 9) | 4 | 6 | 6 | 4 | 3 | Gel continu |
| Avril (5 au 30) | 17 | 12 | 10 | 9 | 7 | 2 |
| Mai | 25 | 22 | 18 | 18 | 13 | 6 |
| Juin (1 au 10) | 8 | 5 | 4 | 4 | 1 | 0 |
| TOTAL | 115 | 118 | 85 | 73 | 49 | 14 |

Tableau 15 : Répartition des cycles gel-dégel aux six sondes à la crête de Vars (2450m) d'après COUTARD J-P (1985)

| MOIS | AIR | SURFACE | -6cm | -12cm | -24cm | -48cm |
|-----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|----------------------------|-----------------------------|
| Septembre | 7 | 3 | 3 | 3 | 1 | 0 |
| Octobre | 7 | 5 | 5 | 5 | 7 | 2 et gel continu |
| Novembre | 8 | 1 | 2 | 2 | 2 | Gel continu |
| Décembre | 8 | Gel continu | Gel continu | Gel continu | Gel continu | Gel continu |
| Janvier | 1 | 1 | Gel continu | Gel continu | Gel continu | Gel continu |
| Février | Gel continu | 1 | Gel continu | Gel continu | Gel continu | Gel continu |
| Mars (1 au 9) | 3 | 6 | Gel continu | Gel continu | Gel continu | Gel continu |
| Avril (5 au 30) | 2 | 2 | Gel continu | Gel continu | Gel continu | Gel continu |
| Mai (1) | 9 (+) | 9 (+) | 14 (+) | 14 (+) | Gel continu =>6-05 9 | Gel continu =>16-05 9 |
| Juin (1 au 10) | 11 | 10 | 9 | 8 | 6 | 6 |
| Juillet | 7 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| ...9 Août | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| TOTAL | 57 | 43 | 33 | 29 (?) | 25 | 17 |

Tableau 16 : Répartition des cycles gel-dégel au Roc Noir de Combeynot (3000m) d'après B. FRANCOU (1988).1) Pas de données pour la première décade de mai.

Bien que les deux stations soient respectivement à la base et au sommet de l'étage périglaciaire et que les mesures aient été réalisées à des dates différentes, les résultats sont suffisamment différenciés pour permettre un certain nombre de conclusions.

Sur l'adret de la crête de Vars, le nombre de cycles gel-dégel est très élevé et dépend plus du rayonnement solaire que des températures de l'air. L'amplitude thermique diurne est d'ailleurs plus forte sur les parois (jusqu'à 37°C) que dans l'atmosphère car la surface de la roche absorbe directement le rayonnement mais diffuse rapidement les calories durant la nuit. En surface et jusqu'à 12cm de profondeur, les alternances gel-dégel peuvent se produire presque toute l'année mais sont surtout fréquentes en hiver et au printemps. Au delà, elles deviennent plus rares car le gel profond est plus durable (et même continu pendant trois mois à 48cm.).

Au Roc Noir, le nombre d'alternances gel-dégel est relativement faible et diminue régulièrement en profondeur passant de 43 à la surface de la roche à 17 seulement à 48cm de profondeur (ce qui est quand même supérieur au chiffre de la crête de Vars). Du fait de l'exposition d'ubac, les alternances gel-dégel à la surface de la roche sont essentiellement liées à la température de l'air. Dans l'atmosphère, les cycles sont concentrés en automne et au printemps, ils sont sensiblement moins nombreux en hiver car le dégel diurne devient exceptionnel. La pénétration de l'onde de gel dans la roche est assez progressive en automne, les alternances peuvent encore exister jusqu'en novembre alors que le gel devient continu dès octobre à 48cm de profondeur. De décembre à avril le dégel de la surface ne se propage pas dans la masse rocheuse qui reste gelée en permanence. Le dégel est ensuite rapide et se traduit par un grand nombre d'alternances en mai et juin où se produisent les deux tiers des cycles annuels quelle que soit la profondeur.

Les exemples des deux stations montrent clairement que l'exposition des versants, beaucoup plus que l'altitude, est le facteur essentiel de différenciation de la répartition des cycles gel-dégel. Les altitudes jouent un rôle non négligeable sur la durée du gel et son intensité mais ne modifient pas sensiblement le nombre total d'alternances. Si on situe entre 2400m et 2900m l'optimum cryoclastique dans le Briançonnais c'est plus parce qu'au-dessous, la végétation et les sols limitent la pénétration du gel en profondeur que parce que la gélifraction ne peut pas s'y manifester.

1.2 – LA GELIFRACTION

La pénétration de l'onde de gel dans les roches ne se traduit pas systématiquement par la gélifraction car celle-ci est aussi conditionnée par la présence d'eau, l'état de la roche et la qualité du gel. Deux processus différents contribuent à la gélifraction des roches :

La fracturation des roches cohérentes peut se faire par "volumetric expansion model", c'est à dire par dilatation des eaux contenues dans les pores et les fissures lors de l'engel. Ce processus nécessite un grand nombre d'alternances gel-dégel, car " c'est la multiplicité des alternances...qui provoque...le maximum de désagrégation des roches." (VIVIAN R., 1997). De grandes quantités d'eau sont également indispensables, car les pores et les fissures doivent être proches de la saturation (85% du volume au moins). Par contre, les fortes gelées durables ne lui confèrent pas une plus grande efficacité, car elles bloquent le processus, de même qu'un engel lent qui laisse aux eaux le temps de s'infiltrer sous l'effet de la pression plutôt que de les congeler sur place. Ce mode de gélifraction reste assez superficiel et ne produit que des débris de petite dimension.

Au contraire, la gélifraction par gonflement de lentilles de glace, ou "ice lensing model", ne nécessite pas d'importantes quantités d'eau ni un grand nombre d'alternances mais elle est favorisée par de fortes gelées et surtout par un engel lent qui permet le gonflement des lentilles de glace par succion des eaux encore libres. Ce processus, qui agit

plus profondément, entraîne une macrogélifraction, les blocs débités étant souvent de taille pluri-décimétrique.

Le type de gel étant différent selon l'exposition, l'efficacité de ces processus aboutit à une opposition entre les adrets et les ubacs.

1.2.1 - Rôle de l'exposition et de la pente

L'attaque de la roche par dilatation de coins de glace est favorisée sur les adrets, où les nombreuses alternances gel-dégel permettent le renouvellement du processus. La gélifraction se produit durant tout l'hiver et le printemps car les alternances sont nombreuses et les eaux provenant de la fonte des neiges et de la pluie humectent la roche en permanence sans pouvoir s'infiltrer à cause du gel en profondeur. Malgré cela, l'efficacité du processus est moindre qu'en ubac.

En ubac, les cycles gel-dégel sont beaucoup moins nombreux et se produisent surtout à la fin du printemps quand la fonte des neiges est en grande partie achevée et les précipitations plus rares. Par contre, l'intensité du gel profond favorise le gonflement des lentilles de glace en hiver. C'est donc ici, entre 2500 et 3000m que la gélifraction est la plus forte (VIVIAN R., 1975 ; FRANCOU B, 1977).

Les observations réalisées à Vars et au Combeynot s'appliquent à des parois abruptes sur lesquelles la neige ne peut s'accumuler. Sur les pentes plus modestes, la couverture neigeuse modifie considérablement l'intensité de la gélifraction. Elle isole la surface du rayonnement solaire mais, en contrepartie, humecte la roche en permanence lors de la fonte. En adret, la fonte de la neige est précoce si bien que les versants sont déjà dénudés et humectés au moment où les alternances gel-dégel sont les plus nombreuses. En ubac, au contraire, la couverture neigeuse persiste plus longtemps et protège encore la roche des alternances gel-dégel du printemps.

A pente comparable, la neige limite donc la gélifraction sur les ubacs, mais en Vallouise la dissymétrie des versants bouleverse les données. Sur les versants d'adret, les pentes modérées permettent à la neige de s'accumuler et de se maintenir durablement tout l'hiver alors qu'en ubac, les fortes pentes sont régulièrement dégagées par les avalanches si bien que la gélifraction peut y être très active.

A l'échelle locale, la situation est beaucoup plus complexe et ne peut se résumer à une simple opposition adret-ubac car la neige s'accumule sous forme de congères qui peuvent subsister une grande partie de l'année même en adret. Elles favorisent alors la gélifraction dans les creux où elles se sont formées et peuvent même aboutir à des niches de nivation. Ainsi sur les adrets de Peyre-Arguet et de la vallée du Sélé des traces nettes de gélifraction burinent les petites dépressions entre les roches moutonnées qui portent encore les polis glaciaires. Dans ce cas, l'érosion par gélifraction a tendance à accentuer les reliefs et non à les réduire.

1.2.2 – L'influence de la lithologie

L'efficacité de la gélifraction dépend de la nature des roches sur laquelle elle s'exerce. La résistance mécanique et la perméabilité sont des facteurs essentiels qui ont été mis en évidence par les études en laboratoire (C.N.R.S. de Caen). Sur le terrain, c'est la fracturation préalable qui est la plus déterminante au point qu'on préfère parfois employer le terme gélidisjonction (LETAVERNIER G., 1984).

Les granites et les roches métamorphiques sont réputées peu gélives du fait de leur imperméabilité et de leur grande résistance mécanique. De plus, elles sont le plus souvent de couleur claire si bien que leur albédo élevé limite les contrastes thermiques à leur

surface. L'excellente conservation des polis glaciaires sur ces roches prouve la médiocrité de la gélifraction. Cependant, les roches cristallines ont souvent été fissurées par d'importantes contraintes tectoniques et par la détente glaciaire si bien que les eaux peuvent s'y infiltrer et circuler en profondeur. Elles sont donc sensibles à la macrogélifraction, qui les disloque assez facilement en éléments de gros calibre en particulier sur les ubacs. Par contre, une fois dégagés, ces blocs sont très lents à éclater en particules plus petites car la microgélifraction ne les divise que très difficilement. Le rôle de la gélifraction y est perceptible dans le relief à plusieurs échelles : localement, on observe les rugosités de la roche liées au débitage des gélifractions en particulier à la limite des niches de nivation. Sur les versants des vallées la gélifraction a mis en évidence la fracturation de la roche et favorisé l'apparition d'un profil en marches d'escalier ou en pelures d'oignons qui correspond aux principales fractures. On lui attribue également le façonnement des sommets de forme pyramidale et des lignes de crêtes acérées.

Le comportement des roches sédimentaires est beaucoup plus contrasté. Les calcaires et calcaires dolomitiques de la Vallouise sont faiblement perméables et assez résistants aux contraintes mécaniques. Ils sont peu sensibles à la gélifraction et il est fréquent d'y observer des lapiez même au dessus de 2500m (Massif de Montbrison). Mais sur le front des nappes le "foirage" au niveau des binômes entraîne une intense fracturation qui les expose fortement à la gélifraction qui produit des particules de toutes tailles. Dans les quartzites, la fracturation est si intense que la roche en place est presque toujours masquée par un tapis de gélifractions mais ceux-ci restent grossiers.

Les roches en feuillets (flysch noir, calcschistes planctoniques...) sont beaucoup plus sensibles à la gélifraction car elles ont un grand pouvoir de rétention des eaux, sont peu résistantes et fortement sensibles aux variations de température du fait de leur couleur sombre. Contrairement aux précédentes, elles se débitent surtout sous l'effet de la microgélifraction si bien que les éléments libérés sont rapidement mobilisés par les agents de transport ce qui permet le renouvellement du processus. La désagrégation de ces roches est particulièrement efficace sur le front des couches et sur les crêtes où elle laisse apparaître des traces de fauchage.



Photographie 10 : Gélifraction différentielle dans les Grès du Champsaur du Vallon de Narreyroux. Les lits schisteux, qui sont ici très épais facilement débités au contraire des lits gréseux qui résistent à la gélifraction malgré une fracturation préalable en gros blocs.

1.3 – LE GEL DANS LES FORMATIONS MEUBLES

La pénétration du gel dans les formations meubles est généralement moins profonde et plus lente que dans les parois rocheuses. Les mesures effectuées au Galibier (KAISER B., 1981), à Laurichard (FRANCOU B., 1988) dans le massif du Chambeyron (PISSART A., 1972 ; COUTARD J-P. et *al.*, 1980 ; VAN VLIET LANOË, 1988a et b...) et dans les Pyrénées (SOUTADE G., 1980) montrent que les températures descendent moins fortement que dans les roches compactes et que les variations diurnes y sont faibles. Ceci est dû à la plus grande inertie thermique de ce type de matériaux mais surtout à la couverture neigeuse qui commande l'évolution des températures. A 10cm de profondeur, les températures s'abaissent de plusieurs degrés en dessous de 0°C en automne puis, une fois la couverture installée, remontent légèrement grâce au flux géothermique, tout en restant en dessous de 0°C. Les températures très basses (entre -7 et -5°C) ne sont atteintes qu'en cas de disparition de la couverture neigeuse au milieu de l'hiver (ce qui se produit parfois en Vallouise sur les versants bien exposés en dessous de 1600m). La granulométrie des formations conditionne fortement la pénétration de l'onde de gel : les formations grossières réagissent plus rapidement aux variations thermiques que les formations fines qui ont une grande inertie. La lenteur de l'engel dans les formations meubles favorise le gonflement de lentilles de glace qui reste cependant limité par la rareté des alternances gel-dégel et des très basses températures.

Le gel dans les formations superficielles est à l'origine de dilatations, de reptations et de migrations des particules qui aboutissent à des formes spécifiques. En Vallouise, il est possible d'apprécier la diversité des formes périglaciaires que sont les buttes et mottes gazonnées, les terrassettes, banquettes, et coulées de gélifluxion, les sols striés, les cuvettes de gélidéflation... mais on peut finalement s'étonner de leur relative rareté.

Dès 1954, P. GIDON avait remarqué l'absence de sols polygonaux et la grande rareté des sols striés dans le massif de Montbrison, mais sa remarque peut être étendue à toute la Vallouise. Il expliquait cette particularité par la raideur des pentes et par le surpâturage qui serait responsable de l'effacement des formes. Le premier argument peut être retenu, bien que les formes périglaciaires soient également rares sur les replats. Par contre il est difficile d'accepter le second car les expériences de destruction de ces formes ont montré qu'elle se reconstituaient rapidement (PISSART A., 1972 ; COUTARD J-P et *al.*, 1980...) et parce que les formes périglaciaires sont surtout présentes sur les versants du vallon de la Selle, du vallon de l'Eychauda et de la Blanche qui étaient, les plus intensément parcourus par les troupeaux. Dans la Vallouise sédimentaire, c'est plutôt l'épaisse couverture neigeuse, empêchant la pénétration du gel, qui est à l'origine de la rareté de ces formes puisqu'elles apparaissent systématiquement sur les pentes moyennes et les sites balayés par le vent. En Vallouise cristalline, les formations glaciaires et périglaciaires sont le plus souvent trop grossières pour permettre des dilatations différentielles et les pentes fortes sont plutôt propices à l'ébouilisation.

Les formes périglaciaires correspondent à des mouvements superficiels et n'entraînent pas une érosion importante. Elles sont presque toujours recouvertes par une pelouse continue qui retient les matériaux. Font exception les coulées de gélifluxion du haut vallon de l'Ale mais qui sont limitées à quelques coulées longues de plusieurs dizaines de mètres au maximum. Les terrassettes sont des processus plus efficaces et peuvent aboutir à la dénudation de plus vastes surfaces mais la végétation de fétuques à racines traçantes sur le front des marches suffit à contrôler le mouvement (sauf en cas de piétinement). C'est finalement la cryoreptation qui est la plus lourde de conséquences car ils labourent de grandes surfaces dont les particules peuvent être emportées par le vent et

les écoulements superficiels. Leur action suppose des mouvements préalables liés à des gonflements cryogéniques mais plus souvent à des actions anthropiques.



Photographie 11 : Un des rares cas de sols striés en Vallouise sur un till du glacier de Séguret Foran (Eychauda).

2 – TRANSIT ET ACCUMULATION DES MATERIAUX DANS LES EBOULIS

Une fois débités par le gel, les éléments migrent vers l'aval sous l'action de la gravité pour s'accumuler sous forme de cônes ou de talus d'éboulis selon qu'ils sont ou non canalisés par un couloir. Omniprésents des plus hauts versants jusqu'aux fonds de vallée, les éboulis de gravité sont les plus communs des témoins de l'activité de la gélifraction. Ils ont été précisément étudiés dans la thèse magistrale de B. FRANCOU (1988) dont nous ne ferons que rappeler les grands traits.

2.1 – LES EBOULIS DE GRAVITE

2.1.1 - Le transit des matériaux

La comptabilité des chutes de pierres sur les éboulis, réalisée par B. FRANCOU (1982), dans la combe de Laurichard, confirme la forte activité de la gélifraction sur les ubacs et montre que les chutes de pierres sont décalées par rapport à l'optimum cryoclastique.

Sur les éboulis du Roc Noir, situés en ubac, les chutes de pierres sont très réduites en hiver et ne concernent que des particules de petite dimension. A partir du mois de mai, elles deviennent rapidement de plus en plus importantes pour atteindre un maximum en été où les chutes de blocs parfois volumineux se succèdent au rythme de plusieurs par heure. A partir du mois d'août, les chutes diminuent progressivement jusqu'au mois de novembre à partir duquel elles deviennent très rares. Les éboulis de l'adret de la pyramide ne reçoivent presque jamais plus d'une pierre par heure. Les chutes sont mieux réparties dans l'année et l'optimum des apports se situe à la fin du printemps (mai-juin), un maximum secondaire se situant en automne.

Il apparaît donc que le processus de gélifraction qui disloque la roche n'est pas responsable de la mise en mouvement des particules. Celle-ci est assurée par l'écoulement des eaux libérées par le dégel et par les avalanches de printemps. Plus exceptionnellement, ce sont des averses soutenues qui déclenchent de véritables coulées de débris (debris-flow). La petite recrudescence des chutes de l'automne, qui est surtout sensible en adret, est souvent associée aux premières neiges qui ne peuvent persister sur les parois et migrent vers la base sous forme d'avalanches humides. En hiver, les chutes de particules sont beaucoup plus rares et concernent des particules isolées de petite dimension.

2.1.2 - L'accumulation dans les éboulis de gravité

Les éboulis de gravité sont principalement caractérisés par leur structure openwork et par une granulocroissance du sommet vers la base. La pente moyenne des éboulis de gravité est de 35° mais elle diminue régulièrement vers la base. B. FRANCOU (1988...) a établi un modèle de fonctionnement biphasé de l'éboulis qui le conduit à faire une distinction à la fois morphologique et fonctionnelle entre le secteur proximal et le secteur distal.

Dans la partie supérieure de l'éboulis, ou secteur proximal, la pente est supérieure à l'angle de repos (elle peut dépasser 42° à l'apex, dans les granites et les gneiss) et diminue assez rapidement vers l'aval. Les matériaux s'y accumulent, en particulier les plus petits dont la force d'inertie est insuffisante pour leur permettre de rouler plus loin, ce qui entraîne un raidissement de la pente. Il s'en suit un constant remaniement des matériaux qui migrent vers l'aval le plus souvent collectivement et assistés par des petites coulées de neige. Le secteur proximal est donc celui de l'accumulation-transit qui est le plus révélateur de l'activité de l'éboulis.

Les particules se stabilisent lorsque la pente atteint l'angle de repos qui est de l'ordre de 35°. Cette pente est atteinte au point ψ qui est le plus souvent situé à 40% de la hauteur totale du tablier. Au-dessous la pente diminue plus lentement, c'est le secteur distal qui est celui de l'accumulation pure. Il est surtout constitué de blocs volumineux dont la grande inertie a permis de rouler loin dès leur première chute avant de s'immobiliser définitivement le plus souvent parallèlement à la pente. La remobilisation des matériaux y est impossible en l'absence d'agents d'érosion non gravitaires.

La simplicité du transfert des matériaux fait des éboulis d'excellents indicateurs de l'activité de la gélifraction selon les versants.

En Vallouise, l'opposition entre les éboulis d'adret et les éboulis d'ubac est très nette au dessus de 2500m (qui correspond grossièrement à l'isotherme 0°C) où les éboulis sont plus actifs en ubac qu'en adret. On peut même en observer dans des secteurs libérés très récemment par les glaciers alors que cela ne s'observe presque jamais en adret.

Le contraste est encore plus marqué sur les versants des vallées glaciaires, qui sont les principales zones d'accumulation des éboulis. En adret, les éboulis sont apparus plus précocement à cause de la dissymétrie des langues glaciaires et d'une gélifraction plus active en période froide. Ils sont souvent bien développés mais leur zone d'alimentation est aujourd'hui trop basse si bien que les chutes de pierres sont très rares et que la végétation les stabilise. En ubac, les éboulis forment le plus souvent des tabliers continus car les fortes pentes permettent les chutes de blocs en dehors des couloirs. Ils sont beaucoup plus actifs même en dessous de 2000m, et ont tendance à recouvrir la base des éboulis d'adret. Il en résulte une réorganisation du drainage, les torrents étant repoussés vers le nord (Torrent des Bans, Torrent de Celse-Nière).

L'éboulis de gravité pure est une forme éphémère car sa croissance aboutit progressivement à la diminution de la hauteur de la corniche. L'alimentation des débris est

alors très ralentie, la pente s'amenuise progressivement et devient régulière, la forme est peu à peu colonisée par la végétation qui indique sa stabilité. En réalité, ce schéma classique se révèle trop simpliste car d'autres processus vont prendre le relais de la gravité pour transformer l'éboulis.

2.2 – REPARTITION ET DIVERSITE DES EBOULIS ASSISTES

Les éboulis de gravité pure sont exceptionnels et toujours localisés en haute altitude, ailleurs ils sont presque toujours assistés par d'autres processus. Dans les principales vallées du Pelvoux, la répartition des éboulis s'organise suivant un véritable étagement dynamique qui révèle l'évolution des éboulis.

Les avalanches sont le premier agent de remobilisation des éboulis de gravité car elles n'exigent pas une régularisation préalable de la pente, par contre, elles nécessitent un bassin d'alimentation vaste et en pente moyenne de manière à permettre à la fois l'accumulation de neige puis son glissement en masse vers l'aval. Seules les avalanches de fond apportent suffisamment de matériaux pour modifier la morphologie des cônes. Leurs dépôts forment des accumulations lobées où les débris sont éparpillés de manière anarchique (faciès hirsute) en particulier dans le secteur distal mais elles peuvent le déborder largement (JOMELLI V., 1997). Leur action peut aboutir à de véritables cônes d'avalanches mais dans la plupart des cas seule une partie du cône est touchée par ce processus. Les avalanches de poudreuse ou de plaques ne modifient pas la morphologie des cônes mais sont le principal obstacle à la colonisation végétale si bien qu'elles retardent la stabilisation des éboulis qui peuvent rester actifs à des altitudes basses au moins dans leur partie supérieure.

Les écoulements fluides ou pâteux qui remobilisent les cônes posent un problème terminologique qui a été exposé par B. FRANCOU B. et B. HETU (1989). Nous avons considéré comme "debris flow" les écoulements mal chenalisés qui produisent une incision, large de 1 à 10 mètres et longue de plusieurs dizaines de mètres, limitée par de petites levées et qui se terminent le plus souvent à mi-pente par une série de lobes imbriqués formés de blocs grossiers. Cela correspond morphologiquement aux laves d'éboulis de B. FRANCOU (1989) ou aux "small scale hillslope debris flow" de H. VAN STEIJN et *al.* (1988). La reprise des cônes d'éboulis par les debris flow est essentiellement observable en ubac sur des cônes présentant des indices d'une certaine stabilité (végétation basse) car la rupture de pente entre la corniche et le cône entrave fortement le phénomène. Les debris flow n'incisent presque jamais des cônes d'avalanches.

"La lave torrentielle correspond à un écoulement plus rapide sur des pentes plus fortes (>30°). Les coulées sont bien chenalisées jusqu'au cône qui porte sur toute sa surface la marque des laves torrentielles et dont la pente est inférieure à celle d'un cône d'éboulis" (FLAGEOLLET J.C., 1989). Ce sont des coulées plus importantes et plus fluides que les "debris flow" si bien qu'elles aboutissent toujours dans les fonds de vallée. Elles affectent les éboulis stabilisés souvent couverts d'une végétation forestière. Elles sont plus fréquentes en adret où les pentes sont plus longues et favorables à la concentration des eaux et des débris rocheux.

Dans la Vallouise carbonatée, on n'observe pas une telle succession dynamique. En dessous des éboulis de gravité, on trouve directement des éboulis stratifiés qui résultent de la combinaison complexe de coulées sèches, de coulées de solifluxion, de transports nivéo-éoliens et de flots de débris (VAN STEIJN H. et *al.*, 1995). Ils sont partout consolidés et aucune reprise de mouvement importante n'a été observée même à la suite d'interventions anthropiques.

3 - GLACIERS ROCHEUX ET EBOULIS FLUANTS

La présence de glace interstitielle dans les éboulis modifie totalement leur dynamique en provoquant leur fluage, ils peuvent alors prendre la forme de glaciers rocheux ou d'éboulis fluants selon l'épaisseur de la tranche concernée par le fluage. Ces formes donnent lieu à des interprétations controversées en ce qui concerne leur origine et leur dynamique.

3.1 - ORIGINE ET REPARTITION DES GLACIERS ROCHEUX

3.1.1 – Une origine controversée

"Les glaciers rocheux sont des accumulations détritiques en forme de lobes ou de langues, de dimensions parfois kilométriques et de pente axiale variable. Ces accumulations montrent le plus souvent des structures en bourrelets bien dessinés, longitudinaux ou transversaux, à convexité tournée vers l'aval, séparés par des sillons, des alignements de creux ou de puits. Ces appareils sont bordés latéralement par des rides qui s'allongent en prenant de l'ampleur depuis la base du talus ou de couloirs d'éboulis d'amont, jusqu'à la zone frontale de l'accumulation, soulignée par un remblai à forte pente externe" (JORDA M., 1983).

Cette définition des glaciers rocheux a l'avantage de faire l'unanimité car elle reste purement descriptive. Il en est de même pour le terme éboulis fluant (FRANCOU B., 1988), qui désigne des éboulis présentant une convexité basale liée à de la glace incorporée aux matériaux. Par contre, dès qu'il s'agit d'avancer une explication fonctionnelle des glaciers rocheux deux "écoles" s'opposent avec une plus ou moins grande véhémence. Leurs analyses et arguments peuvent de manière très simplifiée être résumés comme ceci :

Pour les premiers le glacier rocheux est une forme de décrépitude glaciaire. Lors de périodes d'assèchement du climat, la glace peut subsister grâce aux températures froides mais son déplacement est ralenti faute d'une alimentation suffisante. Elle est alors recouverte par une grande épaisseur d'éboulis qu'elle déplace à une vitesse ralentie sur la pente. La glace peut être recouverte en une seule fois par un écroulement mais plus souvent il s'agit d'une incorporation progressive de glace et de neige à la faveur des avalanches. Cette hypothèse, qui est la plus ancienne, s'appuie sur plusieurs arguments : les glaciers rocheux sont le plus souvent situés sous des écroulements ou des éboulis très actifs. Ils sont souvent situés à l'aval de glaciers blancs ou noirs et on trouve de la glace pure ("ice core") en dessous de la couverture détritique. Enfin, l'énergie nécessaire à la congélation de grandes quantités d'eau rend improbable un regel d'eau de fonte en profondeur.

Pour les autres, le glacier rocheux est une forme purement périglaciaire. Le glacier rocheux est une zone de pergélisol discontinu liée à des températures basses. Les eaux de fonte qui pénètrent dans la formation regèlent en profondeur où elles forment des lentilles de glace qui enrobent les éboulis ou les matériaux morainiques permettant à l'ensemble de fluier quand la glace atteint entre 40 et 50% du volume total. Cette analyse s'appuie sur la température de la glace massive qui est de l'ordre de -2 à -3°C, donc inférieure à celle de la glace de glacier. De plus, dans les glaciers rocheux, on trouve des niveaux détritiques incorporés dans la glace ("structure sandwich") alors que cela ne s'observe pas dans les

langues glaciaires. Enfin, l'épaisseur de la couverture du glacier rocheux atteint toujours plusieurs mètres, ce qui est sans commune mesure avec celle d'un glacier noir.

Le débat sur l'origine des glaciers rocheux n'a rien d'une querelle byzantine car de lui dépend leur interprétation morphoclimatique. Dans le cas du glacier rocheux périglaciaire, la forme correspond à une ambiance climatique très précise alors que dans le cas de la glace couverte, c'est le cadre topographique qui est déterminant car un mouvement de terrain important ou une éboulisation accélérée peut être à l'origine de la forme.

3.1.2 – Répartition et âge des glaciers rocheux

Les glaciers rocheux exigent des températures suffisamment basses pour permettre la persistance d'un pergélisol discontinu, et une relative sécheresse qui interdit l'apparition des glaciers. Ils trouvent donc leur place entre l'isotherme moyen annuel -2°C et la ligne d'équilibre glaciaire (HAEBERLI W., 1983) ce qui correspond dans notre région à la tranche d'altitude comprise entre 2700m et 2950m. Sachant que les glaciers rocheux se déplacent très lentement (de quelques cm à quelques m/an), et connaissant les fluctuations climatiques, il est tentant d'établir un lien entre l'altitude des glaciers rocheux et leur âge (Figure 65).

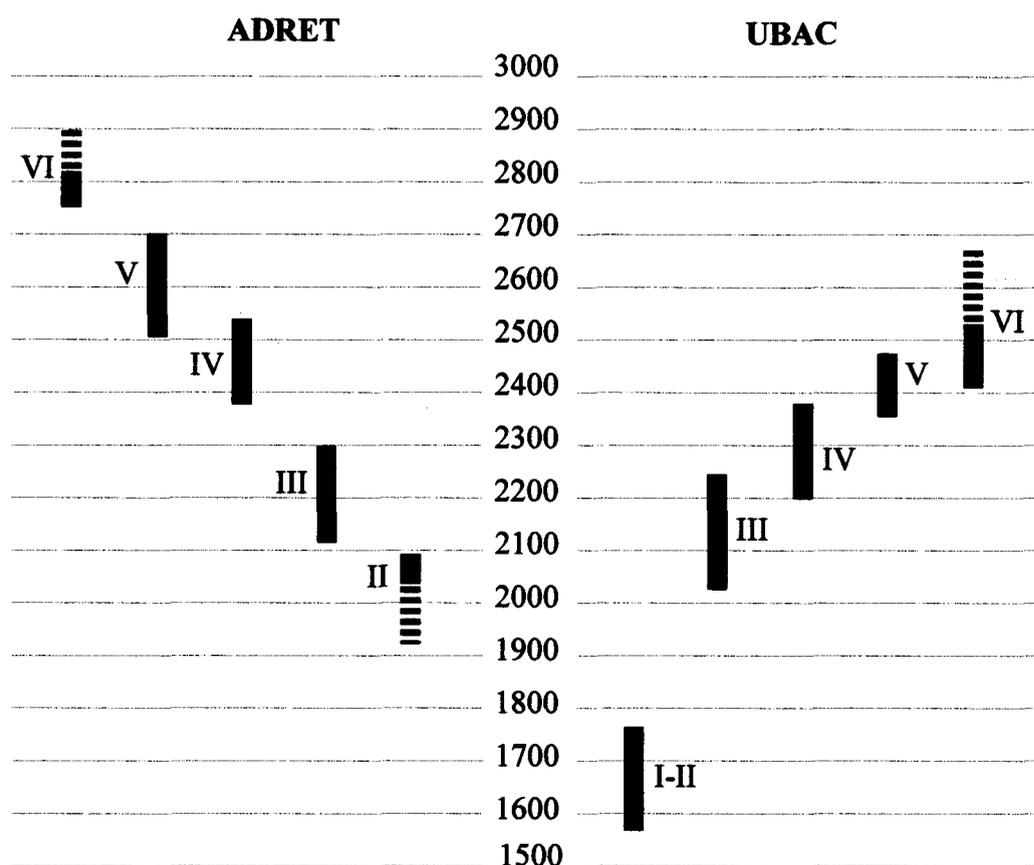


Figure 65 : Position en altitude des fronts des glaciers rocheux en Briançonnais (D'après FRANCOU.B, 1988; modifié). Ages présumés : I et II) fini-Würm ; III) Dryas Récent; IV) Holocène Ancien ; V) Subboréal/Subatlantique ; VI) Petit Age de Glace.

Les glacier rocheux sont moins dépendants du climat que les glaciers blancs qui exigent à la fois des températures peu élevées et des précipitations neigeuses. De ce fait,

les stades d'apparition des glaciers rocheux sont plus nombreux que les stades glaciaires. Si la plupart des glaciers rocheux sont attribués au Dryas Récent et au P.A.G. qui sont aussi des périodes de récurrence glaciaires (EVIN M. et DE BEAULIEU J.L., 1985 ; FRANCOU B. 1988 ; EVIN M. et *al.*, 1990...) d'autres sont rattachés au Préboréal ou au Subboréal qui ne le sont pas (DE BEAULIEU J.L. et JORDA M., 1977 ; OLYPHANT, 1983...).

Ces stades doivent être interprétés différemment des stades glaciaires car l'épaisse couche de matériaux qui recouvre les glaciers rocheux leur assure une inertie thermique beaucoup plus forte qui les met à l'abri de fluctuations climatiques de courte durée. Ainsi, alors que tous les glaciers reculent aujourd'hui, les glaciers rocheux ne cessent de progresser. Les différentes générations de glaciers rocheux traduisent donc " plutôt la durée pendant laquelle des conditions favorables de stockage de la glace ont été réunies, principalement au niveau des éboulis dont ils sont issus." (FRANCOU B., 1988)

Les glaciers rocheux restent surtout des marqueurs très délicats parce que la correspondance entre le pergélisol discontinu et les altitudes n'est pas parfaite. D'une part des zones situées au dessus de la L.E.G. peuvent rester déglacées mais surtout le pergélisol peut exister bien en dessous de 2700m dans des ubacs bien abrités. Des travaux récents (HOEZLE M., 1992) ont montré qu'en l'absence de radiations, le pergélisol pouvait exister à des altitudes très basses (1800 m dans les Alpes du nord) alors que la température moyenne annuelle de l'air est de +2°C (KELLER F., 1992 ; FUNCK et HOEZLE M., 1992). Plus près de nous, dans la vallée de la Guisane, on a retrouvé du pergélisol en dessous de 2500m (LAHOUSSE P., 1994).

3.2 – LES GLACIERS ROCHEUX DE LA VALLOUISE

Les glaciers rocheux sont des formes peu représentées en Vallouise par rapport aux régions voisines. On en dénombre seulement 27 de plus de 1 hectare qui couvrent une superficie totale d'un peu plus de 125hectares et un nombre à peu près équivalent d'éboulis fluants.

3.2.1 – Les principaux sites

En dehors des glaciers rocheux Jean Gauthier, du Mur du Sélé et du Jas de Malamort, les glaciers rocheux de la Vallouise sont regroupés autour de cinq sites (Tableau 17).

Dans le vallon de Narreyroux, on peut observer quatre glaciers rocheux et de nombreux petits éboulis fluants (Figure 66). Ils sont constitués de grès du Champsaur qui sont ici assez sensibles à l'érosion du fait de la grande épaisseur des lits schisteux. Dans le fond du vallon deux petits glaciers rocheux inactifs, issus d'éboulis, sont situés entre les versants et les moraines que nous avons rattachées au Dryas Récent. Le premier est bien exposé et son front atteint 2360m, le second est à la base d'un versant d'ubac à 2500m. Il s'agit donc probablement de formes datant du Dryas récent ou de l'Holocène. Dans la partie supérieure du vallon, quatre moraines P.A.G. se succèdent en aval des glaciers actuels. C'est du fluage de la plus récente que sont issus les glaciers rocheux dont le front descend à 2750m. La présence de trois moraines "fraîches" en aval suppose que celle dont ils sont issus est très récente. Même en attribuant cette moraine à la récurrence du milieu du XIX^{ème} S. (ce qui pose le problème de la datation des trois autres cordons), la longueur des glaciers rocheux (250m), suppose une vitesse de déplacement de plus d'un mètre par an, ce qui peut s'expliquer par leur très forte pente (40%).

| localisation | matériaux | altitude du front (m) | Longueur (m) | superficie (ha) | exposition | activité apparente | zone de départ |
|------------------------|-------------------|-----------------------|--------------|-----------------|------------|--------------------|----------------------------|
| Cirque des Roussets | Ale | 2600 | 400 | 11 N | oui | oui | corniche-ébouillis |
| Aup Martin | Calcaires marneux | 2430 | 200 | 2 N | oui | oui | fauçage de têtes |
| Jas de Mamort | gneiss | 2450 | 250 | 3 ESE | non | non | ébouillis |
| Glacier des Neyzets | grès du Champsaur | 2750 | 250 | 3 NE | oui | oui | cordon morainique |
| Col de l'Aiglière | grès du Champsaur | 2770 | 300 | 2 ENE | oui | oui | cordon morainique |
| Le Grand Fond | grès du Champsaur | 2500 | 150 | 1,5 ENE | non | non | ébouillis |
| Pré des Fonts | Narreyroux | 2360 | 100 | 1 E | non | non | ébouillis |
| Colette de Rascrouset | Rascrouset | 2520 | 200 | 4 SE | oui | oui | ébouillis |
| Colette de Clapouse | Rascrouset | 2840 | 400 | 4 E | oui | oui | moraine |
| Vallon de Clapouse | Rascrouset | 2380 | 900 | 14 NE | oui | oui | ébouillis-faille |
| Vallon de Clapouse est | Rascrouset | 2400 | 150 | 3 NNO | oui | oui | ébouillis-faille |
| Mur du Sélé | Sélé | 2200 | 200 | 1 E | oui | oui | ébouillis et moraines |
| Glacier Jean Gauthier | Glacier Blanc | 2600 | 400 | 4 O | oui | oui | moraine frontale |
| Col du Pallion ouest | Pallion | 2450 | 450 | 7 SO | non | non | moraines |
| Coste vieille | Pallion | 2570 | 500 | 3 NE | oui | oui | corniche-ébouillis |
| Cime du Pallion | Pallion | 2700 | 300 | 1,5 N | oui | oui | corniche-ébouillis |
| Crête de la Groselière | Condaminne | 2420 | 150 | 15 NO | oui | oui | corniche-ébouillis contact |
| Bas Morand 1 | Condaminne | 2410 | 800 | 16 N | non | non | corniche-ébouillis contact |
| Bas Morand 2 | Condaminne | 2450 | 400 | 9 N | oui | oui | corniche-ébouillis contact |
| Ravin de Riou la Selle | Condaminne | 2300 | 150 | 1 NE | non | non | corniche-ébouillis contact |
| Ravin du Plassa | Condaminne | 2220 | 200 | 3 NO | non | non | ébouillis |
| Coste Blau 1 | Condaminne | 2300 | 400 | 3 SO | non | non | corniche-ébouillis contact |
| Coste Blau 2 | Condaminne | 2350 | 150 | 3 SO | non | non | corniche-ébouillis contact |
| Crête des Neygès | Condaminne | 2360 | 150 | 7 NO | non | non | corniche-ébouillis contact |
| Terre déserte | Condaminne | 2770 | 100 | 1 NO | oui | oui | corniche-ébouillis |
| Côte de Jacet | Condaminne | 2400 | 200 | 4 NO | non | non | corniche-ébouillis contact |
| Tête d'Amont | Condaminne | 2300 | 100 | 1 O | non | non | écroulement |

Tableau 17 : Inventaire des glaciers rocheux de plus de 1 hectare. L'activité apparente est évaluée uniquement à partir des critères topographiques (absence de couverture végétale fermée, structures fluidales nettes et blocs instables dans la zone frontale) et reste donc sujette à discussions..

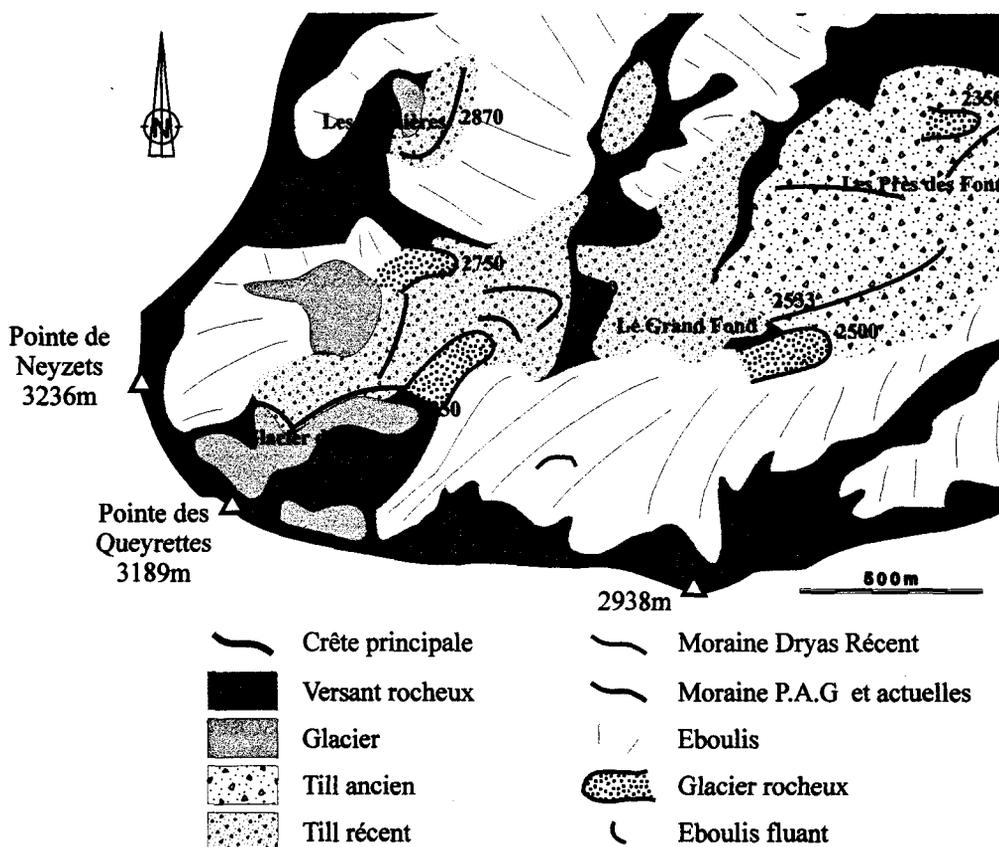


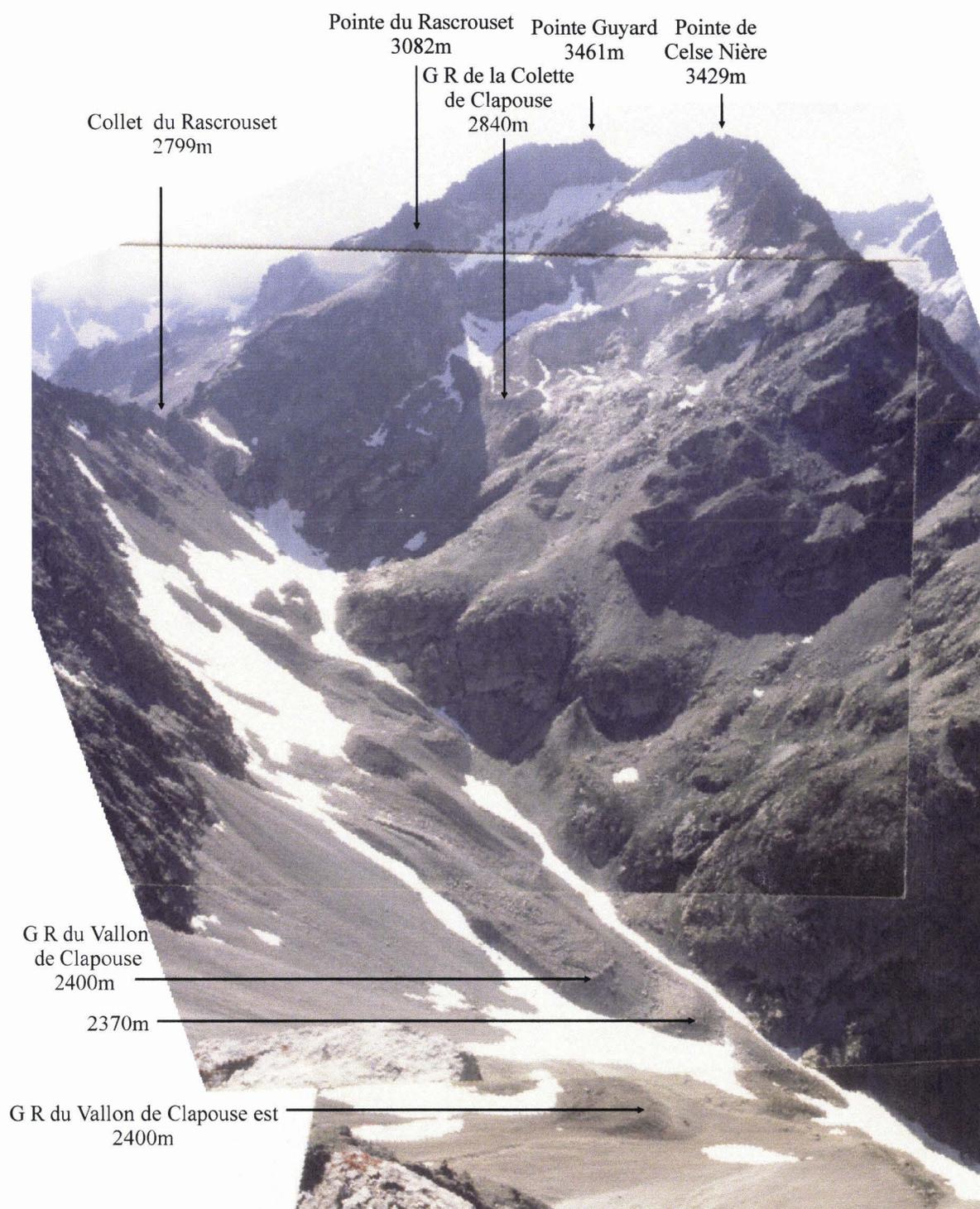
Figure 66 : Les glaciers rocheux du vallon de Narreyroux.

Les environs du col de l'Aup Martin abritent deux glaciers rocheux très différents par leur morphologie. Le glacier rocheux du cirque des Rousses est par sa morphologie un véritable cas d'école. En contrebas de la face nord de la pointe des Rousses (2959m) Il forme une langue de 400m de longueur, avec des structures fluidales nettes, surmontée par un névé pérenne et qui se termine en un front abrupt. Le glacier rocheux de l'Aup Martin est le seul à être constitué de calcaires marneux débités en petites plaquettes par un intense fauchage de têtes. Il se présente comme un simple bombement de la base de l'éboulis à 2430m dont l'activité est attestée par des fissures.

Les glaciers rocheux situés sur les deux versants de la Collette du Rascrouset (2799m), se développent à partir des éboulis très actifs liés à la faille Ailefroide-Sirac ou de la moraine du Glacier de Celse-Nière (Photographie 12). La forme aiguë et l'instabilité de leurs fronts, montre de manière incontestable qu'il s'agit de formes vives. Alors que leurs altitudes s'échelonnent entre 2380m et 2840m soit près de 500m de différence. Il faudrait donc les rattacher à des formes holocènes réactivées au P.A.G.

Les glaciers rocheux du Paillon sont également liés à des failles et des expositions d'ubac dans le massif cristallin à l'exception de celui du Col du Paillon qui est issu d'une moraine frontale.

C'est dans le Massif de Montbrison-Condamine qu'on rencontre le plus grand nombre de glaciers rocheux (Figure 67). Seuls trois d'entre eux, situés à plus de 2450m et en ubac présentent des signes de mobilité. Tous les autres sont situés entre 2300 et 2410m à l'exception de celui du ravin de la Pissa qui est à 2220m.



Photographie 12 : Les glaciers rocheux du versant nord de la Colette du Rascrouset (Clapouse) vus du sommet de La Blanche. La faille Ailefroide-Sirac est marquée par la limite entre les éboulis et le grand glacier rocheux. La forme du front qui présente une nette rupture de pente entre la zone de poussée (45%) et la zone d'éboulis (35%) prouve un mouvement assez important. Le glacier rocheux du Vallon de Clapouse semble réactivé et vient se superposer à un glacier rocheux plus ancien (côte 2370). Le glacier rocheux de la Colette de Clapouse est issu de la moraine du glacier ; toute la zone supérieure à 2800m est glacée sur les cartes d'Etat-major du siècle dernier.

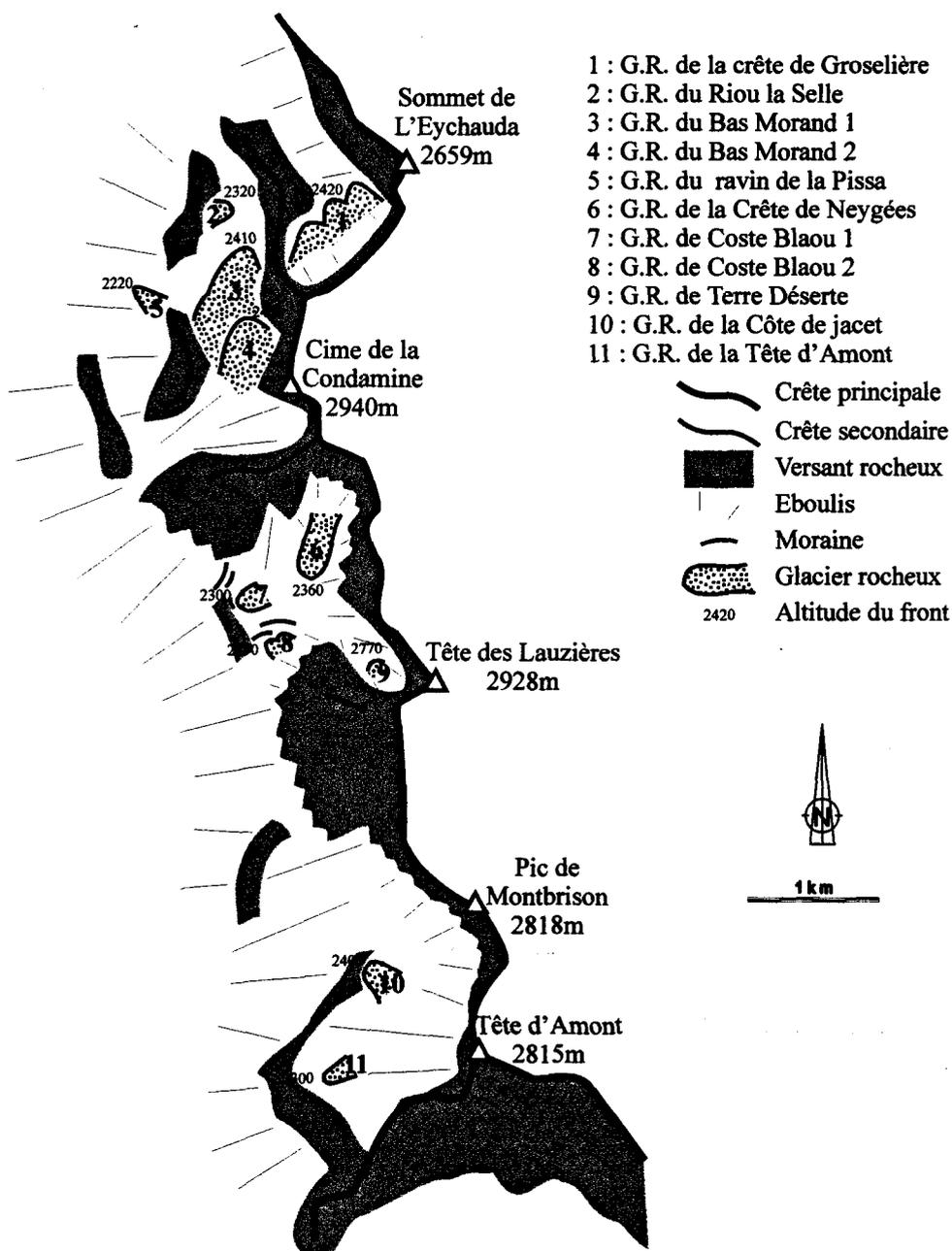


Figure 67 : Les glaciers rocheux du massif de Montbrison-Condamine. Presque toutes les formes sont rassemblées dans un intervalle d'altitude assez étroit. On observe un étagement des formes très net à Coste Blaou où trois glaciers rocheux sont en amont des moraines datant probablement du Dryas Récent. Le glacier de Bas Morand connaît actuellement une réactivation.

3.2.2 - L'âge des glaciers rocheux de la Vallouise

L'étude exhaustive des glaciers rocheux de la Vallouise ne permet pas de dégager une relation claire entre leur altitude et leur âge (Figure 68). Les glaciers rocheux sont situés entre 2200m et 2840m et presque toujours en ubac. On observe un regroupement des formes actives, autour de 2600-2800m et 2400-2450m ce qui, suivant les critères habituellement suivis permettrait de les rattacher au P.A.G. Les glaciers rocheux immobiles sont tous situés entre 2200 et 2450m ce qui en ferait des formes du Dryas Récent ou de l'Holocène.

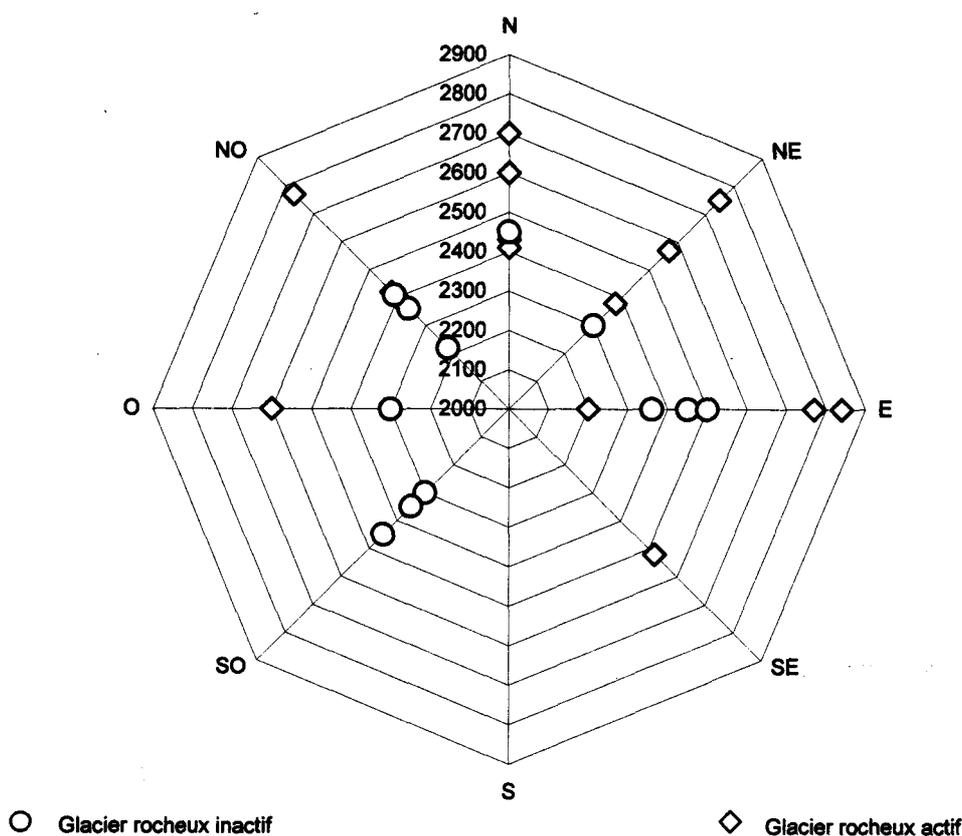


Figure 68 : Distribution des glaciers rocheux en fonction de l'orientation de leurs fronts. (l'orientation des fronts ne correspond pas toujours parfaitement à l'exposition).

Cependant plusieurs observations nous incitent à la plus grande prudence par rapport à ces datations.

Le plus bas des glaciers rocheux, celui de la barre du Sélé, est un petit appareil qui forme une langue de 200 m de longueur et 100 m de large. Il part d'un éboulis modeste dont le sommet est à 2230 m. Cette altitude basse supposerait un âge ancien (Dryas Récent?) mais plusieurs indices attestent de la présence du glacier juste en aval au milieu du siècle dernier (carte d'état-major de 1866) et même de chutes de séracs à la base du mur au XVIII^{ème} S. (POURCET, 1752, cité par C.P. PEGUY, 1947). De plus ce glacier rocheux possède un front en forte pente à la base duquel on peut observer des blocs éboulés encore instables qui laissent supposer un mouvement de la masse. Il y a là à l'évidence une inadéquation entre l'altitude et l'âge de ce glacier rocheux qui peut s'expliquer par un microclimat particulièrement rigoureux, l'ensoleillement de la partie supérieure étant presque nul.

Au delà de cet exemple isolé et exceptionnel, l'écart d'altitude entre des formes actuellement actives dans des sites comparables par leur topographie et leur lithologie semble compromettre toute tentative de corrélation entre l'âge et l'altitude. Cet écart est de près de 500m au nord du Col du Rascrouset, de 360m dans le massif de Montbrison, et de 130m dans le massif du Paillon alors que des glaciers inactifs sont présents à des altitudes comparables.

En réalité la relation simple entre altitude et âge des glaciers rocheux ne peut être établie que pour un versant homogène sur lequel on observe des glaciers rocheux étagés. Ce n'est jamais le cas en Vallouise car les pentes sont trop fortes pour permettre l'accumulation des matériaux susceptibles de fluer. De plus, les versants qui se trouvent dans la tranche d'altitude optimale sont souvent constituées des roches compactes (Bans,

Triéou de la Boucheyre...) qui ne produisent pas assez d'éboulis. Seuls quelques glaciers rocheux (Col du Paillon, Tête d'Amont, Jean Gauthier, Colette de Rascrouset et Côte de Jacet) qui sont issus de moraines sur les versants pourraient se prêter à une datation basée sur l'altitude.

Tous les autres glaciers rocheux sont situés sur des replats, à proximité immédiate d'une paroi rocheuse escarpée (crête, escarpement structural, ou épaulement) qui culmine entre 2700 et 3100m. Cette proximité limite la taille du bassin versant en amont, si bien que l'accumulation de neige, et donc la nivation, devait être réduite même lorsque la L.E.G descendait à cette altitude. On peut donc très bien envisager dans ces sites la présence de glaciers rocheux à une altitude supérieure à celle de la moyenne régionale.

Cela ne veut pas dire qu'il n'y ait pas de relation entre le glacier rocheux et l'altitude mais que pour qu'il y ait glacier rocheux il faut que les conditions soient optimales tant en ce qui concerne le climat régional que le site. En Vallouise, les contraintes de sites permettent la réunion des conditions favorables à des altitudes très différentes des valeurs moyennes de la région. Toute interprétation géochronologique basée sur l'altitude des glaciers rocheux y est donc extrêmement risquée.

4 – LE PROBLEME DES BOURRELETS PROTALUS

L'origine des bourrelets-protalus est aujourd'hui très controversée au point de poser des problèmes terminologiques aussi bien en Français (FRANCOU B. et HETU B., 1989) qu'en Anglais (SHAKESBY R.A., 1997).

La diversité des descriptions de ces formes et de l'analyse des processus à l'origine de leur formation, rend très difficile l'établissement de critères objectifs de différenciation surtout lorsqu'il s'agit de formes anciennes. C'est donc à partir de l'observation d'une forme active que nous cherchons ici à montrer la complexité des liens entre les processus et la forme engendrée.

4.1 - LES PRINCIPALES INTERPRETATIONS DES BOURRELETS-PROTALUS.

Les bourrelets de pied de versant, signalés dès le XIX^{ème} Siècle (DREW F., 1873), sont souvent regroupés sous le terme bourrelet-protalus qui désigne "l'ensemble des bourrelets uniques ou multiples qui se développent à la base de l'éboulis et qui ne sont pas les moraines latérales d'un glacier de vallée" (FRANCOU B. et HETU B., 1989). Ils ont donné lieu à de nombreuses interprétations qui sont fortement remises en cause aujourd'hui..

4.1.1 - L'interprétation classique : la "moraine de névé".

Les premiers auteurs qui ont décrit les bourrelets protalus (GIGNOUX M., 1946 ; BOYE M., 1952...) ont imposé le terme "moraine de névé" qui définit "des accumulations de blocs de tailles variées, disposées en bourrelets arqués séparés du versant par une zone déprimée" (CAMPY M. et MACAIRE J.J., 1989). "Elles s'édifient par glissement des matériaux éboulés sur des névés de pied de parois en pente forte." (COQUE R., 1977) le transit des matériaux se fait donc par des processus exclusivement gravitaires (Figure 69a). Le névé, qui ne fait que faciliter le déplacement des matériaux, a un rôle passif c'est

pourquoi il est préférable d'utiliser les termes protalus-rempart ("protalus rampart" des Anglo-saxons), croissant de névé ou bourrelet de névé (FRANCOU B., 1988).

Au-delà de cette définition, de nombreux points de désaccord subsistent. Ainsi, pour certains auteurs le névé doit être pérenne (FRANCOU B., 1988) alors que pour d'autres l'accumulation peut se faire "en aval d'un névé ou d'une plaque de neige." (VIVIAN R., 1967 ; JOLY F., 1997...). De même, si l'éboulisation gravitaire est souvent considérée comme seule responsable de la migration des matériaux (BOYE M., 1952), l'intervention des avalanches ou de laves torrentielles a été rapportée (BALLANTYNE C.K., 1987 ; ONO Y. et WANATABE T., 1986 ; PEREZ F.L., 1990...). alors que certains auteurs considèrent la gravité comme un processus secondaire (SHAKESBY *et al.*, 1999).

Ces nombreuses divergences sont sans doute liées au fait que, jusqu'aux années 80, les auteurs ont rarement observé des formes actives et ont eu tendance à qualifier de "moraine de névé" tous les bourrelets de bas versant autres que les moraines de glacier. Les progrès récents de la géomorphologie ont conduit certains auteurs à remettre en cause les analyses précédentes.

4.1.2 - Les nouvelles interprétations.

Les travaux plus récents montrent que beaucoup de morphologies qui ont été décrites comme des moraines de névé, ont été mal interprétées et sont en réalité des moraines terminales, des lobes de glissement ou de fluage.

4.1.2.1 - Le bourrelet de fluage

Pour B. FRANCOU (1988), la seule gravité permet rarement d'expliquer les bourrelets protalus dans les montagnes sèches pour plusieurs raisons :

- La formation d'un protalus-rempart suppose que tous les blocs, quelle que soit leur taille, viennent se stabiliser sur une distance très courte pour former une accumulation dont la pente externe est une pente d'équilibre. Cela peut se concevoir une fois l'obstacle formé mais il est difficile de comprendre le point de départ du processus d'autant que les névés sont instables.

- Un névé, mou en hiver et rugueux en été, ne favorise pas beaucoup le glissement des blocs.

- De nombreuses formes qualifiées de protalus-remparts ont des positions ou des formes peu compatibles avec le modèle gravitaire (bourrelets à mi-pente, arcs remontant dans le sens de la pente...).

L'observation d'un grand nombre de formes lui permet de conclure : "on doit constater que le plus souvent, les formes considérées par les auteurs comme protalus remparts ou moraine de névé sont en fait des bourrelets de fluage." (Figure 69b).

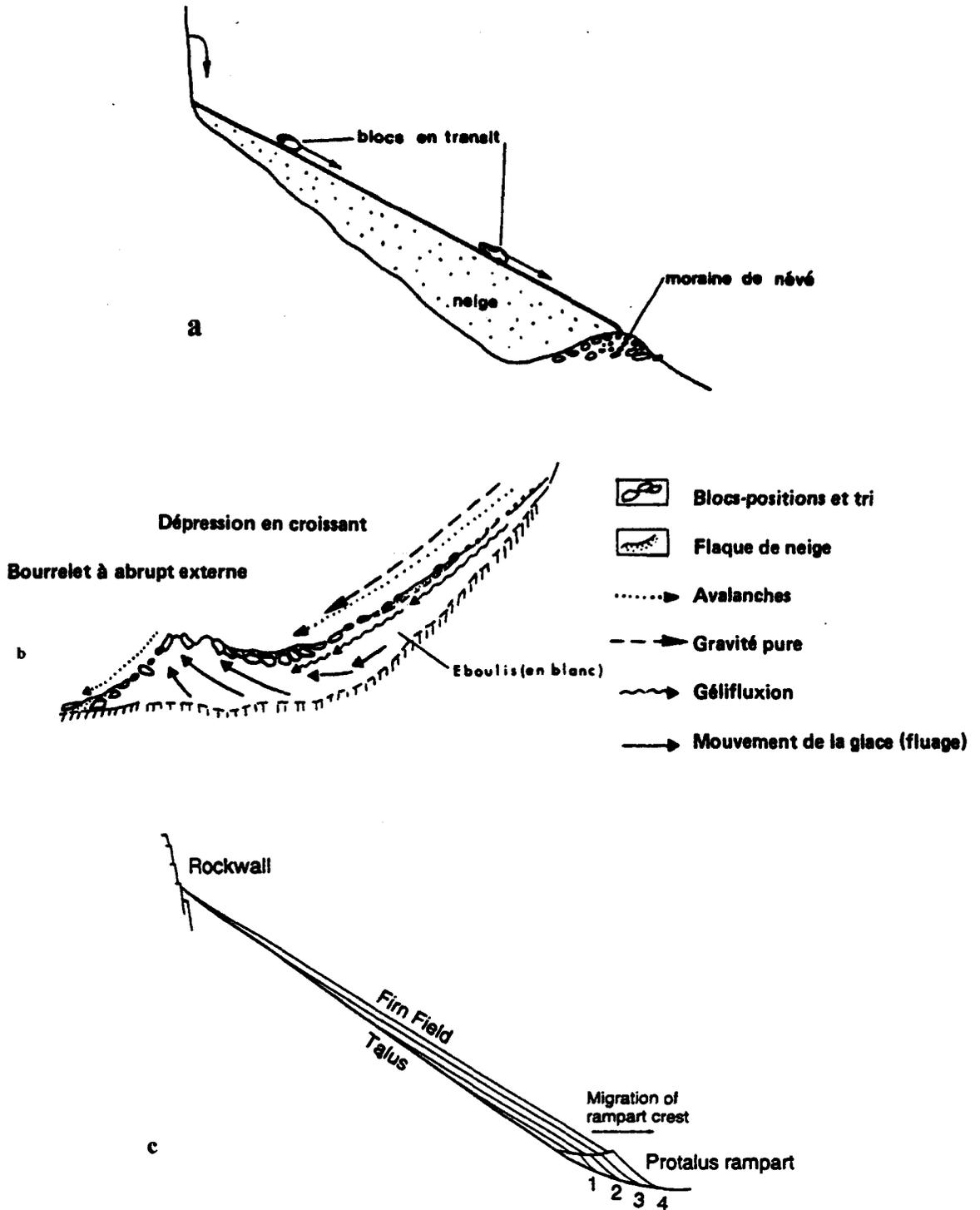


Figure 69 : Trois interprétations des bourrelets proglaciaires : a) Modèle de formation d'une moraine de névé. (D'après A. PISSART, 1987). b) Interprétation dynamique du fluage constaté sur les éboulis périglaciaires (d'après B. FRANCOU, 1977). On notera que le fluage de l'éboulis n'exclut pas la migration des matériaux sur la glace. c) Modèle de développement d'un proglacial-rempart (d'après C.K. BALLANTYNE et M.P. KIRKBRIDE, 1986).

4.1.2.2 – Le protalus-moraine

C.K. BALLANTYNE et M.P. KIRKBRIDE (1986) sont peu sensibles au premier argument de B. FRANCOU car ils considèrent que c'est l'accrétion du bourrelet qui commande la croissance du névé et non le contraire. Le protalus-rempart est en quelque sorte un éboulis dépourvu de zone apicale, car celle-ci est occupée par le névé, mais dont l'accumulation se poursuit normalement dans la zone distale. Il y a donc interdépendance entre le développement du protalus-rempart et l'épaississement du névé. Il en résulte une auto-limitation de la taille du bourrelet car au-delà d'une certaine épaisseur, le névé se transforme en petit glacier qui se met à fluer et modifie alors la morphologie du protalus-rempart sous l'effet de la poussée.

La modélisation du processus (BALLANTYNE C.K. et BENN D.I., 1994) montre que la distance maximale entre le sommet de la moraine de névé et le pied du talus, ne peut pas excéder une valeur d'environ 30-70 m. Au-delà, et jusqu'à ce que cette distance atteigne 85 à 125 m, le processus de poussée et l'accumulation gravitaire se combinent pour donner ce qu'ils proposent d'appeler "protalus moraine". Quand cette valeur est dépassée seule la poussée de la glace mobilise les matériaux ; la forme est alors assimilable à une moraine.

4.1.3 - Les critères de distinction des différents types de bourrelets.

La distinction entre protalus-rempart, bourrelet de fluage et protalus-moraine n'est pas toujours aisée car les descriptions sont souvent contradictoires, et les formes rarement fonctionnelles. De plus il y a souvent imbrication des formes, un protalus rempart pouvant être le point de départ de la formation d'un glacier ou d'un glacier rocheux (HAEBERLI W., 1985).

Pour B. FRANCOU "Un front externe raide (35-40° et plus), la présence de produits fins en abondance (sables et fines), une topographie complexe faite de bourrelets multiples et serrés qui occupe la petite dépression... permettent d'identifier avec certitude ces bourrelets de fluage." Si l'on ne peut qu'approuver cette affirmation, celle-ci n'est pas totalement satisfaisante car dans les faits tous les critères énumérés ne sont pas forcément réunis et que pris individuellement ils n'ont qu'une valeur réduite.

- Un front externe dont la pente dépasse l'angle de repos prouve une mise en place sous l'effet d'une poussée, mais celle-ci peut être liée à la poussée de la glace dans le cas du "protalus-moraine".

- L'absence de matrice fine interdit l'interprétation de la forme comme un éboulis fluant mais sa présence n'est pas à elle seule un indice de fluage. Elle peut être apportée par des processus autres que l'éboulisation jusqu'au bourrelet protalus.

- La dissymétrie des versants est souvent avancée par les auteurs mais si certains décrivent un versant externe raide, d'autres signalent une situation inverse. De même, la prédominance des plus gros blocs du côté interne ne semble pas systématique.

- Enfin, la présence de bourrelets multiples peut correspondre à des structures de compression des bourrelets fluants mais aussi à une moraine de refoulement (EVIN M., 1993) ou à des "protalus-moraine" emboîtés ce qui est très fréquent (SHAKESBY R.A., 1997). La morphologie des bourrelets, aiguë ou convexe, semble le meilleur critère de différenciation mais elle n'est pas toujours nette sur les formes anciennes.

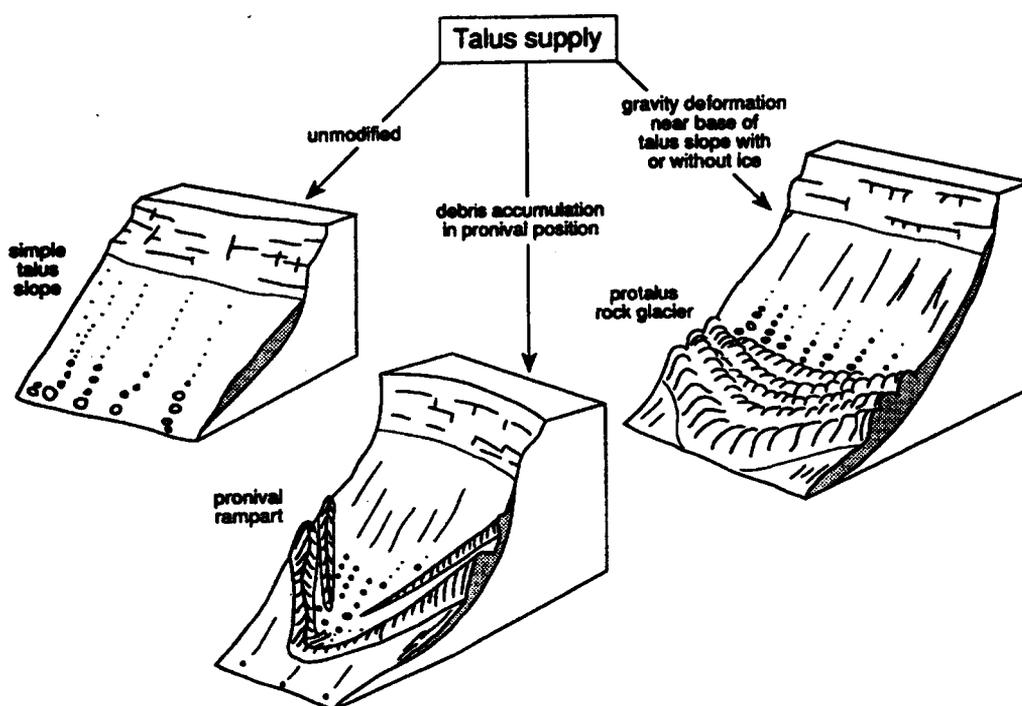


Figure 70 : Comparaison entre les modèles des protalus remparts et les bourrelets de fluage (d'après SHAKESBY R.A, 1997). L'auteur présente ici des "pronival remparts" plus obliques que les bourrelets de fluage. C'est le profil des bourrelets qui est considéré comme le critère le plus déterminant ici.

4.2 – LES BOURRELETS DU GLACIER REGENERE DES BRUYERES.

Dans les Alpes, les bourrelets-protalus fonctionnels sont rares et éphémères car ils correspondent à des conditions topographiques et climatiques exceptionnelles. L'exemple des cordons du glacier régénéré des Bruyères montre la grande complexité liée à l'imbrication des formes et l'intervention de nombreux processus.

4.2.1 - Un site exceptionnel.

Le Glacier régénéré des Bruyères est un petit appareil de 3,5 ha situé au fond de la vallée des Bans à l'est du massif du Pelvoux (Figure 71). Il se présente comme un talus, large de 400 m et long de 150 m, dont la pente est voisine de 35°. La glace, qui atteint une épaisseur d'au moins 20 m au niveau de la rimaye, est affectée d'un léger mouvement responsable des crevasses transversales. Son altitude exceptionnellement basse pour un appareil glaciaire (de 2030 à 2160 m) est liée à un site particulièrement favorable. Plaqué contre une paroi d'auge glaciaire en forte pente (>65°), il bénéficie d'une abondante suralimentation en provenance du versant de la crête de Malamort qui culmine à 3334 m alors que son exposition nord le protège du rayonnement solaire.

Au sommet du cône, l'ensoleillement est nul pendant 8 mois et n'est que de 5 heures par jour, essentiellement tôt le matin, au solstice d'été (Figure 72). A sa base par contre, la durée d'ensoleillement est déjà de 5 heures par jour à l'équinoxe et dépasse les 11 heures par jour au solstice d'été. On comprend donc facilement la persistance de la glace mais aussi l'impossibilité pour le glacier régénéré de s'étirer plus en aval.

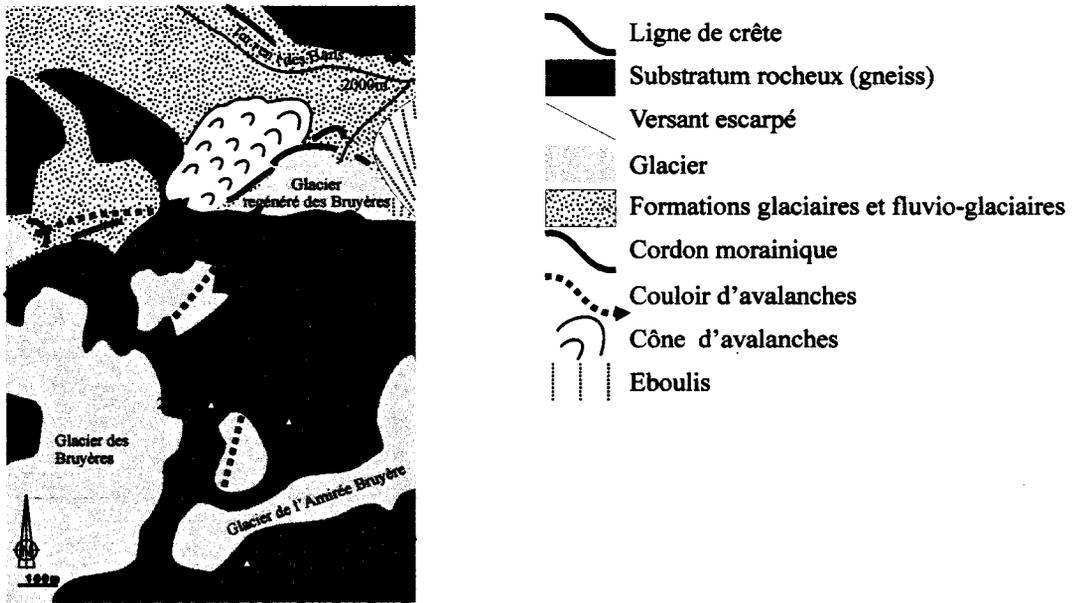


Figure 71 : Le glacier régénéré des Bruyères : un site exceptionnellement favorable à la persistance de la glace.

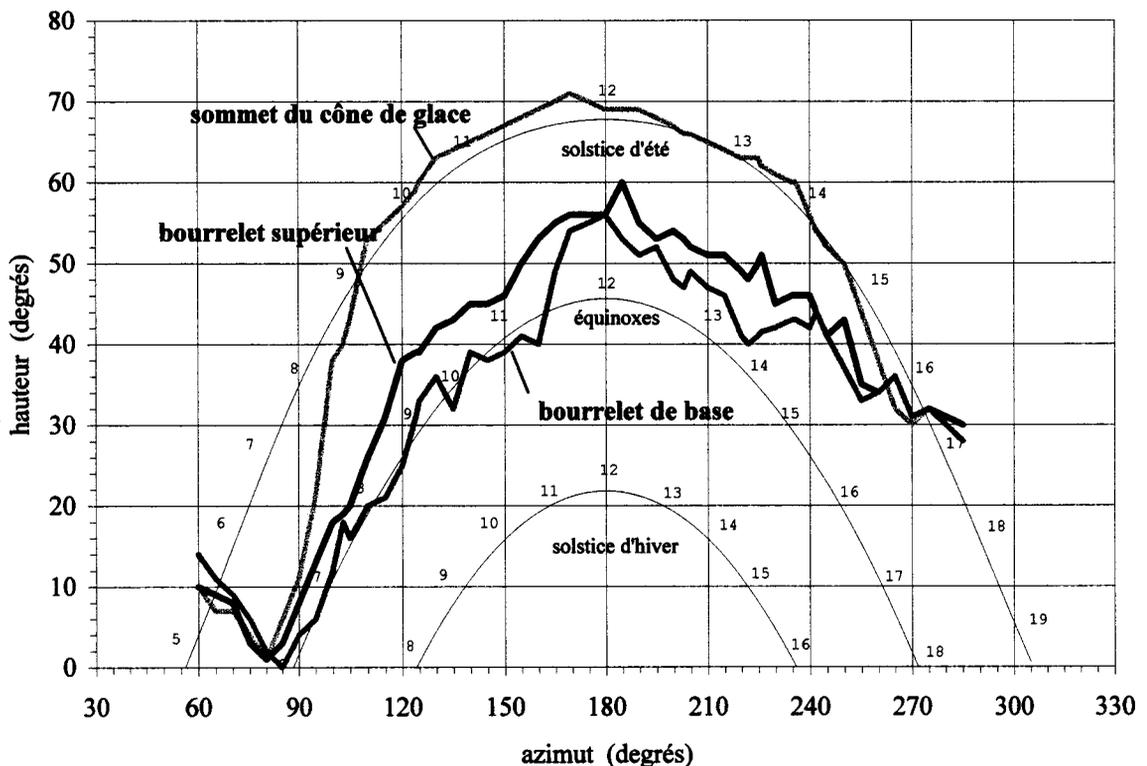


Figure 72 : L'ensoleillement du glacier régénéré des Bruyères. Les traits forts représentent le masque montagneux au sommet, à la base et au milieu du cône de glace. Les traits fins la position du soleil aux différentes heures de la journée. On remarque qu'au sommet du cône l'ensoleillement est nul presque toute l'année et qu'au solstice d'été, les radiations solaires ne l'atteignent que le matin et en début d'après midi, leur incidence sur la fonte est négligeable d'autant plus que le cône est recouvert de neige fraîche jusqu'en août. A la base du cône, l'ensoleillement reste limité à la saison estivale.



Photographie 13 : Le glacier régénéré des Bruyères le 3 octobre 1990. On remarque l'abondance de la couverture, qui limite la fonte, et les nombreux indices de mobilité de la glace. (les chiffres correspondent aux différents bourrelets, voir figure 73)

La moitié de la surface est couverte de matériaux morainiques très hétérométriques qui atteignent une épaisseur de près d'un mètre par endroits (Figure 73). La topographie de détail du glacier régénéré révèle des apports très irréguliers dans le temps et l'espace.

Les avalanches de poudreuse de l'hiver se répartissent assez bien sur toute la surface du glacier régénéré qui reste enneigé jusqu'au milieu de l'été. Elles sont suivies au printemps par les avalanches humides guidées par de longs couloirs qui débouchent au centre et à l'ouest du glacier régénéré après un parcours supra-glaciaire. Elles obstruent la rimaye et forment des petites calottes qui détournent les derniers apports avalancheux éparpillent des blocs sur toute la surface du cône.

En été la langue du glacier des Bruyères, située juste à la limite de l'épaulement, est affectée par de nombreuses chutes de séracs qui alimentent en glace pure le glacier régénéré. L'observation de la surface durant les étés 92-93 permet d'évaluer à 15% environ la part des blocs de glace pure dans le névé mais cette proportion est sans doute très variable selon les années et les saisons. Cet apport important pour un glacier de taille modeste (31 ha), est lié à la bonne alimentation d'un bassin versant élevé (2500 à 3334 m) et à la grande mobilité de la glace qui glisse sur un lit en forte pente (40° en moyenne).

Les eaux de pluie et de fonte pénètrent sous la glace au niveau de la rimaye pour ne resurgir qu'au portail frontal. Au printemps et au début de l'été, elles sont parfois en partie détournées par les calottes en particulier lors des brusques augmentations de débit consécutives aux ruptures de poches sous-glaciaires. Elles peuvent alors se disperser sur la glace, et regeler pour former une couche verglacée. Les eaux sous glaciaires sont chargées en matériaux fins, essentiellement sableux, les fortes pluies favorisent la chute de petits cailloux et de matière organique.

L'ébouilisation directe semble assez réduite, au moins jusqu'au début de l'été car il est exceptionnel de retrouver des débris isolés sur la couverture neigeuse.

Le bilan glaciaire est difficile à établir car il dépend surtout de la suralimentation en glace qui est mal connue. D'après les documents topographiques anciens, le glacier régénéré aurait perdu 0,5 ha depuis la seconde guerre mondiale. Cependant, la forte avancée du Glacier des Bruyères dans les années 70-80 a sans doute contribué à une meilleure alimentation du glacier régénéré.

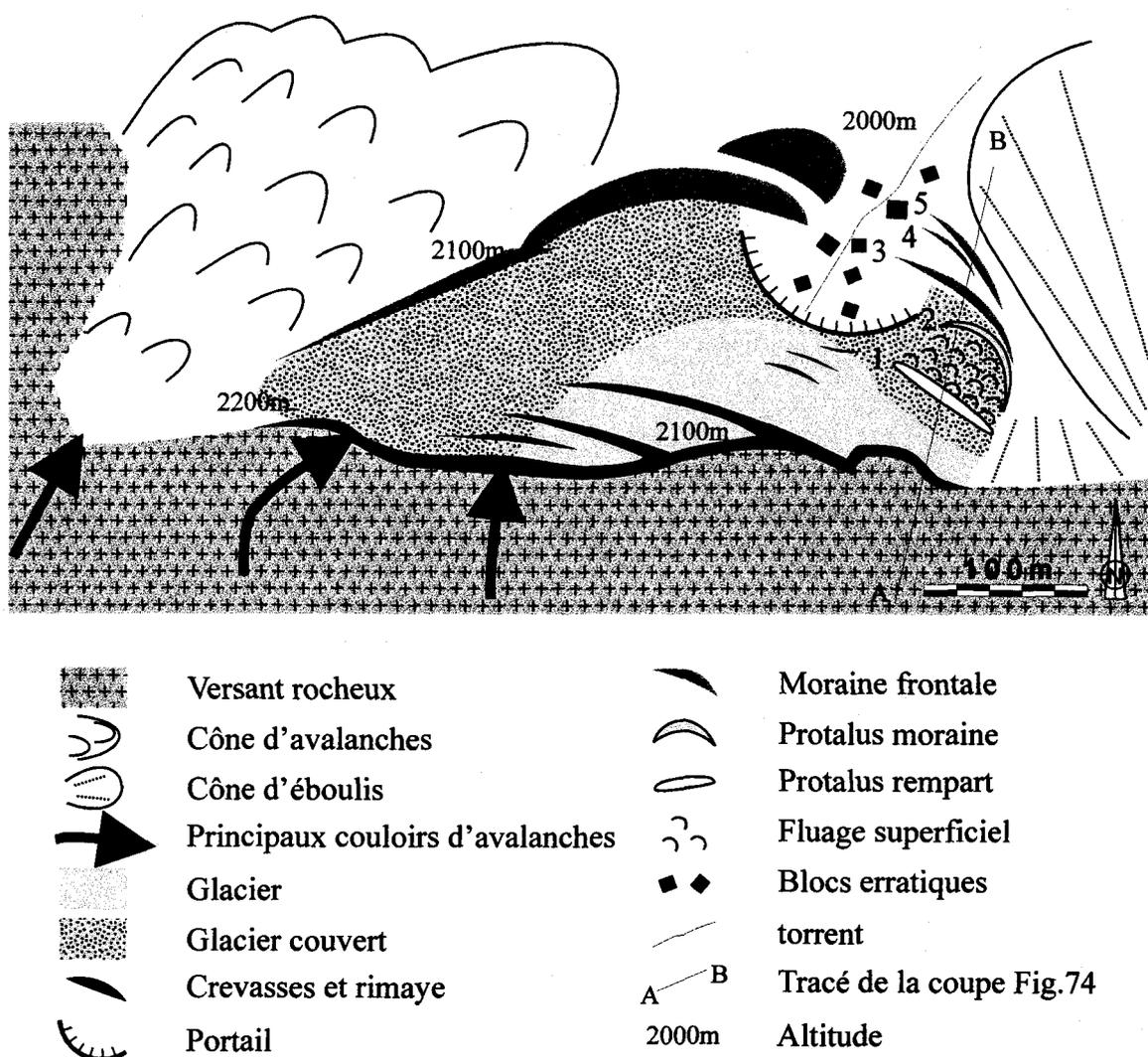


Figure 73 : Le glacier régénéré des Bruyères et ses cordons marginaux. Dans la partie orientale, les nombreux bourrelets présentent une morphologie différenciée.

4.2.2 – La dynamique de la partie orientale

Le glacier régénéré est entièrement bordé de bourrelets. Les plus importants, situés à l'ouest, sont assimilables à des moraines frontales emboîtées. Par contre, dans la partie orientale, leur morphologie beaucoup plus diversifiée révèle la combinaison de différentes dynamiques.

A l'est, le talus de glace est en très forte pente (45°) et accidenté de quelques crevasses transversales qui révèlent un léger mouvement. La paroi rocheuse, formée de gneiss, a une topographie en marches d'escalier dont les replats sont en partie couverts par la végétation. L'apport en matériaux n'est pas très important car les débris sont rares sur la neige. Ce sont des petits gélifracts et, plus rarement, des blocs plus grossiers (plus de 10cm) et des débris végétaux. Ces débris ne glissent pas sur la neige mais s'y enfoncent dans la partie supérieure du talus. Après la fonte de la neige, ils sont emportés par glissement sur la glace ou, beaucoup plus souvent, par des écoulements superficiels qui forment des petites rigoles parallèles. La base du talus de glace est entièrement couverte par un tapis de matériaux épais d'une vingtaine de centimètres. A son sommet, cette couverture se poursuit sous la glace ce qui signifie que le cône s'épaissit, sans doute par

formation de verglas, et que l'alimentation se fait probablement avant les premières neiges d'automne à la faveur des fortes pluies. Deux niveaux de gélifracts séparés par de la glace compacte ont été retrouvés dans les dix premiers cm mais la glace est pure au-dessous.

A la base du talus de glace, le bourrelet supérieur (1) se présente comme un bombement convexe dont le versant interne forme une légère contre-pente large de 7 à 8 mètres, sur laquelle s'accumulent des débris rocheux fins (quelques centimètres) et végétaux (Photographies 14 et 15). Le versant externe, long d'une vingtaine de mètres, en très forte pente (proche de 40°) est marqué par une série de petits lobes de solifluxion. Les matériaux hétérométriques sont totalement gelés parfois tout l'été (1991, 1997, 1999) mais peuvent dégeler jusqu'à 50 cm de profondeur (octobre 1990) pour former un mollisol. Ce premier bourrelet est posé sur le talus de glace et ne peut donc être interprété que comme un protalus-rempart. Les matériaux sont apportés par divers processus gravitaires, assistés ou non, et la forme de son versant externe est liée à la gélifluxion et non à un fluage d'ensemble lié à un pergélisol discontinu.

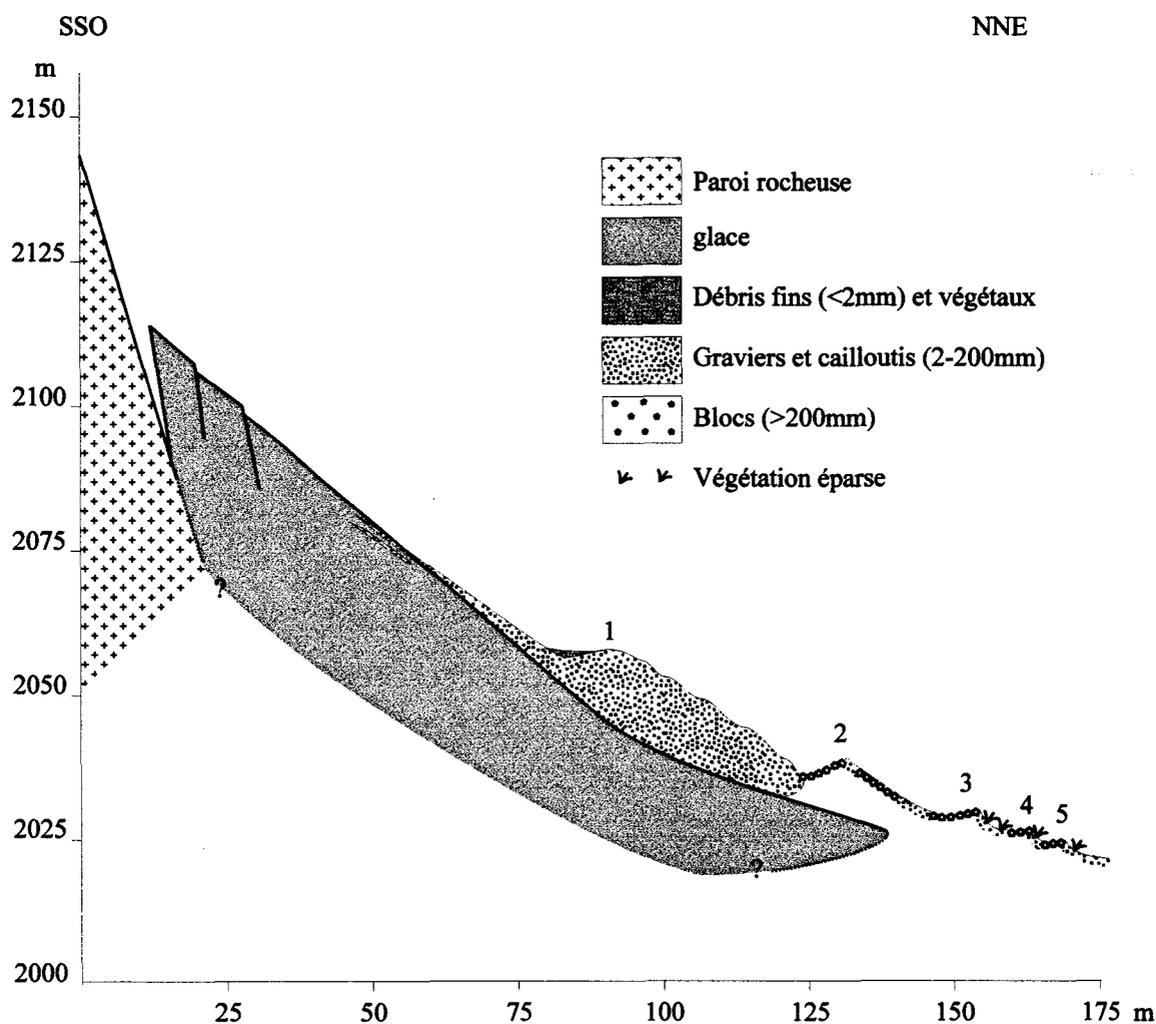
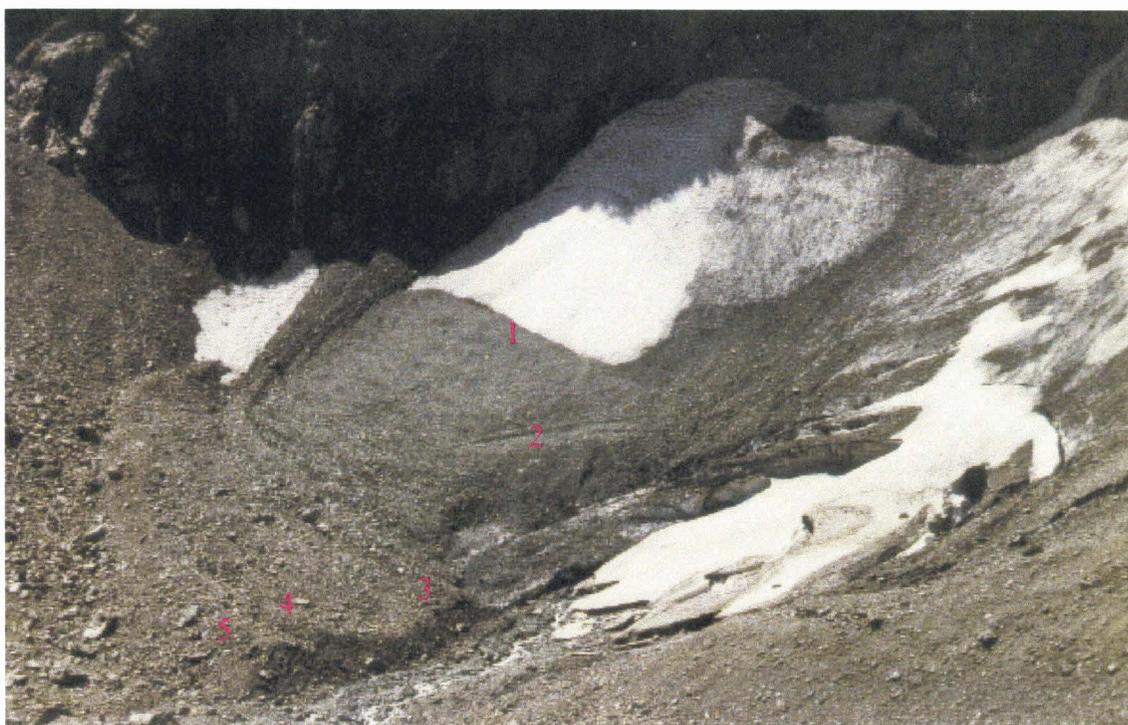


Figure 74 : Coupe à travers le Glacier régénéré. La gravité pure, les avalanches, le fluage superficiel des matériaux et la poussée glaciaire se combinent pour édifier le bourrelet.



Photographie 14 : Le bourrelet supérieur du Glacier régénéré des Bruyères (1). La forme bombée est incompatible avec une poussée de la glace. En amont, on observe le rôle du ruissellement superficiel dans la migration des matériaux.



Photographie 15 : La moraine orientale le 29 août 1997. La fonte exceptionnelle du début des années 1990 révèle la présence de glace sous le bourrelet supérieur (1) et le premier cordon (2). Par contre la neige est encore abondante sur le cône de glace.

Plus bas, à la base du bourrelet géliflué, le cordon intermédiaire (2) forme une crête bien marquée au profil symétrique. Les pentes ont des valeurs de l'ordre de 20° mais le versant externe, qui est beaucoup plus long, a une granulométrie plus fine. Aucune trace nette de mouvement ni de gélifluxion n'étant perceptible nous avons interprété cette forme comme une ancienne moraine sur laquelle venaient buter les blocs. Mais, en 1997, la fonte du glacier a révélé la présence de glace sous le cordon dont la forme s'est légèrement aiguë du fait de l'affaissement de la glace. Il faut donc l'interpréter comme un protalus-moraine (le terme anglais semble le plus adapté ici) car la forme aiguë de la crête et la distance par rapport à la paroi nous conduisent à envisager l'action combinée des apports gravitaires et de la poussée de la glace.

À la base, la pente s'affaiblit et se termine par trois petits cordons disposés en marches d'escalier (3, 4 et 5). Ils sont très dissymétriques : les versants internes sont en pente faible (5 à 10°) et recouverts de petits blocs alors que les versants externes, hauts de 1 à 3 m, sont plus abrupts (20 à 40°) et constitués de sables et graviers légèrement végétalisés. La forme aiguë des cordons est incompatible avec des bourrelets de fluage, et aucun mouvement n'a été décelé à ce jour (les alignements de cailloux peints et les piquets sont restés immobiles mais la durée d'observation est encore limitée à trois années). Il faut donc conclure qu'il s'agit de moraines même si la chute de gros blocs côté interne n'est pas totalement exclue car les avalanches de printemps peuvent parvenir jusqu'ici.

On imagine aisément qu'après la fonte de la glace l'emboîtement des cordons puisse évoquer un glacier rocheux développé à partir d'un protalus rempart comme cela a été décrit par W. HAEBERLI (1985). Or aucun indice de fluage profond lié à un pergélisol n'est décelable, une grande prudence est donc indispensable dans l'interprétation de ce type de formes.

4.3 – LES BOURRELETS PROTALUS EN VALLOUISE

La cartographie de l'ensemble de la Vallouise permet de montrer que les protalus remparts sont des formes rares mais pas exceptionnelles. Trois types peuvent être distingués.

Le premier ne se rencontre que dans le vallon de la Selle. Il s'agit d'accumulation des matériaux emportés par les avalanches, la gravité ou les écoulements torrentiels, qui se sont stabilisés dans un talweg temporaire formé par le versant opposé et un pont de neige. Le processus est encore fonctionnel si bien que les dépôts d'avalanches sont très souvent déposés sur la rive opposée à leur versant d'origine.

Le second correspond à des petits bourrelets qui se forment en haut de certains cônes d'éboulis en ubac (Photographie 16). Les débris s'accumulent à la base des petits "chapeaux" de neige qui se forment à partir des avalanches humides de printemps. Ces petits cônes, qui persistent pendant une bonne partie de l'été, ont une forte pente et sont fortement verglacés ce qui facilite la migration des particules.

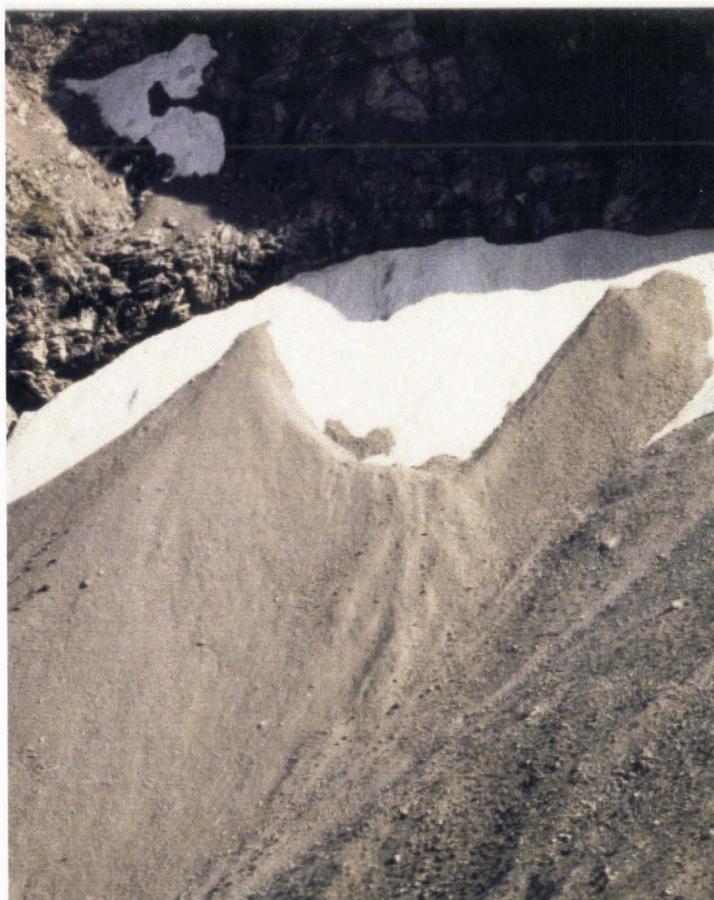
Le troisième type, dont le glacier régénéré des Bruyères est le meilleur représentant est moins anecdotique puisqu'on peut en observer plusieurs cas au Pic de la Cavale, sous le Glacier des Bœufs rouges, en face nord de la Condamine, dans le vallon de Clapouse... Il correspond toujours à des formes de décrépitude glaciaire sous forme de cônes de glace persistants en situation d'ubac. Ces moraines de névé diffèrent de celles envisagées par B. FRANCOU sur plusieurs points :

- La migration se fait sur une surface de glace et non sur un névé proprement dit ce qui permet aux débris rocheux de glisser facilement d'autant plus que la pente est supérieure à la pente d'équilibre.

- L'apport est toujours lié à des avalanches beaucoup plus qu'à des chutes de blocs isolés ce qui explique la forme parfois arquée des bourrelets.

- Enfin, si tous les blocs s'accumulent au même endroit c'est parce que le cordon se forme dès l'apparition du cône de glace et donc avant la formation de l'éboulis et non le contraire.

Leur rareté dans les Alpes du Sud est due à leur caractère éphémère. En effet, elles supposent la persistance de glace sous une corniche en évolution rapide si bien qu'elles sont rapidement recouvertes par les éboulis une fois le névé fondu. Si elles semblent plus nombreuses en Vallouise que dans les régions voisines c'est uniquement parce que la déglaciation des versants est un phénomène récent. Dans les vallées glaciaires orientées ouest-est surmontées de glaciers de cirque, les moraines de névé semblent être une étape normale de l'évolution de certains éboulis.



Photographie 16 : Un protalus rempart banal. Face nord du "doigt" (vallée du Sélé)

CONCLUSION DU CHAPITRE 7

L'altitude élevée, les fortes pentes, la diversité des microclimats et la déglaciation récente expliquent le caractère très original des formes périglaciaires de la Vallouise. Leur étude permet de confirmer le rôle prédominant de la structure et de l'exposition des versants sur les processus périglaciaires. Par contre, le caractère atypique des bourrelets de versant et l'inadéquation de l'altitude des glaciers rocheux de la Vallouise par rapport aux autres formes observées dans la région montrent les dangers des analyses trop rapides et l'intérêt de la cartographie géomorphologique à l'échelle régionale.

QUATRIEME PARTIE :
LES ALEAS NATURELS
GEOMORPHOLOGIQUES
ET HYDROLOGIQUES

CHAPITRE 8 - LES PRINCIPAUX ALEAS

Les quatre communes de la Vallouise sont classées "zones à risques naturels avec enjeu humain" par le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement. Tous les risques pris en compte par le ministère (incendies de forêt, avalanches, séismes, mouvements de terrain et inondations) existent en Vallouise.

Grâce aux travaux historiques, de nombreux événements catastrophiques du passé sont connus. Notre méthodologie ne permet pas une bonne perception de tous les aléas naturels, aussi nous limiterons-nous à l'étude des aléas géomorphologiques : crues torrentielles et mouvements de terrain.

1 - L'APPROCHE HISTORIQUE

L'étude des événements passés est un élément important pour la compréhension et la prévision des aléas. L'approche historique à partir d'archives permet de découvrir des événements passés dont les traces géomorphologiques ont été effacées.

1.1 – LES PRINCIPALES SOURCES

Les premiers travaux d'inventaire des catastrophes naturelles dans les Hautes-Alpes ont été menés par P. MOUGIN (1931) à qui on doit la connaissance de la plupart des événements anciens. Depuis, les principales catastrophes sont répertoriées par les services forestiers et le service de R.T.M. (Restauration des Terrains de Montagne) des Hautes-Alpes qui dispose d'archives abondantes, fiables et régulièrement mises à jour. Elles ont été dépouillées et complétées par des sources diverses, en particulier celles des archives départementales des Hautes-Alpes, lors de l'élaboration de l'Atlas départemental des risques naturels et technologiques par T. FANTHOU et G. GAMBIER. (1991)

Pour l'étude des événements en Vallouise, nous avons pu compléter ces travaux grâce aux récits de deux grands érudits locaux et curés de Vallouise : A. ALBERT (1887) et l'Abbé ROSSIGNOL (1797). Des témoignages oraux ont également été retenus quand ils étaient accompagnés de traces écrites ou photographiques suffisamment convaincantes. Par ailleurs, nous avons éliminé certains mouvements qui avaient été comptabilisés plusieurs fois à cause des changements de toponymes. Au total, 175 événements ont été retenus entre 1422 et 1995.

1.2 – LES PROBLEMES D'INTERPRETATION

La démarche historique est particulièrement enrichissante mais son interprétation nécessite une certaine réserve à cause du caractère sélectif de la mémoire collective.

Quantitativement, il est évident que les archives sont d'autant plus partielles que les événements sont anciens (Figure 75) si bien que les phénomènes récurrents à courte périodicité sont mieux représentés que les autres.

Les archives anciennes, et parfois les récentes, ne répertorient que les catastrophes spectaculaires ou ayant entraîné des dégâts. Aussi les mouvements lents (glissements lents, tassements rocheux...) qui sont parfois des risques naturels sont sous-représentés au contraire des événements brutaux (avalanches, écoulements torrentiels...).

Pour cette raison, les événements répertoriés se sont presque toujours produits dans des zones à forte vulnérabilité (zones d'habitat, ponts, champs cultivés...) alors qu'ils sont rarement mentionnés ailleurs (combe de Narreyroux, hautes vallées...). Les changements de la répartition géographique des aléas est donc dépendante des transformations de l'œkoumène. Ainsi, l'avalanche de "la barrière", qui est la plus active de la Vallouise, n'était jamais signalée dans les archives avant les relevés systématiques du R.T.M et le développement du tourisme qui nécessite le dégagement de la route.

Les événements historiques, peuvent entraîner des changements de population, et de perception des catastrophes naturelles. C'est la raison pour laquelle on peut s'interroger sur la fréquence accrue des événements torrentiels autour de 1700. Peut-être correspondent-ils à une réalité naturelle, mais on remarque qu'ils se produisent juste après la révocation de l'Edit de Nantes (1685) et la campagne d'extermination des derniers "hérétiques" qui a suivi. N'y a t-il donc pas simplement une perception plus catastrophiste des coulées torrentielles par de nouveaux habitants ?

La répartition temporelle des aléas peut difficilement être interprétée sans tenir compte des auteurs. Ainsi, on observe une nette recrudescence des événements au milieu du XVIII^{ème}S., dans la seconde moitié du XIX^{ème}S et au XX^{ème}S. (Figure 75) cela peut correspondre à une réalité mais aussi au fait que ces années précèdent les récits des principaux auteurs. Sur la plan qualitatif, on ne dénombre que quatre avalanches avant 1757 (contre 29 crues) mais après cette date on en signale 15 en 22 ans. Doit-on en conclure une recrudescence des avalanches ou simplement une attention accrue de l'Abbé ROSSIGNOL à la suite du drame de 1757 ?

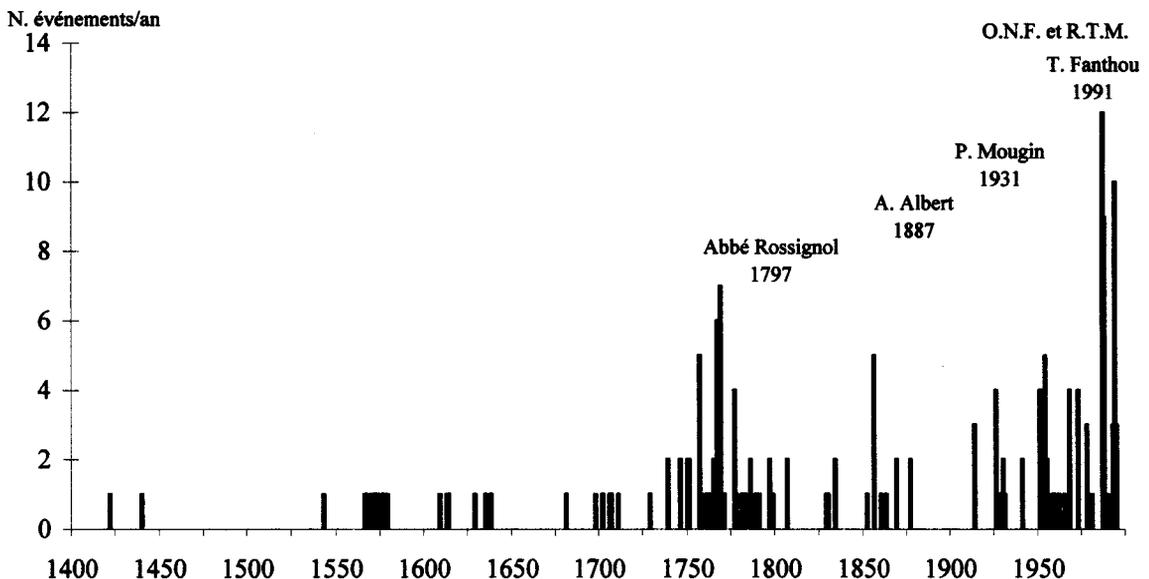


Figure 75 : Répartition par années des événements catastrophiques connus en Vallouise avant 1995. On remarque une nette relation entre la fréquence des événements et la présence des principaux observateurs.

L'approche probabiliste à partir de documents historiques ne peut donc à elle seule permettre une évaluation des aléas naturels en particulier pour l'aménagement des zones non peuplées. Il n'en demeure pas moins qu'elle permet de mieux comprendre un certain nombre d'aléas.

1.3 - LES ENSEIGNEMENTS DE L'ETUDE HISTORIQUE

L'inventaire des événements répertoriés jusque 1995 montre clairement la prédominance des crues torrentielles (Figure 76). 136 cas ont été répertoriés soit plus des trois quarts des événements catastrophiques. Les avalanches arrivent en seconde position, il s'agit essentiellement d'avalanches de poudreuses car toutes celles dont la date est précisément connue se sont produites en plein hiver ou sont qualifiées de "pourbier" ou d'"avalange", c'est à dire des avalanches de poudreuse par opposition aux "matesines" qui désignent les avalanches humides. Les mouvements de terrain sont peu représentés puisqu'ils se limitent à 12 cas dont 9 éboulements. Bien que 7 séismes aient été ressentis en Vallouise depuis 1940, dont un d'intensité 4,5 à Puy-Saint-Vincent le 7 février 1953 (fichier Sirène), aucune référence à l'activité sismique n'apparaît dans les archives.

Toutes les communes de la Vallouise sont affectées par des catastrophes mais Pelvoux et Les Vigneaux sont les plus affectées. Puy-Saint-Vincent fait figure de privilégiée puisque seules deux avalanches y ont été signalées ce qui semble peu quand on connaît la réputation du vallon de Narreyroux.

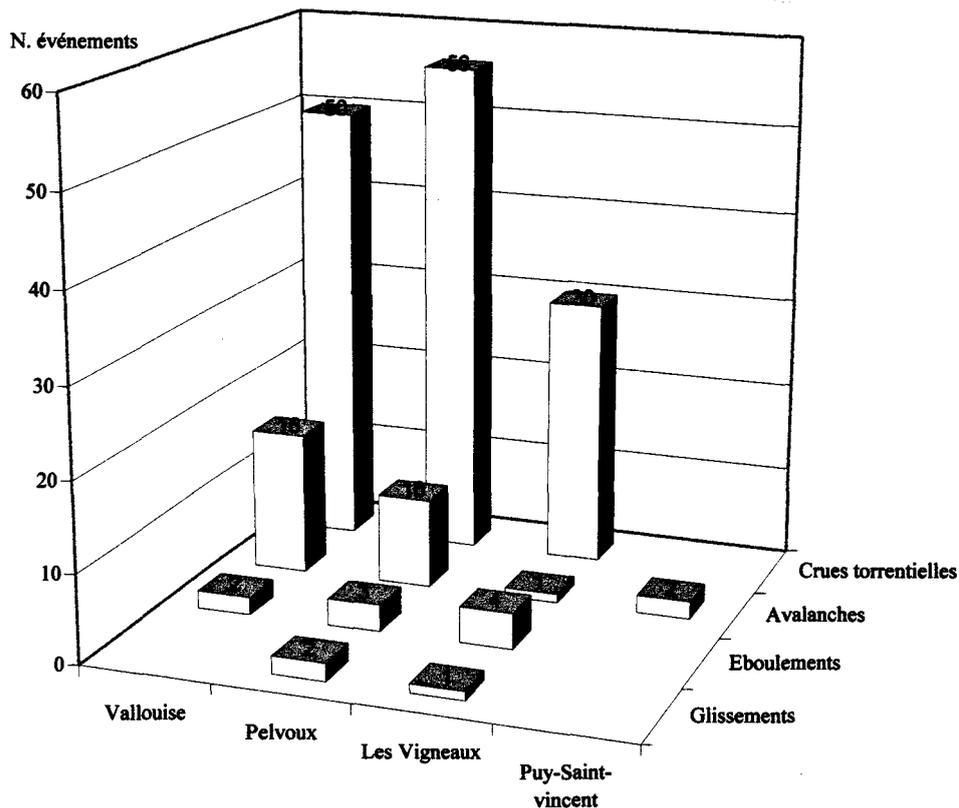


Figure 76 : Répartition par types et par communes des principaux événements répertoriés en Vallouise jusqu'en 1995.

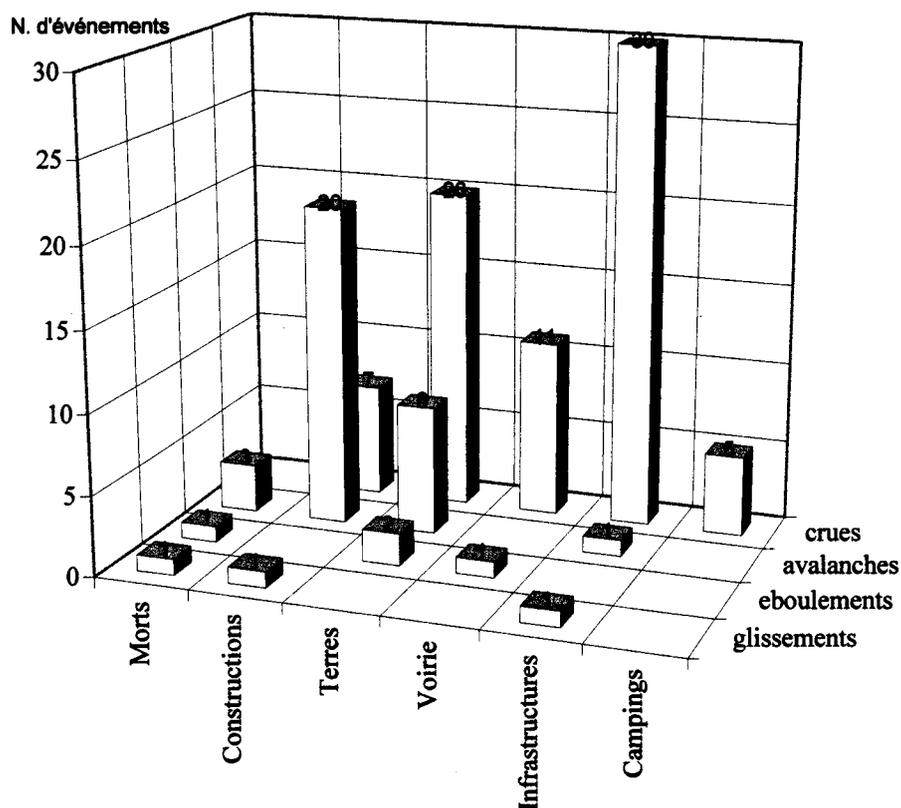


Figure 77 : Nombre d'événements connus ayant entraîné des dégâts humains ou matériels graves (morts, destructions totales de constructions, de plantations...) jusqu'en 1995. Un même événement peut être à l'origine de plusieurs types de dégâts.

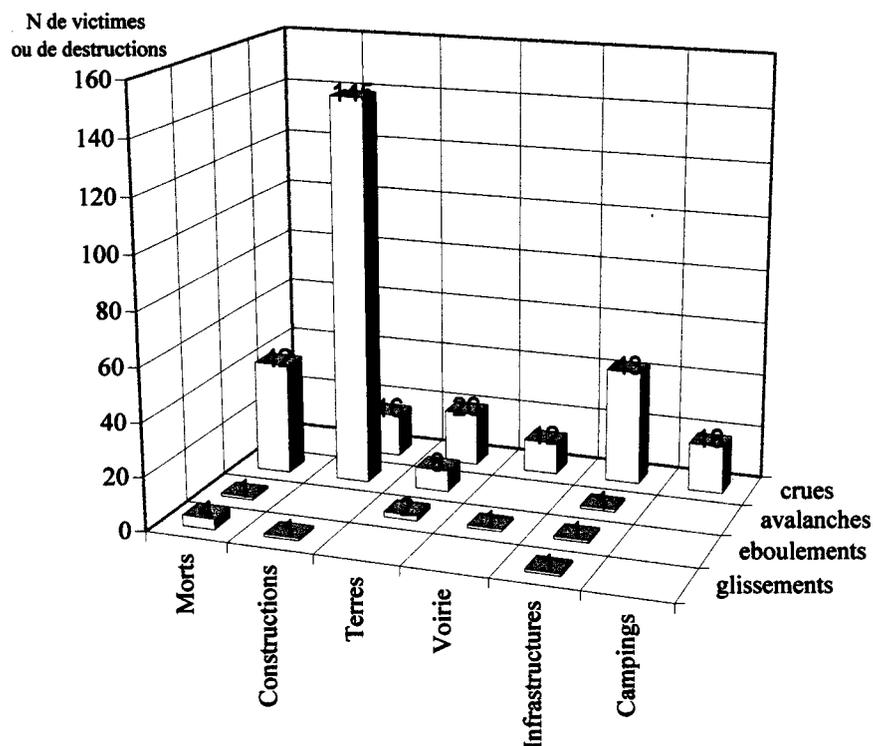


Figure 78 : Nombre de victimes et de destructions matérielles liées à des aléas naturels jusqu'en 1995.

Les avalanches sont la principale cause de décès et de destruction de constructions. A elles seules, les grandes avalanches du 21 janvier 1757, ont causé la mort de 42 personnes et la destruction de 104 constructions à Vallouise, au Villard et au hameau des Sagnes qui a été entièrement détruit. La faiblesse de leur impact géomorphologique, qui rend difficile leur étude avec la méthode que nous avons adoptée, et l'existence d'une carte nous ont conduit à les écarter de notre étude.

Les crues torrentielles catastrophiques sont plus fréquentes. Elles causent des dégâts à la voirie et aux infrastructures (routes, moulins, ponts, égouts, ouvrages de protection...) mais elles sont surtout responsables de l'engravement des routes, des terres agricoles et des campings (Figure 77 et 78).

Les mouvements de terrain sont beaucoup moins fréquemment répertoriés car ils n'occasionnent que des dégâts limités ou sont trop lents pour être perceptibles. Quand ils sont violents, ils peuvent cependant prendre une dimension dramatique puisqu'ils sont la cause de cinq décès.

2 - LES MOUVEMENTS DE TERRAIN

L'observation du terrain montre que bien que rarement répertoriés les mouvements de terrain sont très nombreux et affectent toute la Vallouise même s'ils sont mieux représentés dans la partie sédimentaire (Figure 79).

2.1 - EBOULEMENTS ET ECROULEMENTS ROCHEUX

La présence de nombreux "clapiers" et de cicatrices de départ montre que la plupart des escarpements rocheux sont affectés par des éboulements et chutes de blocs. Ces mouvements causent rarement des catastrophes car les habitants ont toujours évité la proximité des corniches, les dégâts restent donc ponctuels et affectent surtout des forêts. On déplore cependant un décès causé par un important éboulement à "la sapinière" ("Le Sapenier"?) à Pelvoux en 1856 et la menace de chute de blocs est permanente.

2.1.1 Les facteurs de la répartition

Tous les types de corniches peuvent être affectés par les éboulements mais c'est essentiellement la structure et la détente glaciaire qui en déterminent l'intensité.

Les escarpements structuraux sont à l'origine de presque tous les éboulements dans la Vallouise sédimentaire. Au sud est de la Vallouise, entre le massif des Têtes et celui de Montbrison, la Gyronde perce une cluse à travers les unités briançonnaises, essentiellement calcaires, qui forment un vaste anticlinal au dessus des terrains subbriançonnais beaucoup plus tendres. La fracturation des zones de contact et les contrastes lithologiques font que ces versants sont les plus affectés par les mouvements de terrain et en particulier par les éboulements et écroulements rocheux. Les roches calcaires et dolomitiques du massifs de Montbrison sont très perméables en grand et fissurées alors que le soubassement subbriançonnais est constitué par les calcschistes planctoniques peu perméables et beaucoup plus plastiques. De ce fait, les couches supérieures sont soumises au foirage et s'éboulent régulièrement. Parfois les chutes de blocs sont plus importantes et ont été répertoriées par le R.T.M. ou les services forestiers. Les principaux éboulements partent de la crête de Périllas et du Serre des



Figure 79 : Répartition des principaux mouvements de terrain observés en Vallouise.

Hières qui correspondent à des crêts de contact entre les calcaires briançonnais et les calcschistes planctoniques. Lors des très nombreux éboulements du passé, les blocs se sont accumulés à la base de l'escarpement où ils forment un très gros clapier mais en 1994 et 1995 certains d'entre eux ont dévalé la pente sur près d'un kilomètre pour s'arrêter au dessus des ruines de Barthalay, situées 500m en contrebas, en faisant des dégâts dans la forêt. Jusqu'à présent, aucun accident grave n'est à déplorer mais on peut craindre, qu'à l'occasion d'un nouvel éboulement, des blocs ne poursuivent leur course jusqu'au fond du talweg et créent une embâcle du Rif Cros. C'est un événement de ce type qui avait entraîné le débordement et la lave torrentielle du Besse (ou Bessée) le 2 mars 1978 qui a coupé les deux routes d'accès à la Vallouise.

Les effets de la détente glaciaire sur la fissuration des roches sont particulièrement nets dans la Vallouise cristalline. Les deux éboulements connus, celui de la Cabane des Bans en 1937 (PECHER A., 1970) et celui du 21 juin 1987 à Ailefroide peuvent lui être attribués. A Ailefroide, la détente glaciaire dans les gneiss se traduit par une fissuration et un débitage de la roche en pelures d'oignons parallèles au versant. En 1987, un pan de la crête de Palavar d'au moins 3000m³ s'est effondré à la base du versant où il s'est disloqué. Les blocs se sont éparpillés jusqu'à 400m du point d'impact le hameau d'Ailefroide a été recouvert de poussière de roche. Cet événement qui s'est heureusement produit juste avant la saison touristique montre que bien après le retrait glaciaire les effets indirects de la détente peuvent déclencher des éboulements. Cependant, les chutes de blocs se sont surtout produites juste après le retrait des glaces mais sont aujourd'hui masquées par les éboulis.

Plus rarement, les chutes de blocs ne s'expliquent ni par la structure ni par la fracturation de détente glaciaire. Ainsi, la chute d'un bloc de 2m³ au Canton à Pelvoux à l'automne 1993 est parti d'un versant boisé dont la pente est de l'ordre de 50%. Il a roulé sur 200m, en laissant des traces d'impacts sur le sol, avant de venir se stabiliser à une cinquantaine de mètres de la route, sur un pré en faible pente. La localisation de cette chute était si improbable que ce n'est qu'au printemps que le bloc a été découvert. Les raisons de la mise en mouvement sont inconnues, le glissement d'où il est parti ne montrant aucun signe d'instabilité d'ensemble, ce sont sans doute des affouillements locaux qui en sont responsables.

2.1.2 L'écroulement de Fontfroide

La plupart des éboulements sont situés sur des zones de tectonique active en particulier le long de la grande faille Ailefroide-Sirac et des failles de la vallée du Saint-Pierre.

L'éboulement de Fontfroide est le plus important de la Vallouise. Sa zone d'alimentation forme un bassin-versant de 160 hectares en forte pente (65%), dominé par la crête de Dormillouse et la calotte glaciaire du Dôme de Monétier (Figure 80 et Photographie 17). Dans la partie sommitale, les gneiss sont disposés en écaillés séparées par des failles obliques entre lesquelles sont pincés des sédiments liasiques. Ce versant est marqué par de nombreuses cicatrices d'arrachement et par une intense gélifraction dont les produits s'accumulent dans les talwegs de la combe du Riou et du Ravin de la Feste. Le bassin d'alimentation se referme en aval pour former un long couloir rectiligne, aux versants escarpés, large de 200m. Il correspond à un escarpement de faille qui a abrité un glacier comme le prouvent les polis glaciaires au bas de ses versants. A sa base, le cône d'écroulement, qui atteint une hauteur de 150m et un volume de 10millions de m³, est fortement remanié par les écoulements torrentiels.

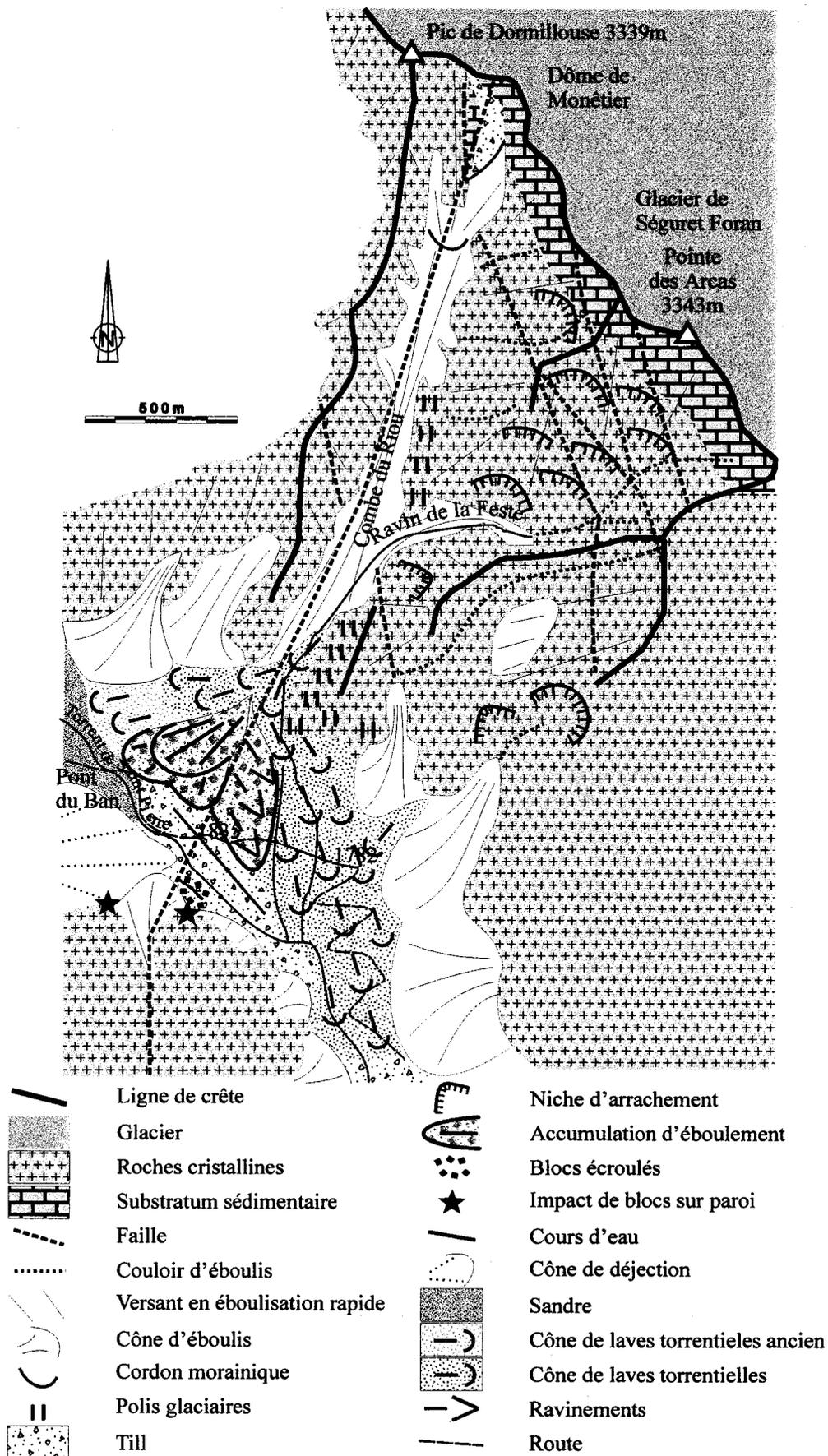
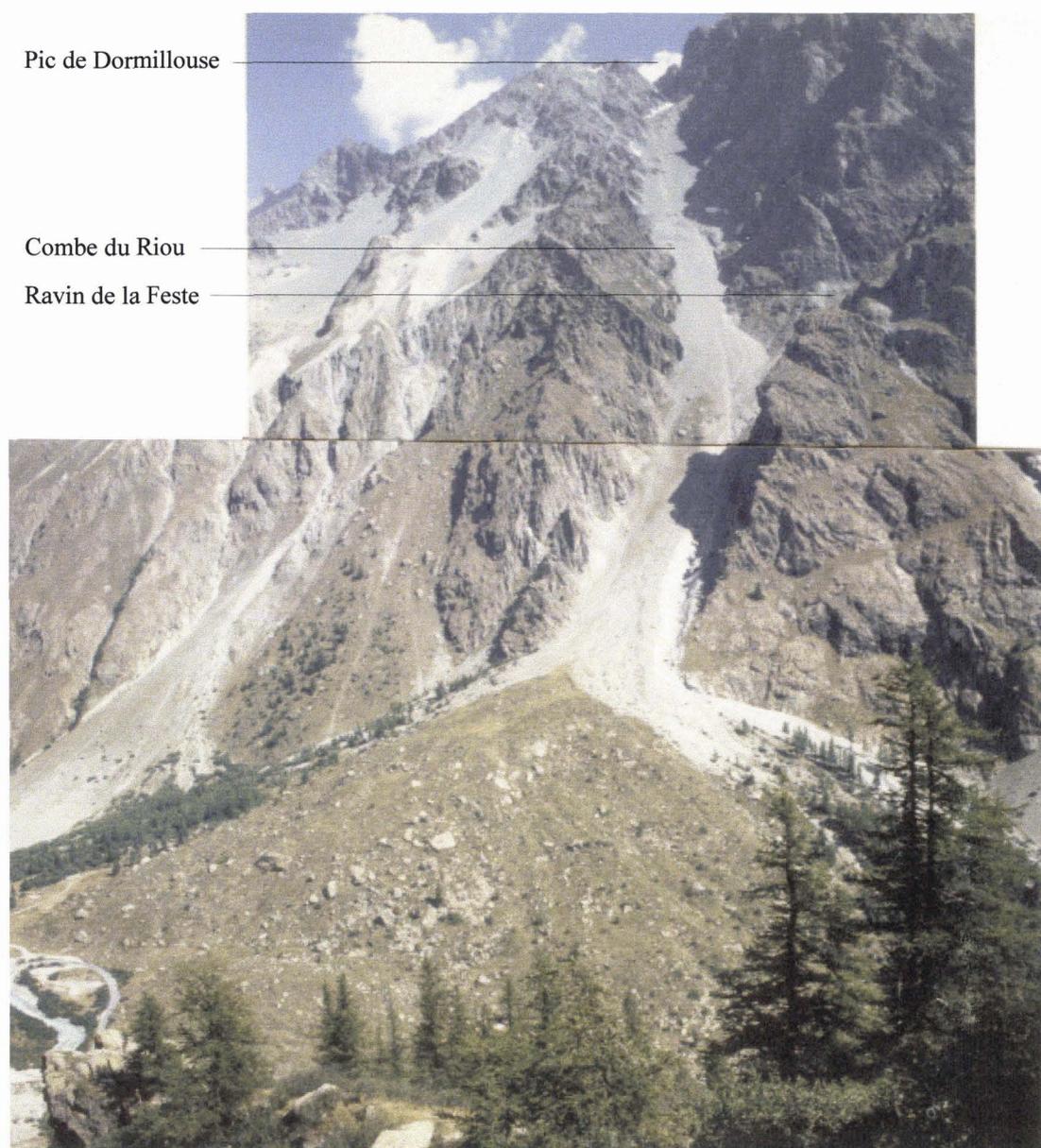


Figure 80 : L'éroulement de Fontfroide. La forme du Bassin-versant, les fortes pentes et la fracturation favorisent un éroulement en masse.



Photographie 17 : L'éroulement de Fontfroide.

Ce cône est formé de plusieurs bombements dont les flancs peuvent avoir une pente de l'ordre de 100% grâce à la présence de blocs dont le volume dépasse parfois les 500m³. Des blocs imposants sont allés se fracturer de l'autre côté de la vallée où les polis glaciaires portent de très nettes marques d'impact. Cet éboulement cataclysmique s'est sans doute produit au début de l'Holocène ou à la fin du Tardiglaciaire car le cône recouvre des cordons morainiques qui ne peuvent être rattachés qu'au Dryas Récent. Les bombements laissent supposer que plusieurs éboulements se sont succédé pour former le cône. Les plus anciens étaient probablement constitués d'un mélange de roche et de glace car ils forment des petites dépressions et parfois de légers bourrelets lobés qui évoquent un fluage de la masse. Des chutes de séracs à partir du glacier de la Combe du Riou ou du Dôme de Monétier ont sans doute joué un rôle important dans la mise en mouvement des matériaux. Par la suite, les chutes de blocs se sont poursuivies à un rythme soutenu pour former la partie supérieure du Cône qui a été régulièrement dégagée par les écoulement torrentiels jusqu'à ce que ces derniers s'encaissent latéralement.

2.2 - GLISSEMENTS ET AFFAISSEMENTS

En Vallouise, les mouvements de terrain de surface sont difficiles à classer car ils présentent des caractéristiques atypiques liées à la complexité structurale. Ils sont nombreux dans la partie sédimentaire mais beaucoup plus rares dans la Vallouise cristalline. On qualifiera de glissement les mouvements de versant à composante horizontale importante et d'affaissement (ou tassement rocheux) les mouvements dont la composante principale est verticale.

2.2.1 - Les grands glissements

Les glissements qui présentent une tête et un pied nettement distincts n'existent que dans les roches sédimentaires où ils sont liés à des contrastes lithologiques.

Le glissement des Charbonnières, au nord du massif des Têtes peut être considéré comme le plus "classique". Il est lié au binôme des calcaire briançonnais sur les calcschistes et flyschs noirs du subbriançonnais qui n'apparaissent pas à l'affleurement. La niche d'arrachement forme un escarpement très net d'une trentaine de mètres de hauteur dans les calcschistes planctoniques briançonnais au contact de deux écailles. La roche en place n'apparaît que très localement et la végétation qui recouvre entièrement les éboulis ne révèle pas d'instabilité. En contrebas, la tête de glissement est accidentée de petits paliers séparés par des contremarches de quelques mètres de hauteur et sur lesquels on observe de très gros blocs isolés. L'inclinaison de certains mélèzes indique une légère instabilité; la roche en place est masquée par les sols en dehors du front de certains escarpements. Vers 1850m, le dernier palier forme une nette contre-pente où un petit lac temporaire s'est installé.

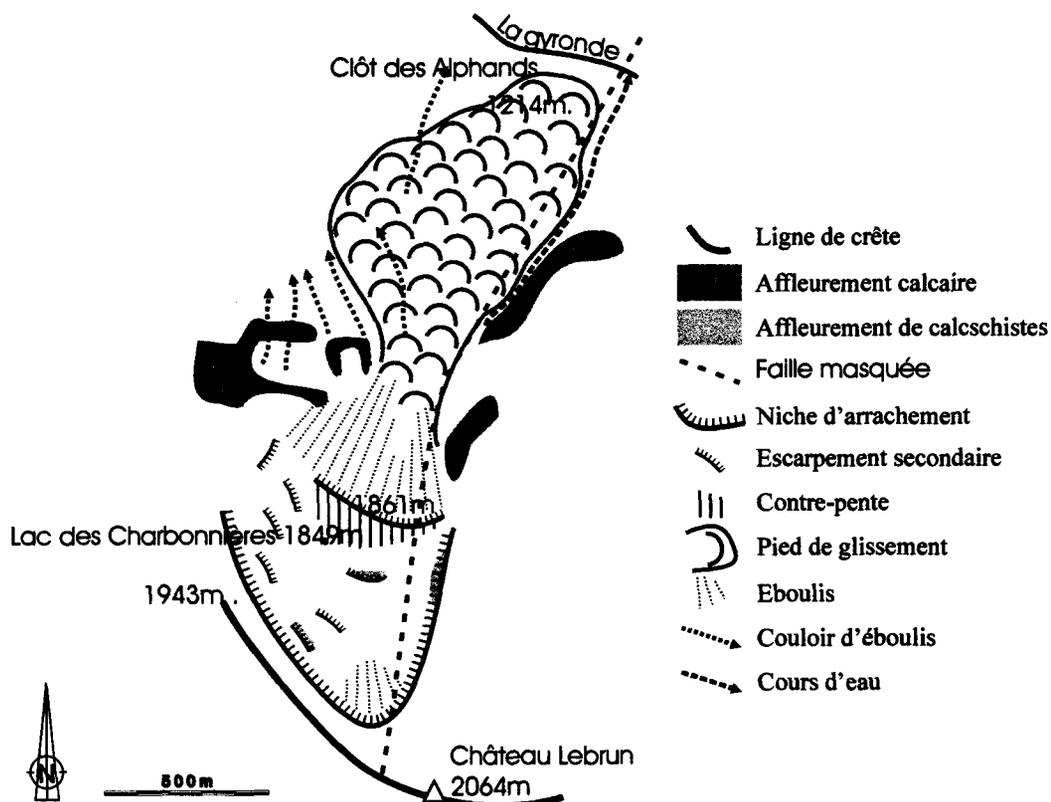


Figure 81 : Le glissement des Charbonnières

C'est en contrebas de ce dernier palier que les signes d'instabilité sont les plus nets. La pente, qui devient très forte (de l'ordre de 40°), est occupée par des éboulis parsemés de gros blocs instables dont la chute fait basculer les arbres. En dessous, le pied de glissement forme une langue spatulée dont la topographie est marquée par une série de lobes bombés. La roche en place n'apparaît jamais sous les sols et aucune rupture nette n'accidente la topographie en dehors de quelques éboulis qui sont en grande partie liés à l'exploitation forestière. La forêt, qui est ici très dense, marque la coexistence de zones très instables où les arbres sont basculés en tous sens et de zones sans mouvements importants. A la base, le pied de glissement se termine par un petit bombement qui aboutit à un petit replat structural qui domine les terrasses de la Gyronde. Aucune trace de coulée n'est visible mais le torrent du Fessourier affouille fortement le flanc est du pied de glissement. La netteté des formes de ce glissement est liée à l'affleurement d'une épaisse couche de calcaires triasiques qui forme un goulet entre le pied et la tête de glissement et réduit la mobilité de l'ensemble.

Dans le massif de Montbrison les formes sont beaucoup moins nettes car, en l'absence d'obstacle, la forte pente accélère le déplacement. Les couronnes de départ, qui correspondent à des escarpements monoclinaux, sont le plus souvent nettes, par contre les têtes de glissement sont peu développées et parfois imperceptibles. En dessous d'un replat unique et très réduit, souvent masqué par les éboulis ou les éboulements, on passe directement aux lobes de pied de glissement qui restent bien nets et sont souvent parsemés de gros blocs éboulés ou expulsés de la masse.

Dans les grès du Champsaur, les deux grands glissements du Grand Bois et de Sousteyran présentent une morphologie originale. La couronne de départ, prend la forme d'un vaste amphithéâtre en forte pente au profil en marches d'escaliers inclinées dans le sens de la pente. Ces marches correspondent à des gros blocs de grès parallélépipédiques de plusieurs mètres d'épaisseur et dont la surface peut dépasser la centaine de mètres carrés. Ces blocs se détachent de la roche en place, dont le pendage est dans le sens de la pente, et glissent sur le versant sur quelques de mètres ou dizaines de mètres puis se stabilisent après avoir laminé les lits schisteux qui leur servent de roche savon. Vers l'aval, les marches sont de plus en plus larges et finissent par former un replat qui se termine par un petit escarpement d'une vingtaine de mètres de hauteur. Le pied du glissement ne présente pas de caractéristiques originales en dehors de la plus grande fréquence de blocs éboulés. L'inclinaison des arbres à tous les niveaux et des témoignages attestant la formation de fissures localisées montre que ces versants ne sont pas totalement stabilisés. Contrairement aux autres glissements, ils ne sont pas liés à un binôme entre différentes couches mais aux stratifications internes aux grès du Champsaur. Ils n'existent que dans des sites où les lits schisteux sont épais et le pendage conforme à la pente; on peut donc se demander s'il existe une surface de glissement en profondeur ou s'il s'agit d'un ripage interne généralisé de la masse rocheuse auquel cas il serait préférable de parler d'affaissement rocheux.

2.2.2 – Les affaissements rocheux

Les affaissement, ou tassement, rocheux sont des mouvements à composante principalement verticale. Ils partent d'une niche d'arrachement nette mais sont dépourvus de pied parce que la contrainte tangentielle ne suffit pas pour entraîner un déplacement oblique des matériaux. Ils affectent les roches cohérentes cristallines ou sédimentaires quand les conditions de topographie, de pendage et l'absence de roche savon ne leur permettent pas de glisser.

Les grands affaissements de la rive gauche de l'Onde, aux lieux-dits le Vallon (Photographie 18) et les Gouberts, affectent les grès du Champsaur qui reposent sur le socle cristallin. La couverture est décollée au sommet du versant où on observe une niche d'arrachement. Mais, malgré la forte pente (60%) et la présence de flyschs schisteux au contact du socle, la masse rocheuse ne peut glisser plus en aval car elle s'épaissit jusqu'à la base du versant. Elle s'affaisse donc sous son propre poids ce qui entraîne des petits plissements et des mouvements lents en surface comme le prouvent les arbres inclinés et les fissures des murs des bergeries abandonnées. La déformation favorise la production de matériaux par la gélifraction emportés par les torrents qui attaquent les flancs de la masse rocheuse.



Photographie 18 : L'affaissement du Vallon. Les couches s'affaissent sur elles-mêmes faute de pouvoir glisser sur le versant.

Dans les roches cristallines et certaines roches sédimentaires cohérentes, l'affaissement de la masse rocheuse entraîne sa dislocation en gros blocs. Au Rascrouset (Figure 82), l'affaissement part d'une niche d'arrachement très nette, haute de 30 mètres environ qui entaille la paroi granitique juste dans l'axe de la faille d'Ailefroide-Sirac qui explique la présence de mylonite. Les matériaux sont disposés en un chaos de blocs de toutes tailles dont les plus gros dépassent plusieurs milliers de m³. Cette accumulation est trop peu disloquée pour envisager un écroulement massif, elle correspond à un affaissement lent ou en plusieurs étapes successives. Le mouvement s'est déclenché tardivement car la zone affaissée forme aujourd'hui un vallon qui n'a pas été emprunté par la langue glaciaire du Rascrouset dont la moraine bifurque vers l'ouest.

Les gros blocs ne donnent pas de signes d'instabilité mais les matériaux de l'affaissement alimentent le Riou du Gerpa qui les transporte sous forme de laves torrentielles.

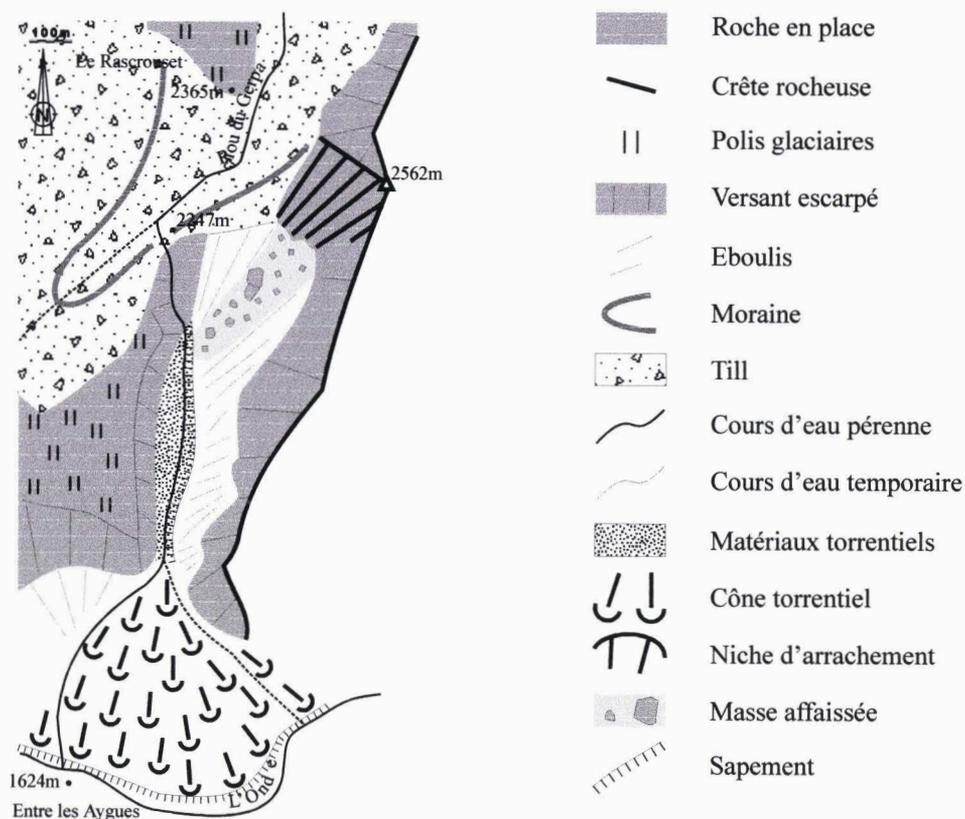


Figure 82 : L'affaissement du Rascrouset.



Photographie 19 : L'affaissement du refuge du Pelvoux.

3 – L'ALEA TORRENTIEL

"La multiplicité des torrents...est le plus cruel des fléaux"

SURELL M.

L'aléa torrentiel se manifeste par les débordements des rivières, responsables des inondations et des sapements de berges, et par les laves torrentielles des petits torrents qui entraînent surtout des engravements et de destructions de forêts.

3.1 – LES PRINCIPAUX COURS D'EAU

3.1.1 - Le régime moyen des principaux cours d'eau

Les régimes du Gyr, de l'Onde et du torrent de l'Eychauda sont connus grâce aux mesures effectuées en vue de la production électrique à Pelvoux et à l'Argentière-la-Bessée. La Société E.D.F. nous a communiqué les chroniques mensuelles de l'Onde à Béassac de 1955 à 1969 et du torrent de l'Eychauda de 1920 à 1931 ainsi que les chroniques journalières du Gyr au pont des Claux de 1952 à 1958. Nous n'avons malheureusement pas obtenu les données de l'Onde et de la Gyronde à Vallouise et en aval. (localisation : Figure 84).

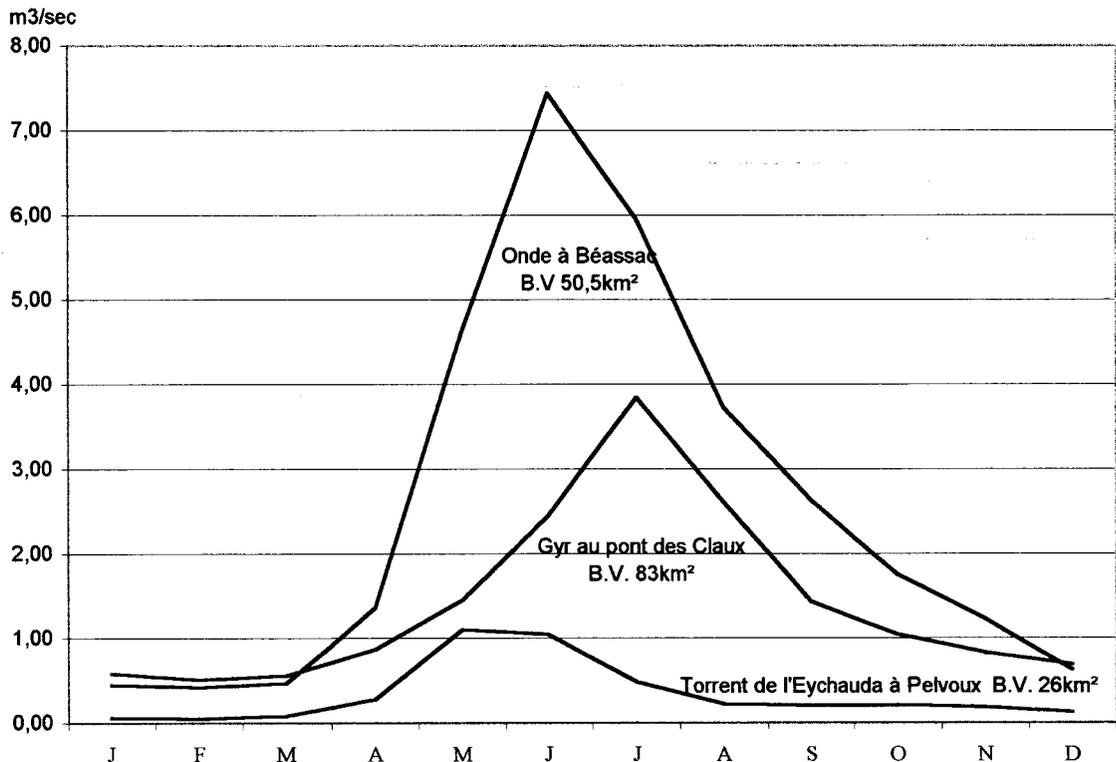


Figure 83 : Hydrogrammes des principaux cours d'eau de la Vallouise (Source :E.D.F.). Onde 1955-1969, Gyr 1952-1958, Torrent de l'Eychauda : 1920-1931.

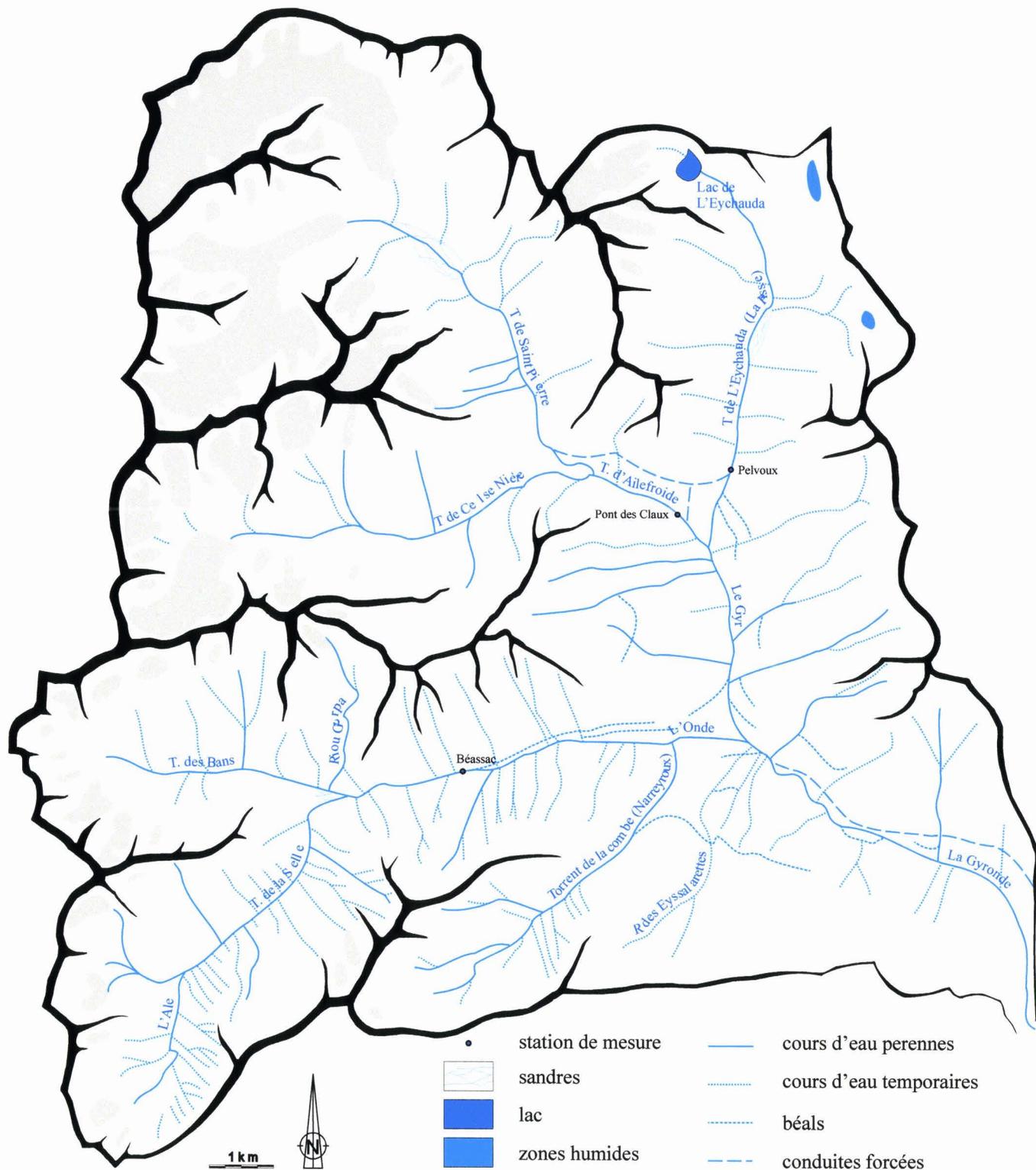


Figure 84 : Le réseau hydrographique de la Vallouise. L'opposition entre la Vallouise cristalline et la Vallouise sédimentaire est très marquée par la densité du drainage.

Le Gyr est un des rares représentants des cours d'eau à régime glaciaire dans les Alpes du Sud (Figure 83). Il doit cette caractéristique à son bassin-versant englacé sur 19km², soit près du quart de sa superficie totale (83km²). Au pont des Claux (1264m), son module est de 1,41m³/s, ce qui est assez faible puisque cela correspond à un débit spécifique de 16,94l/s/km² ou à une lame d'eau écoulée de 534mm/an. Son débit maximum est atteint au mois de juillet (3,84m³/s) ; le débit du mois d'août est supérieur à celui de juin ce qui montre que l'influence des températures est plus grande que celle de la fusion nivale. Les basses eaux sont bien marquées en hiver avec un minimum de 0,50m³/s en février.

On ne peut cependant pas considérer, le Gyr comme un cours d'eau "glaciaire presque pur" (PEGUY C.P.,1947) car il est beaucoup plus pondéré et irrégulier que la plupart des cours d'eau de ce type. Sur les trois années de mesures continues (1952-1955) son D.C.10 est de 3,16 m³/s et son D.C.E. de 0,23 m³/s ce qui montre une relative pondération liée à l'apport de la fonte nivale qui vient soutenir les basses eaux de février une année sur trois. Le débit moyen annuel du Gyr varie entre 1,03m³/s en 1952 et 1,998m³/s en 1953, une telle irrégularité est assez inhabituelle pour un cour d'eau glaciaire ; la fonte glaciaire ne permet d'ailleurs pas d'expliquer cette différence puisque l'année 1952 a été caniculaire et l'année 1953 marquée par des températures modestes. Il faut donc considérer que la chaleur de l'été 1952 a favorisé l'évaporation sur le bassin-versant et donc réduit le débit alors que la fonte des précipitations neigeuses très abondantes de l'hiver 1952-1953 a soutenu le débit de l'année 1953. L'influence nivale et évaporale est donc plus importante qu'il n'y paraît au premier abord.

Le régime de l'Onde à Béassac (1415m) est de type nival avec des hautes eaux en juin (7,44m³/s) puis juillet, mai et août. Son module, qui est de 2,56m³/s, semble énorme pour un bassin versant de 50,5km² puisque cela porte son débit spécifique à 50,60l/s/km², soit une lame d'eau écoulée de 1597mm/an! Avec un débit moyen annuel qui oscille entre 2 et 3,01m³/s, c'est le plus régulier des cours d'eau de la Vallouise

Le module du torrent de l'Eychauda à Pelvoux (2340m) est beaucoup plus modeste (0,34m³/s). Cela est lié à son bassin versant moins élevé et de superficie réduite (26km²) mais sans doute aussi aux pertes plus importantes dans les roches sédimentaires puisque son débit spécifique n'est que de 12,94l/s/km², soit une lame d'eau de 408mm/an. L'influence nivale y est très marquée puisque plus de la moitié des eaux sont écoulées en mai et juin. Le Torrent de l'Eychauda est le plus irrégulier des trois grands cours d'eau avec un débit qui varie de 0,099 en 1931 à 0,807 en 1920.

3.1.2 – Un écoulement marqué par des crues fréquentes

Pour tous les cours d'eau de la Vallouise, les valeurs moyennes mensuelles masquent une influence pluviale assez marquée. Elle est perceptible dans les chroniques mensuelles qui révèlent l'existence d'un maximum secondaire d'automne lié aux orages. Cette caractéristique est observable pour tous les torrents une année sur trois mais est surtout observable pour l'Onde (Figure 85).

Cependant cette influence pluviale s'exprime surtout sous formes de crues violentes qui sont l'aléa naturel majeur de la Région.

Les chroniques journalières du Gyr (Figure 89) montrent bien la brutalité des crues qui est liée à la violence des précipitations elles-mêmes mais surtout aux versants dont les pentes fortes et dénudées permettent un écoulement très rapide jusqu'aux talwegs. Le tarissement est également très rapide, les réserves aquifères étant presque nulles en particulier dans les roches cristallines. Les crues liées à des précipitations

soutenues sur plusieurs jours (fin juin, fin juillet, début août) n'ont que des conséquences limitées et n'entraînent jamais de débordements. Ce sont les averses violentes, comme celles du 22 août 1955, qui peuvent avoir des conséquences graves.

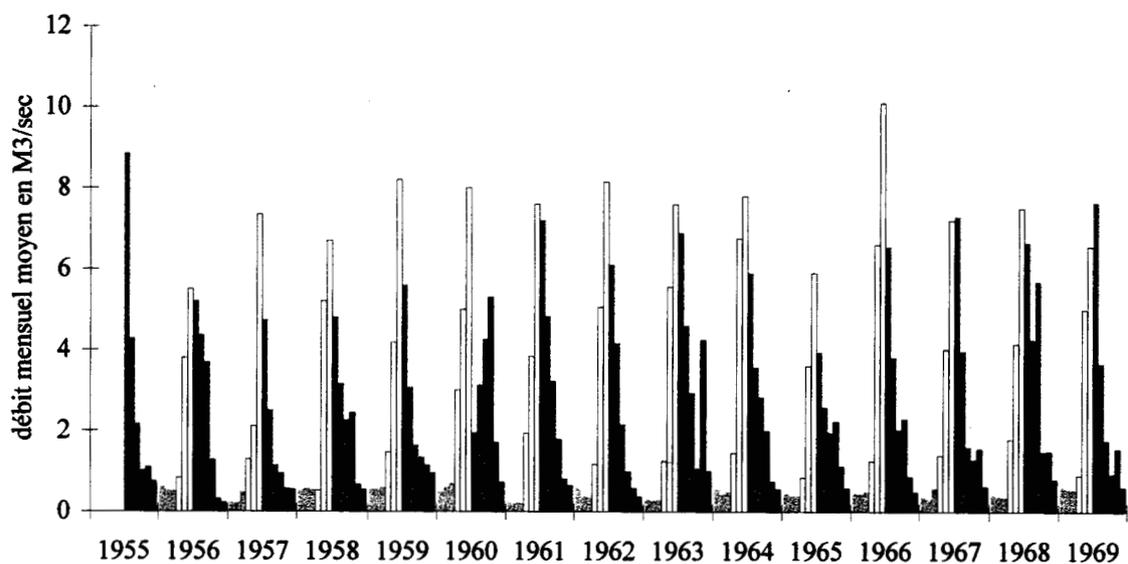


Figure 85 : Chronique mensuelle de l'Onde à Béassac entre 1955 et 1969. Source E.D.F.

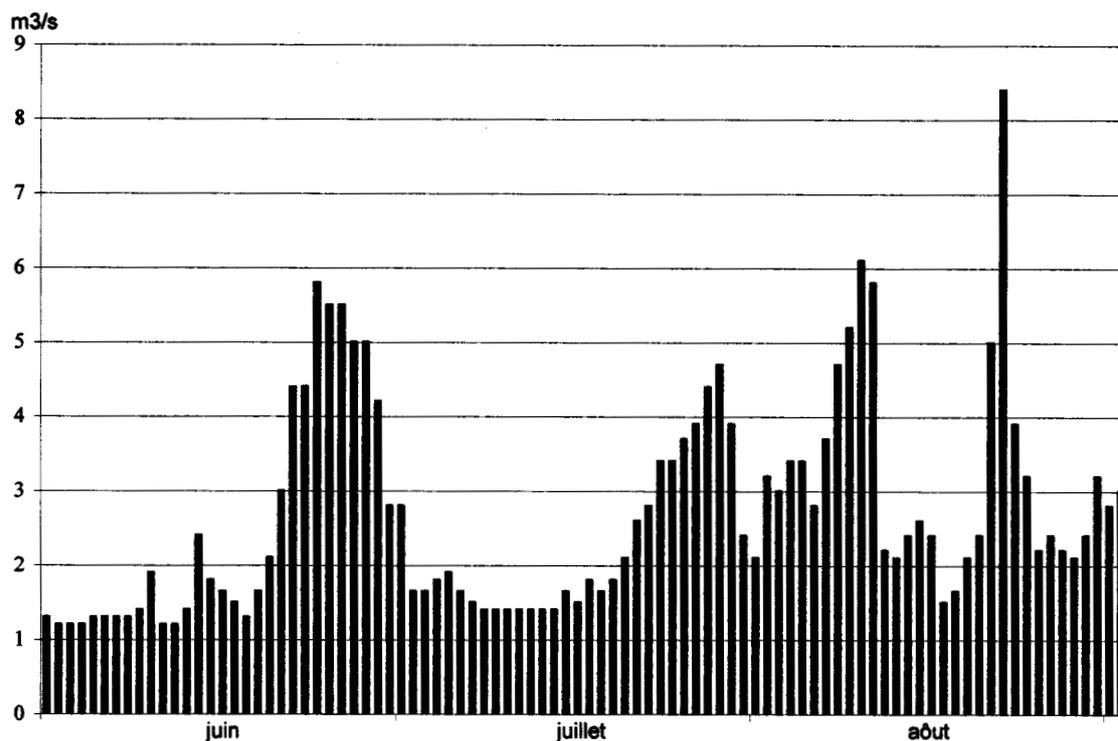


Figure 86 : Chronique journalière du Gyr en juin, juillet et août 1955 (Source E.D.F.).

Les débits de pointe ne sont pas connus mais plusieurs estimations ont été réalisées par le R.T.M. à l'occasion d'un projet de collecteur d'assainissement à Vallouise en 1990 (Projet SIAMAR), et par la SOGREAH pour la construction d'un hôtel à Vallouise et de la Z.A.C. du Grand Parcher (Tableau 18). Les débits de pointe instantanés prévisibles sont très élevés en particulier les débits décennaux qui dépassent ceux de la Durance mais sont qualifiés de réalistes au vu de l'importance des crues du passé.

Il en découle que toute la vallée est sous la menace permanente de catastrophes en particulier au niveau des ponts où la vitesse pourrait dépasser 5m/s (5,42m au Pont du Grand Parcher, SOGREAH). La portée et le tirant d'air des principaux ponts devrait permettre le passage d'une crue centennale, à condition que ceux-ci ne soient pas obstrués par des apports solides, mais des travaux réalisés dans le lit des torrents risquent de créer des obstacles à l'écoulement. Ainsi, à Vallouise, un endiguement large (20m) et un pont de 18m de portée et de 3m de tirant d'air avaient été construits après la crue de 1914. Depuis, la situation s'est fortement dégradée et la cohérence d'ensemble des aménagements de protection est compromise par des enrochements de mauvaise qualité en amont du pont et la construction d'un parking submersible, en rive droite du Gyr à l'aval du pont, qui réduit à 11m la largeur du lit du torrent. Au Grand Parcher, l'aménagement de la Z.A.C. expose les prés situés en rive droite de la Gyronde "mais le risque est faible en regard du type d'occupation"! (sic rapport SOGREAH, 1992)

| Torrent | Gyr | Gyr | Gyr | Onde | Onde | Gyronde | Gyronde |
|---------------------|--------------------------------|------------------------------|-----------|---------|-----------|-----------|-----------|
| Lieu | Pelvoux | Pelvoux | Vallouise | Béassac | Vallouise | Vallouise | G.Parcher |
| Source | hypothèse moyenne R.T.M. | hypothèse forte R.T.M. | SOGREAH | SOGREAH | SOGREAH | SOGREAH | SOGREAH |
| Crue biennale | 80 | 105 | | | | | |
| Crue décennale | 130 | 175 | 80 | 45/50 | 55/65 | 100/120 | 110 |
| Crue trentennale | | | | | | | 165 |
| Crue centennale | 215 | 300 | 130 | 75 | 90/110 | 170/200 | 210 |

Tableau 18 : Estimation des débits liquides instantanés en m³/s de plusieurs cours d'eau calculés par la méthode CRUPEDIX. (R.T.M.) et par ajustement statistique des débits connus (SOGREAH).

L'étude des crues catastrophiques montre qu'elles sont réparties dans l'année en conformité avec les débits des cours d'eau (Figure 87). Elles sont les plus nombreuses en août et juillet car les débits liés à la fonte glaciaire se cumulent avec les précipitations importantes alors qu'en hiver la rétention nivale interdit les écoulements. Plus rarement, elles sont dues à la seule fonte glaciaire comme celles d'août 1807 durant lequel le lac de l'Eychauda a débordé pendant quinze jours. La menace torrentielle n'est pas exclue en automne, à cause des violents orages, et au printemps où la fonte nivale est accélérée par les précipitations. Dans la vallée de l'Onde, ces crues de printemps sont aggravées par les avalanches humides et des ruptures de ponts de neige du vallon de la Selle qui créent des embâcles temporaires dont la rupture provoque les redoutables effets "chasse-d'eau" qui se propagent jusqu'à Vallouise.

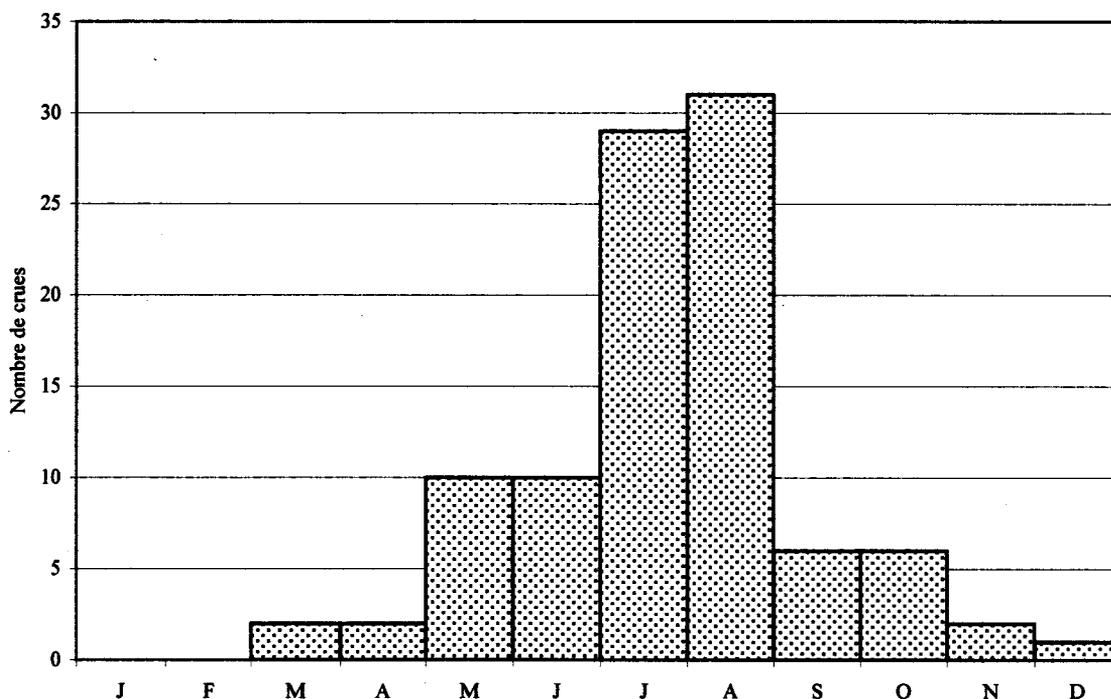


Figure 87 : répartition des événements torrentiels catastrophiques dans l'année.



3.2 – LES LAVES TORRENTIELLES

3.2.1 – La répartition des laves torrentielles

Les crues des trois principaux cours d'eau ne représentent que la moitié des événements liés à l'écoulement répertoriés dans les archives. Les torrents plus modestes sont sujets à des écoulements violents mais moins fluides, qui transportent des quantités énormes de matériaux, désignés sous le nom de "laves torrentielles". La répartition spatiale de ces événements au caractère catastrophique est très révélatrice de la morphologie régionale et de la connaissance du milieu (Figure 88).

Dans la zone cristalline, peu de phénomènes torrentiels sont répertoriés. Cela est sans doute en partie lié au peu d'attention portée à ces régions inhabitées y compris à l'époque actuelle. Ainsi, on s'étonne de ne jamais voir citer des cours d'eau pourvus de cônes de laves torrentielles portant des traces encore fraîches de coulées (vallée du Sélé, Riou Gerpa...). Cependant les dénivellations importantes, qui diffèrent la fusion nivale, les ruptures de pente au niveau des épaulements et la mauvaise hiérarchie du réseau hydrographique ne favorisent pas les écoulements violents. De plus la charge solide mobilisable par ces cours d'eau est beaucoup plus réduite que dans la Vallouise sédimentaire si bien que les écoulements restent fluides jusqu'au fond des principaux talwegs où la concentration des eaux est rapide et peut entraîner des crues violentes.

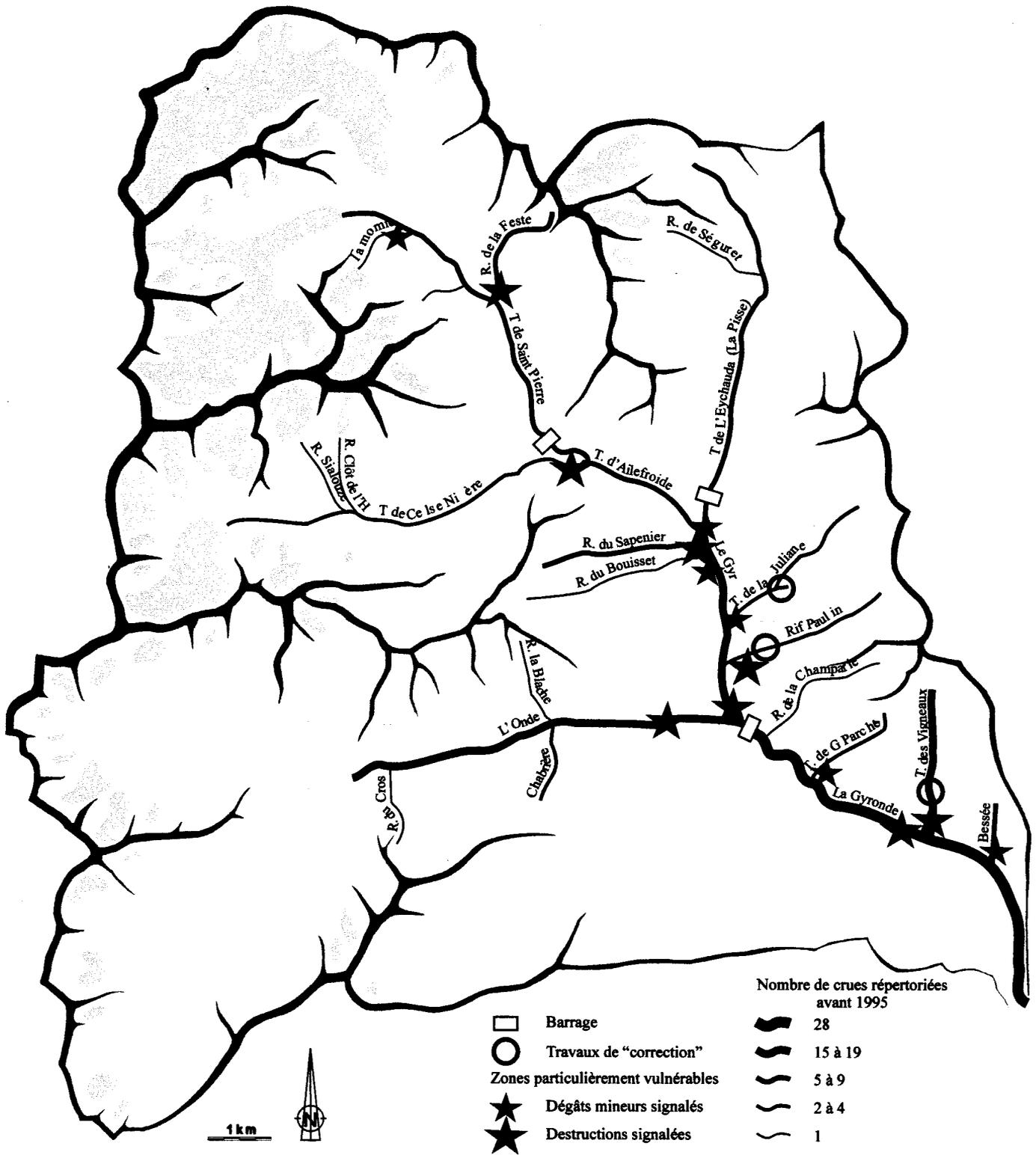


Figure 88 : Les principaux cours d'eau à risques et les zones sensibles à l'aléa torrentiel en Vallouise.

Dans la Vallouise sédimentaire, les pentes régulières sont très favorables aux événements torrentiels violents d'autant plus que les matériaux mobilisables dans leur talwegs sont abondants. De très nombreux cours d'eau ont été répertoriés pour leurs crues en particulier sur les versants de La Blanche et du massif de Montbrison. Ils sont plus rares ailleurs mais on peut soupçonner le rôle de l'éloignement des zones habitées en particulier dans la vallée de l'Onde où les traces géomorphologiques de laves torrentielles sont nombreuses.

Le rôle de la structure est déterminant pour l'importance des laves torrentielles ; ainsi, les torrents les plus actifs sont tous situés dans des zones d'érosion active qui rechargent leur lits en débris rocheux et permettent la récurrence des événements torrentiels. Ainsi, le torrent des Vigneaux (ou Rif Cros), dont le bassin-versant est régulièrement affecté par des écroulements rocheux, a connu 17 crues torrentielles depuis le XVII^{ème}S, elles se produisent plusieurs fois par siècle mais sans grande régularité. D'autres torrents, tels le Besse (ou Bessée), la Juliane ou le ravin de la Feste...sont régulièrement rechargés en matériaux rocheux par des mouvements de terrain.

Tous les torrents ont connus un net regain d'activité depuis la fin des années 80. Certains d'entre eux étaient déjà signalés en 1751 (le Sapenier), 1856 (la Juliane)... mais ne donnaient plus de signes d'activité depuis. Une première reprise d'activité a eu lieu en 1951 pour le torrent du Grand Parcher et la Bessée, mais c'est à partir de 1987-1988 que tous les torrents ont repris leur activité y compris certains pour lesquels aucune crue antérieure n'est connue (Rif Paulin...). Elles se succèdent depuis à un rythme inquiétant, avec des crues affectant simultanément plusieurs torrents en 1994, 1995 et 1999 qui ont justifié d'importants travaux de correction.

3.2.2 – Les crues du 16 août 1999

Dans la soirée du lundi 16 août 1999, à la suite de violents orages, plusieurs laves torrentielles se sont produites en Vallouise, occasionnant des dégâts aux infrastructures (passerelles emportées, routes coupées et parfois endommagées...) et obligeant l'évacuation en urgence du camping de Pelvoux. Tous les torrents en crue sont alignés autour d'un axe sud-nord qui correspond à la direction de l'orage. Deux d'entre-eux sont bien connus pour leurs débordements depuis une quinzaine d'années : il s'agit du ravin de la Feste (ou de la Combe du Rif) et du ruisseau du Sapenier, par contre les principaux écoulements ont affecté les affluents de l'Onde peu habitués à de tels événements.

Le ruisseau de la Feste est signalé pour la première fois dans les archives le 22 août 1965 mais l'importance de son cône de laves torrentielles laisse supposer des crues beaucoup plus fréquentes dans le passé. Depuis cette date, il a engravé et affouillé la route du Pré de Madame Carle le 5 et le 22 août 1968 et le 13 juillet 1987. Il semble donc qu'il y ait un temps de retour de l'ordre d'une quinzaine d'années pour les crues de ce torrent. Lors de la crue d'août 1999, les éboulis accumulés dans le couloir de la Combe du Riou (Figure 80, p.193) sont repris par le torrent de la Feste qui creuse une incision en V profonde de 3m mais laisse les plus gros blocs sur place. Au cours de la crue, les matériaux plus grossiers sont repris dans le vallon mais l'affouillement du torrent est relativement limité puisque la morphologie du chenal n'est pas fortement modifiée (Figure 89). Au sommet du cône, le torrent rencontre un affleurement rocheux marqué par les polis glaciaires qui crée un barrage à l'écoulement. En temps normal cet obstacle est contourné, mais en période de crue il est franchi ce qui déclenche une turbulence et l'affouillement du cône sur une profondeur de 5m et une largeur de 10m.

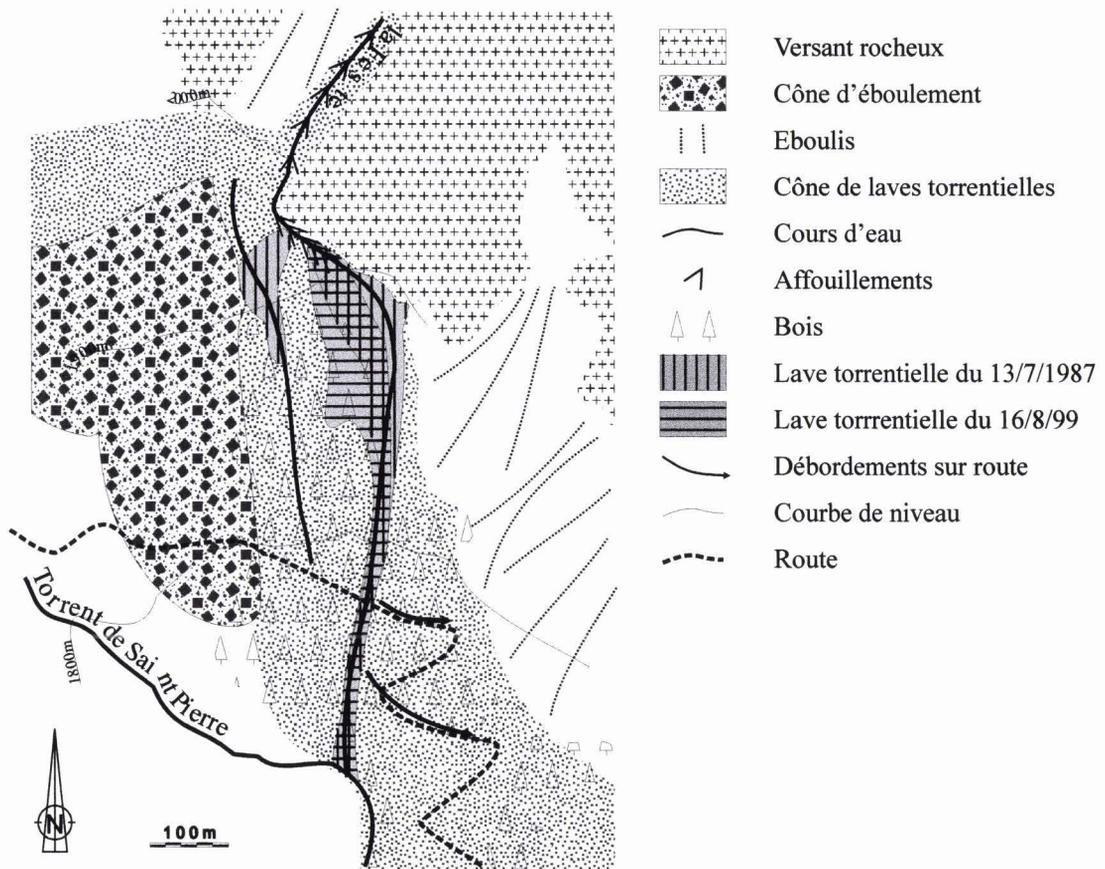


Figure 89 : Le cône de laves torrentielles de la Feste. Le seuil rocheux contribue à l'affouillement et l'étalement de la lave torrentielle alors que le bois favorise la chenalisation.



Photographie 20 : Le chenal de coulée dans sa partie aval. Le couloir est bien calibré et les levées latérales réduites. La lave torrentielle ne contribue que très peu au creusement.



Photographie 21 : La coulée en aval du seuil rocheux. Les quelques mélèzes suffisent à diviser la coulée en plusieurs ramifications séparées de levées médianes, qui peuvent mesurer 50m de longueur et 2,5m de hauteur.



Photographie 22 : La coulée dans sa partie aval. L'écoulement principal est bien chenalisé ce qui limite considérablement les dégâts sur la route.

Les matériaux emportés s'évalent plus bas sur une largeur d'une centaine de mètres. Les premiers arbres rencontrés divisent la coulée en plusieurs branches séparées par d'imposantes levées, de 2m50 de hauteur, formées de gros blocs enrobés dans une matrice sableuse. Plus en aval, seule la coulée principale parvient à traverser la forêt, qui devient plus dense, et forme un chenal large de 6 à 7m nettement délimité par des levées. Le torrent de la Feste pose la question de l'opportunité de la "correction" qui avait été demandée et refusée en 1968. Outre l'opportunité économique (le dégagement et la réparation de la route tous les 15ans coûtant moins cher que de lourds travaux) on observe que la végétation à elle seule contribue à limiter l'impact de la lave torrentielle sur le cône. Le rôle du seuil naturel dans le fonctionnement de la coulée est plus ambigu : d'une part il contribue à briser l'énergie de l'écoulement mais il facilite l'affouillement en aval et l'accumulation des matériaux en amont.

Le torrent du Saperier a déjà causé des dégâts en 1751 et 1761 mais n'a plus donné de signes d'activité avant son réveil en 1987. Son bassin-versant forme une longue pente rectiligne sur le versant de la Blanche, le pendage de la couverture éocène (flyschs noirs) est conforme à la pente si bien que la roche se débite facilement en plaquettes. C'est dans la partie amont du torrent que les matériaux sont arrachés mais la lave torrentielle est restée chenalisée jusqu'à l'aval où la rupture de pente et surtout l'absence de végétation a entraîné la divagation de la coulée. Un gué en béton, construit bien imprudemment, a créé un blocage de la coulée qui a été détournée vers le camping et les prés environnants. .

C'est dans la vallée de l'Onde que les écoulements ont été les plus remarquables par les quantités de matériaux déplacés et par le caractère généralisé de l'événement. Au total, 12 torrents ont déposé des matériaux essentiellement sur le versant sud de la Blanche qui est le plus exposé à l'orage (Figure 90). Dans la plupart des cas, les coulées sont restées de taille limitée et la surface engravée en dehors du lit torrentiel n'excède pas 100m² mais les coulées du Riou de l'Aulagnier, de Béassac et surtout du Ravin de Malacombe ont déposé des quantités beaucoup plus importantes. Ce dernier a engravé la route sur une cinquantaine de mètres de largeur et plus de deux mètres d'épaisseur dans la partie centrale, le volume total du dépôt est de l'ordre de l'ordre de 3000m³. A la base, la coulée a barré l'écoulement de l'Onde dont le niveau a monté d'au moins un mètre au dessus des hautes eaux mais la rupture du barrage s'est faite progressivement. Une rupture brutale, heureusement peu probable du fait de la taille imposante des blocs et l'hétérométrie de la formation, pourrait libérer en une seule fois plusieurs dizaines de milliers m³ d'eau. L'observation du lit de l'Onde montre que ces embâcles se produisent fréquemment puisque les berges sont sapées en de nombreux endroits en relation avec des coulées, a Béassac (Figure 91) une terrasse montre qu'un barrage a atteint une épaisseur de plus de deux mètres .

Le réveil des torrents de la vallée de l'Onde, qui suit celui d'autres torrents de la Vallouise dans les vingt dernières années pose la question d'une reprise généralisée de l'activité torrentielle. A l'échelle des cinquante dernières années, pour lesquelles les archives peuvent être considérées comme fiables, cette reprise ne fait aucun doute, mais de telles reprises ayant déjà été constatées dans le passé, il semble un peu tôt pour se prononcer sur le long terme d'autant que les orages ne semblent pas plus violents que par le passé.

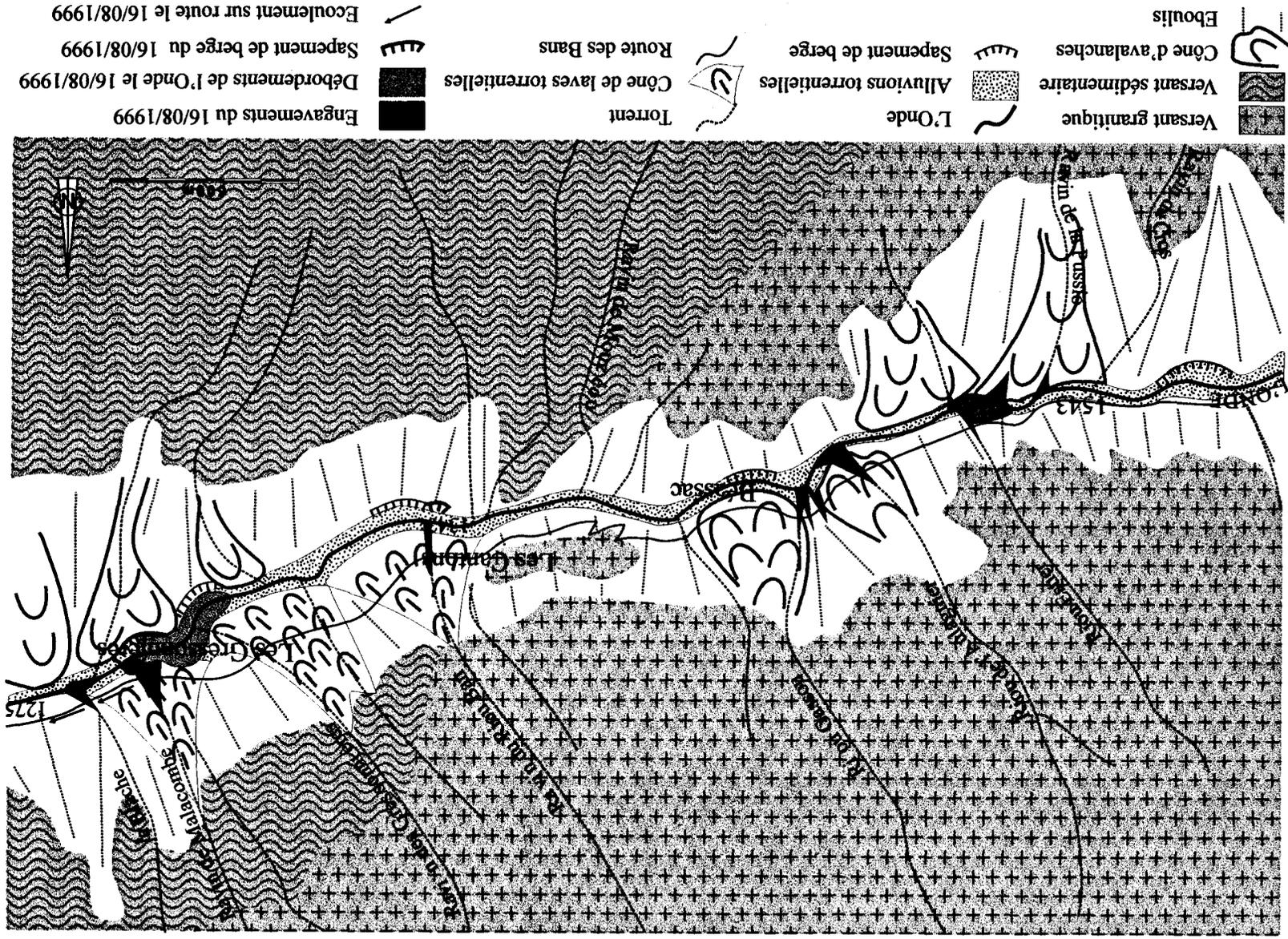


Figure 90 : Les crues torrentielles dans la vallée de l'Onde le 16 août 1999. Le versant nord a été principalement touché. Seul la Blache était signalée dans les archives. Les embâcles au niveau des Gressonnières et du Riou Estier sont restées heureusement limitées.

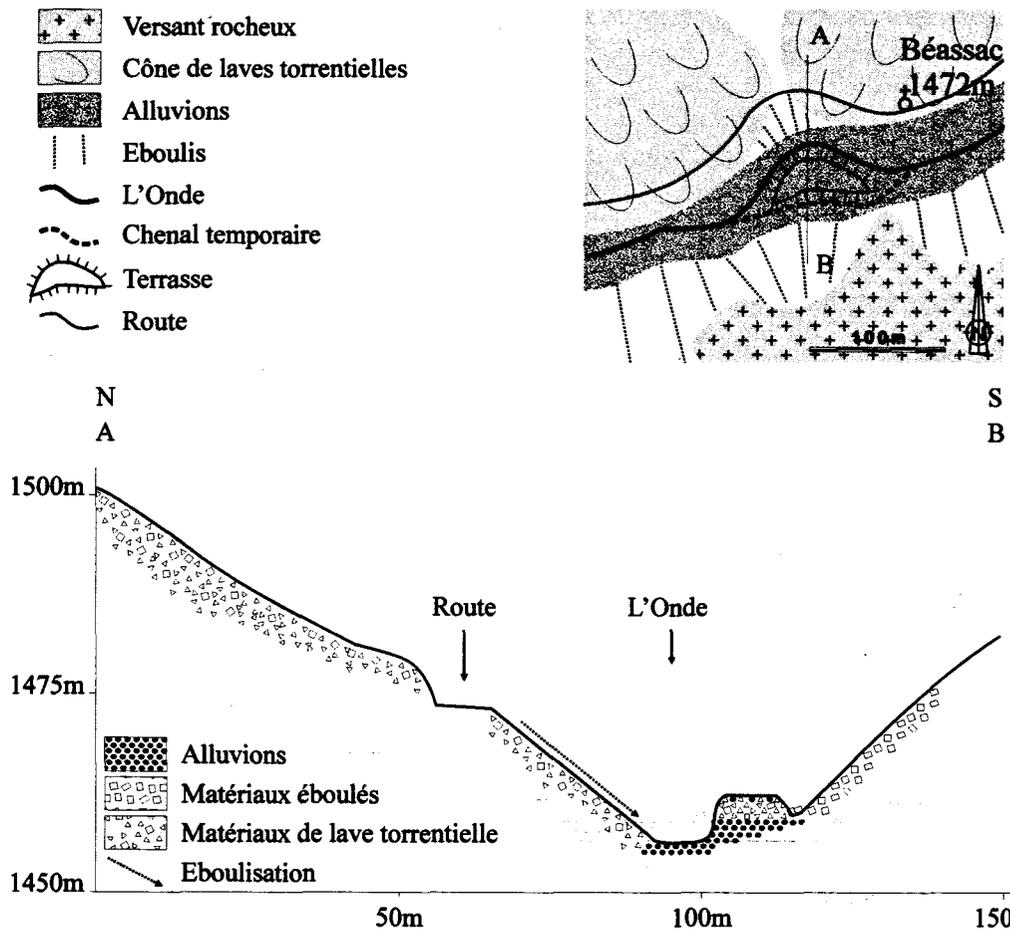


Figure 91 : La vallée de l'Onde à Béassac. La terrasse témoigne d'anciens embâcles liés aux laves torrentielles qui ont pu provoquer la retenue de près de 30000m³ en amont.

CONCLUSION DU CHAPITRE 8

La Vallouise est affectée par de nombreux aléas géomorphologiques et hydrologiques dont seule une petite partie est répertoriée dans les archives. La plupart des mouvements de terrain sont apparus à la fin des périodes glaciaires à la faveur des phénomènes de détente et leur activité est aujourd'hui fortement ralentie. Ils ne doivent pas être négligés pour autant car même un mouvement très lent peut causer des dommages aux infrastructures. L'aléa torrentiel est le plus redouté car il se manifeste régulièrement de manière violente par des débordements et des laves torrentielles. C'est l'association de mouvements de terrain et d'écoulements torrentiels qui constitue la principale menace, le torrent n'étant que le révélateur de l'érosion du bassin-versant. L'analyse des aléas doit donc nécessairement s'appuyer sur une cartographie détaillée.

CHAPITRE 9 – CARTOGRAPHIE ET PREVISION DES ALEAS NATURELS

"La prévention des catastrophes dues à des mouvements de terrain implique, en premier lieu, que l'on sache où le mouvement va se produire, ou risque de se produire."

FLAGEOLLET J.-C. ,1989

La prévision des aléas et des risques naturels est une préoccupation de plus en plus forte des populations et des pouvoirs politiques. Elle l'est d'autant plus dans une région de montagne où la forte croissance démographique et le développement touristique entraînent de nouvelles constructions. Dans les années 70, les premières dispositions légales de prévision des risques ont stimulé les recherches sur les catastrophes naturelles en général et sur la cartographie des aléas en particulier.

Les progrès réalisés en matière de cartographie des aléas permettent aujourd'hui d'envisager une méthode qui s'appuie sur la carte géomorphologique qui permet d'allier la rigueur scientifique et la simplicité indispensable aux besoins des aménageurs. Certains événements récents et dramatiques montrent cependant les limites de la démarche entreprise.

1 – LA CARTOGRAPHIE DES ALEAS GEOMORPHOLOGIQUES

Dans les années 70-80, plusieurs démarches furent entreprises dans le but de cartographier les aléas naturels. L'I.G.N. établit très rapidement des cartes thématiques expérimentales dont deux couvrent la partie orientale de la Vallouise. Dans le même temps, le B.R.G.M. et de nombreux universitaires se consacraient à des travaux scientifiques sur la cartographie des aléas dont les enseignements permettent d'établir une méthode adaptée à la Vallouise.

1.1 - LES TRAVAUX REALISES EN VALLOUISE

1.1.1 - La carte de localisation probable des avalanches

La carte de localisation probable des avalanches à 1/20000 a été, en 1972, le premier document cartographique établissant un zonage des risques naturels en Vallouise. Ce document a été élaboré par l'I.G.N., à la demande du C.T.G.R.F. (Centre Technique du Génie Rural, des Eaux et Forêts). Un fond coloré représente les zones parcourues par les avalanches, des hachures permettent de distinguer les zones dangereuses ou "présumées dangereuses", et des flèches sont utilisées pour figurer les

risques localisés. Les différentes couleurs (rose et orange) permettent de distinguer la méthode utilisée pour le diagnostic : photo-interprétation et/ou enquête de terrain. Bien que sans valeur légale, cette carte est souvent consultée pour la délivrance de permis de construire. Sa qualité est donc largement reconnue mais son intérêt reste limité pour l'étude des aléas géomorphologiques car elle ne fait aucune distinction entre les différents types d'avalanches

1.1.2 - La carte des mouvements de terrain

La carte des mouvements de terrain de Vallouise-Pelvoux à 1/25000 a été établie en 1985 par l'I.G.N. à la suite de la loi n°82-600 du 13 juillet 1982, sur l'indemnisation des victimes des catastrophes naturelles, qui prévoyait la mise en application par l'Etat des P.E.R. (Plan d'Exposition aux Risques). Cette carte, non publiée, était considérée par l'I.G.N. comme un document préparatoire à l'établissement du P.E.R. mais celui-ci n'a jamais vu le jour. Le document a été établi par photo-interprétation, l'enquête sur le terrain et l'enquête d'archives sont restées limitées à des investigations très ponctuelles destinées à "lever les doutes" des photo-interprètes.

Différentes couleurs ont été utilisées pour représenter les mouvements de terrain :

- Le vert pour les chutes de blocs (écroulement, éboulements, chutes de pierres).
- Le gris pour les glissements de terrain.
- Le mauve pour les crues torrentielles.

Pour chaque type d'aléa, les mouvements actifs (c'est à dire, au sens de l'I.G.N., ceux qui apparaissent nettement par photo-interprétation) sont représentés en couleur forte et les mouvements potentiels (c'est à dire qui ne sont pas nettement distingués) sont représentés en couleur claire. Pour les laves torrentielles et les chutes de blocs un système de hachures permet de délimiter les extensions possibles des mouvements.

Sont également représentés des événements qui ne sont pas des mouvements de terrain :

- Les zones inondables en violet clair.
- Les éboulis vifs, en rouge ; et les éboulis stabilisés, en orange.
- Les zones de transport par les avalanches en vert clair.

La carte réalisée a été fortement critiquée, en particulier par le R.T.M., car elle souffre, en plus du choix très surprenant des couleurs, d'un certain nombre de carences liées à la méthode utilisée. L'analyse s'appuie uniquement sur la morphométrie des mouvements superficiels pour lesquels aucun critère scientifique d'identification et de délimitation n'a été fixé. De plus aucune analyse géomorphologique n'appuie les observations si bien que les erreurs d'interprétation sont très nombreuses. Ainsi une évidente méconnaissance de la structure amène des confusions entre des escarpements structuraux et des zones en mouvement, des tills sont interprétés comme des éboulis, des glaciers rocheux sont confondus avec des accumulations d'éboulements... Mais surtout, les glissements de terrain ne sont presque jamais cartographiés et quand ils le sont, leurs limites sont très contestables. De tels défauts semblent inacceptables quand on sait que les problèmes d'instabilité des versants relèvent dans 90% des cas de glissements anciens (NOVERRAZ F., 1984).

L'intérêt de la méthode est surtout, selon l'I.G.N. son coût limité (4F/ha en 1985) qui permet d'envisager une couverture nationale. Cet argument renvoie au débat entre les partisans des cartes "sophistiquées" et ceux des cartes "empiriques" ouvert

depuis le colloque "géomorphologie et risques naturels" de 1987 (GUEREMY P., 1987a). Cependant, on conviendra que de telles carences ne peuvent être acceptées pour un document valant servitude d'utilité publique et annexé au P.O.S.

1.2 – LA REPRESENTATION DES ALEAS

La carte des aléas ayant vocation à être consultée aussi bien par le spécialiste que par le simple citoyen, doit allier rigueur scientifique et facilité d'utilisation. De plus, la perspective d'une généralisation des P.P.R. rend souhaitable une adaptation de la carte des aléas géomorphologiques aux exigences de ces plans. Cela suppose un certain nombre de "sacrifices" de la part des auteurs qui s'expriment dans la conception de la légende.

1.2.1 – Les P.P.R.

Les P.P.R. (Plan de Prévention des Risques), institués par la loi n° 95-101 du 2 février 1995, sont des documents synthétiques destinés à remplacer tous les documents antérieurs (P.E.R., plans de surfaces submersibles, plans de zones sensibles aux incendies de forêt...). Comme le P.E.R., le P.P.R. est une servitude d'utilité publique obligatoirement annexée au P.O.S. et s'impose à toute personne, publique ou privée, qui désire entreprendre des constructions nouvelles mais aussi aux propriétaires ou exploitants de biens implantés antérieurement au P.P.R. C'est l'Etat qui est compétent pour l'élaboration et la mise en œuvre du P.P.R. et qui définit le niveau de prévention recherché.

Le P.P.R. délimite les zones exposées aux risques naturels prévisibles et prévoit les mesures de prévention à mettre en œuvre par les propriétaires, les collectivités locales ou les établissements publics dans le but de ne plus construire en zone vulnérable, de protéger les infrastructures existantes en zone exposée et de ne pas créer de nouveaux risques par des constructions. Les ambitions sont très grandes puisque le texte de loi considère comme prévisibles les inondations, les mouvements de terrain, les avalanches, les incendies de forêt, les séismes, les éruptions volcaniques, les tempêtes et les cyclones.

Le P.P.R. comprend des documents graphiques qui délimitent les zones à risques en distinguant les "zones rouges" où les constructions nouvelles sont interdites, et les "zones bleues" où elles restent autorisées sous réserve de prescriptions particulières. Doivent être distinguées les zones réglementées parce qu'elles sont directement exposées aux risques de celles où des aménagements pourraient aggraver les risques ou en provoquer de nouveaux. La nature des "phénomènes" est présentée dans une note de présentation mais rien n'impose sa représentation cartographique.

La carte des aléas géomorphologiques n'a pas vocation à s'aligner sur les directives du P.P.R. qui prend en compte beaucoup plus de risques naturels. Cependant, ces derniers devant être établis sur l'ensemble du territoire national, il semble souhaitable que la carte des aléas géomorphologiques soit facilement utilisable pour la délimitation des zones à risques.

1.2.2 – La représentation du degré d'aléa

L'évaluation du degré de l'aléa est extrêmement délicate car elle met en jeu des intérêts économiques très importants en particulier quand des risques existent dans des zones bâties. Les élus locaux, qui ont la lourde tâche de faire appliquer les directives des

P.P.R., sont tiraillés entre les intérêts de leurs administrés, qui veulent le plus souvent minimiser les risques, et leur responsabilité morale et pénale en cas d'accident. Les contacts avec plusieurs d'entre-eux montrent qu'ils accueillent l'idée même d'une cartographie des aléas avec une certaine réserve. L'évaluation des aléas doit donc s'appuyer sur des arguments scientifiques forts pour être admise par tous, tout en faisant admettre que tous les aléas ne peuvent être prévus à moins de réaliser des études géotechniques dont le coût serait insupportable.

Plusieurs critères doivent être pris en compte pour l'évaluation des aléas. La présence de mouvements de terrain actifs est bien entendu déterminante mais ne suffit pas. Certaines zones stables doivent être considérées comme zones à risque potentiel : ce sont les mouvements anciens mais aussi de zones susceptibles d'être affectées par des mouvements, du fait de leur environnement topographique ou structural (chutes de blocs, zones inondables...).

Les cartes Z.E.R.M.O.S. (Zones Exposées à des Risques liés aux MOuvements du Sol et du sous-sol), à 1/25000, lancées en 1972 à l'initiative du B.R.G.M. privilégient le degré de risque par rapport à sa nature. Elles répondent bien aux besoins des aménageurs tout en préservant une certaine rigueur scientifique dans le choix des critères d'évaluation des aléas. Leur légende ne comporte qu'un nombre limité de couleurs correspondant aux aléas : trois couleurs de base sont retenues en fonction du constat d'instabilité et de la présence de facteurs d'instabilité.

| Couleur | Instabilité | Facteurs d'instabilité |
|---------|------------------------|------------------------|
| Rouge | Actuelle constatée | Favorables |
| Orange | Incertaine ou ancienne | Moyennement favorables |
| Vert | Inexistante | Défavorables |

Tableau 19 : Principe de base de la représentation du degré d'aléa sur les cartes Z.E.R.M.O.S. (Zones Exposées à des Risques liés aux MOuvements du Sol et du sous-sol).

De nombreux auteurs de cartes Z.E.R.M.O.S. ou d'autres cartes des aléas ont ajouté des nuances pour préciser les critères de choix ou, plus souvent, pour prendre en considération la gravité des aléas (BOCQUET, 1984 ; DUMAS et al, 1984 ;...). Ce choix semble justifié car il permet de limiter la subjectivité de la carte des aléas et de distinguer les mouvements profonds et les mouvements superficiels, qui ne présentent pas de risque grave et peuvent être maîtrisés par des travaux. Il permet aussi de mettre en évidence des zones stables mais menacées par des événements d'ampleur catastrophique comme les écroulements rocheux. La multiplication des couleurs a cependant l'inconvénient de renvoyer à plus tard la définition des zones à risques telle qu'elle est envisagée dans le cadre du P.P.R. L'auteur de ce dernier document, qui ne sera pas forcément celui de la carte des aléas puisque de nombreux autres risques sont pris en compte, devra décider du découpage en trois zones de risques sans forcément connaître toutes les données du problème. C'est la raison pour laquelle il nous semble préférable d'en rester aux trois couleurs de base de la carte Z.E.R.M.O.S. Cela suppose que la couleur soit choisie en fonction du critère (instabilité, présence de facteurs d'instabilité ou gravité du risque potentiel) le plus contraignant.

L'aléa torrentiel n'entre pas dans la même logique puisqu'il s'agit d'un phénomène discontinu et récurrent. C'est donc la périodicité des crues qui doit être prise en compte pour l'évaluation des aléas, malheureusement leur trop faible nombre ne permet pas de calcul statistique significatif. On classera donc en rouge tous les lits actuels et les débordements ayant laissé des traces nettes, et en orange tous les cônes de

laves torrentielles même anciens car les faits montrent qu'un "réveil" des torrents est toujours possible.

1.2.3 - Représentation et délimitation des "phénomènes"

Bien qu'elle ne soit pas imposée par la loi sur les P.P.R., la représentation des phénomènes est indispensable à la crédibilité de la carte des aléas et répond à une demande légitime de droit à l'information des citoyens. Elle l'est d'autant plus que le choix de limiter à trois les degrés d'aléa conduit inévitablement à l'extension de la zone orange qui a vocation à devenir zone bleue dans le P.P.R. Les architectes doivent donc être informés de la nature de l'aléa afin de mettre en œuvre les mesures de protection qui s'imposent.

La carte des mouvements de terrain de l'I.G.N. montre qu'une carte des aléas basées sur le seul critère topographique est peu satisfaisante. Par contre, la carte géomorphologique détaillée permet d'établir une carte des aléas géomorphologiques beaucoup plus fiable à condition qu'une attention particulière soit portée dès le départ aux aléas naturels. Un effort particulier devra être porté sur les limites des mouvements de terrain, l'analyse des mouvements, la représentation de leur degré d'activité et le relevé des facteurs aggravants ou limitants.

La carte géomorphologique étant trop souvent considérée comme ésotérique, y compris dans le cercle restreint des géomorphologues, il convient d'en faire une représentation simplifiée et intelligible par le commun des mortels. Cette carte simplifiée peut être présentée en annexe ou sur un transparent, mais il est préférable de représenter les phénomènes par des figurés en surcharge qui permettent une manipulation plus facile.

Afin de bien montrer le lien entre la carte des aléas et la carte géomorphologique, qui peut être présentée en annexe, la couleur des figurés sera choisie en fonction des normes de la carte géomorphologique. On représentera donc en brun les mouvements de terrain et en vert l'aléa torrentiel. Le violet est traditionnellement utilisé pour la représentation des avalanches que nous avons écartées de notre champ d'études car elles sont rarement un aléa géomorphologique et parce que la carte de localisation probable des avalanches donne déjà satisfaction. On utilisera donc cette couleur pour représenter, comme dans la carte géomorphologique, les zones soumises aux processus périglaciaires c'est à dire les parois rocheuses escarpées, les éboulis et la totalité des étages périglaciaires.

La délimitation des zones à risques pose le délicat problème de la définition de "périmètres de sécurité". Pour les chutes de blocs, on prend généralement l'altitude minimale connue pour un même événement, l'exemple de l'éboulement du Canton à Pelvoux montre les limites d'un tel critère mais nous l'avons quand même retenu car il reste le seul possible dans l'état actuel des connaissances. Pour les glissements de terrain, la mobilité du versant pose le problème de la durabilité du document (DUMAS B. et *al.*, 1984 ; GUEREMY P., 1987), la très faible mobilité des glissements en Vallouise nous conduisent à représenter les limites actuelles du glissement sans délimiter de périmètre de sécurité.

Pour la délimitation des zones soumises à des aléas torrentiels le critère des crues centennales, qui est souvent retenu pour délimiter le risque d'inondation (en particulier par les P.P.R.), ne peut s'appliquer aux torrents de montagne car ceux-ci induisent surtout un risque de sapement des berges et d'engravement. De plus, la gravité des événements est liée au risque, pratiquement imprévisible, de débâcles à la suite

d'une occlusion par les laves torrentielles comme cela s'est produit pour le Gyr qui a été barré par les matériaux de la crue de la Juliane le 27 juillet 1994. Se pose par ailleurs le problème de la prise en considération des travaux de protection. Le R.T.M. a souhaité que les zones situées en aval des ouvrages de correction ne soient pas figurés en rouge afin de montrer l'utilité de ces travaux et de ne pas compromettre de nouveaux investissements. Mais le classement en zone à risques potentiels sur les P.P.R. signifie que la construction est possible sous réserve de travaux de protection, qui existent bien dans ce cas. On peut donc craindre qu'un tel choix entraîne une pression pour la mise en construction de ces terrains, alors que la correction du torrent n'est pas une parade infaillible aux catastrophes. Cela risque donc d'entraîner des conflits entre les habitants et les différentes administrations comme cela a déjà été observé à Briançon (FONT F., 2000).

1.3. – LA CARTE DES ALEAS DES VIGNEAUX

Le village des Vigneaux, qui est menacé par des aléas nombreux et diversifiés a été retenu comme terrain d'expérimentation pour la cartographie des aléas. Dans un souci de clarté, et d'une éventuelle traduction dans le P.P.R., la légende a été simplifiée au maximum, dans la diversité des figurés et dans le vocabulaire utilisé, de manière à pouvoir être comprise par de non spécialistes.

Les trois couleurs de base de la carte Z.E.R.M.O.S. sont retenues pour représenter les aléas.

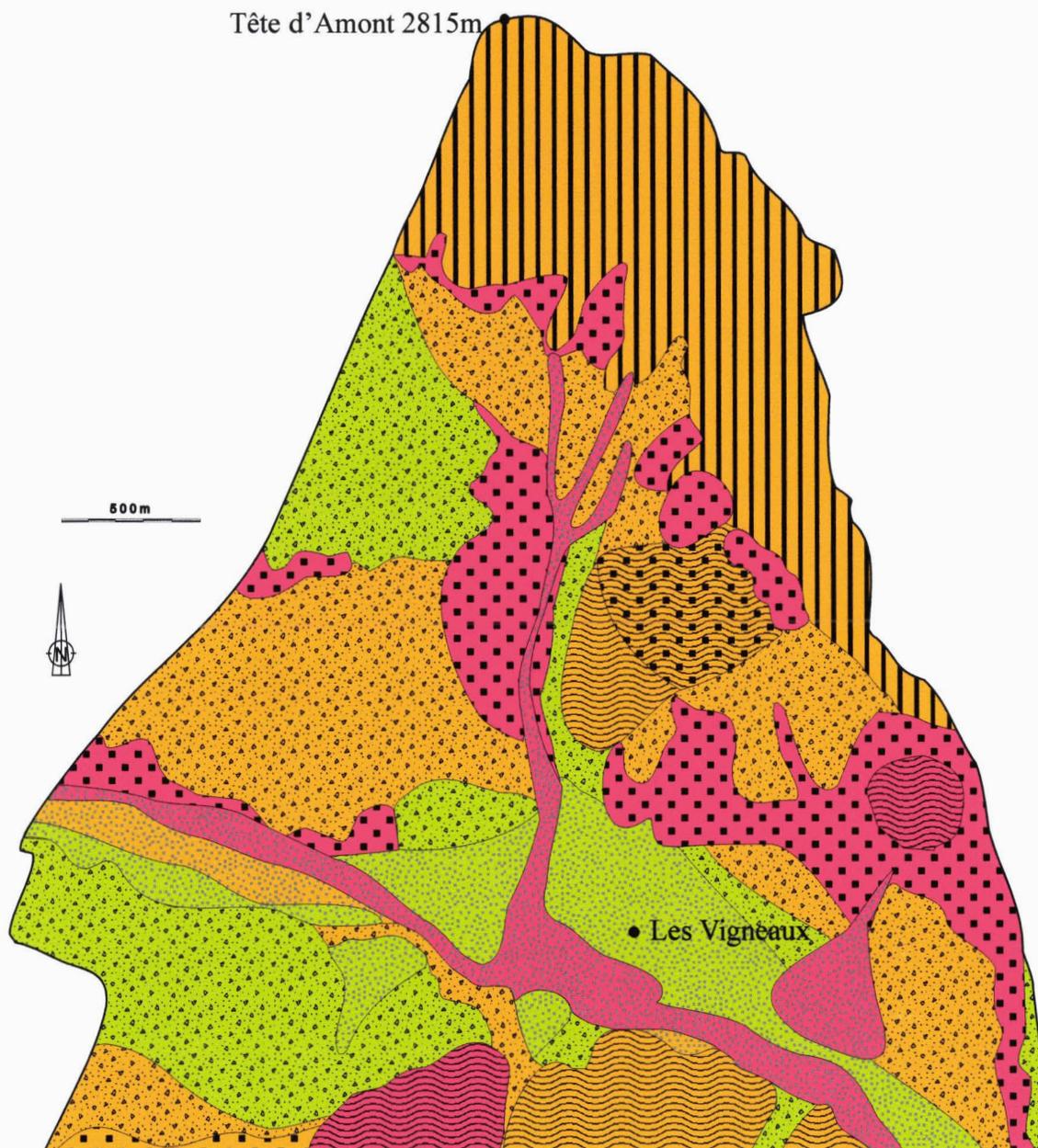
La zone rouge ("Zones instables ou fortement menacées par un aléa majeur") correspond aux mouvements de terrain actifs profonds, aux chutes de matériaux, aux ravinements de grande ampleur et aux écoulements torrentiels. Les mouvements de terrain seront considérés comme actifs quand ils présentent des signes directs ou indirects d'instabilité : fissures ouvertes, arbres basculés ou dégâts aux infrastructures (affaissements des routes). Pour les éboulements et écroulements, la présence de cicatrices "fraîches" est le critère déterminant.

La zone orange ("Zones actuellement stables mais ayant été affectées par des aléas majeurs ou présentant des conditions favorables à leur apparition") est utilisée pour les mouvements de terrain anciens stabilisés, les zones inondables par des crues centennales, les chutes de blocs exceptionnelles et les zones de haute montagne où les aléas sont difficilement prévisibles. Les glissements de terrain stabilisé ne présentent aucun signe de mouvement récent mais leur topographie est encore nette (lobes de coulée, cicatrices d'arrachement...). Les glissements "éteints" qui sont antérieurs au passage des glaciers (Belle-vue, bois de Parapin) n'ont pas été représentés.

Le vert désigne les "Zones ne présentant pas de signes d'instabilité potentielle et non menacées par les écoulements torrentiels".

La nature des aléas est indiquée par un figuré surimposé.

On qualifiera de "zone de haute montagne", les étages supra forestiers où les aléas sont pratiquement imprévisibles (chutes de blocs, éboulements, avalanches, cryoreptations...). La cartographie précise de ces zones semble dénuée de fondement car elle sont peu susceptibles d'être bâties et les risques encourus par les personnes sont inhérents aux activités de la haute montagne. Il s'agit donc de zones exclues du cadre de l'étude des aléas. Elles sont classées en zone orange afin que les P.P.R. les transcrivent par des zones bleues de manière à ne pas interdire la construction d'infrastructures sur les secteurs stables tout en imposant une étude des projets au cas par cas.



Zones instables ou fortement menacées par un aléa majeur

-  Mouvement de terrain profond actif
-  Chutes de pierres ou de blocs
-  Écoulements torrentiels et zones inondables

Zones actuellement stables mais ayant déjà été affectées par des aléas majeurs ou présentant des conditions favorables à leur apparition

-  Zone de haute montagne où les aléas sont difficilement prévisibles
-  Mouvement de terrain profond ancien ou potentiel
-  Chutes de pierres ou de bloc
-  Éboulis et formations de pente potentiellement instables
-  Zone submersible en cas de crue centennale

Zones ne présentant pas de signes d'instabilité potentielle et non menacées par des écoulements torrentiels

-  Éboulis et formations de pente stabilisées
-  Terrasses et cônes de déjections non submersibles

Figure 92 : carte des aléas du village des Vignéaux.

On a regroupé sans distinction tous les mouvements de terrains profonds. Les mouvements actifs seront classés en rouge et les mouvements de terrain anciens "dormants" en couleur orange. La carte géomorphologique permet un passage facile à la carte des aléas puisque l'état du mouvement y est représenté par des nuances de marron (mouvements stabilisés et mouvements imparfaitement stabilisés).

Les "zones menacées par les chutes de pierres" sont à la fois les éboulis vifs, les accumulations d'éboulements et d'écroulements et les versants rocheux en forte pente ($>30^\circ$) qui ne présentent pas forcément une forte occurrence de risque mais où des écroulements en masse ne peuvent être exclus en la présence de contrastes lithologiques importants. Elles sont toutes classées en zone rouge. Pour les éboulements, on a placé en zone orange le "périmètre de sécurité" qui correspond à l'altitude minimale des chutes de blocs de 1994.

Les "éboulis stabilisés et formations de pente" peuvent être des éboulis stabilisés ou consolidés, des colluvions ou, plus souvent, des formations morainiques. Ils sont classés en zone orange quand leur pente, supérieure à 30° , pourrait permettre une remise en mouvement des blocs ou quand des traces de ravinement ou de mouvements épidermiques sont observées. Sur les pentes plus faibles on utilise la couleur verte bien qu'on puisse observer des mouvements superficiels liés à l'abandon des anciennes terrasses de culture.

Les "Zones menacées par les aléas torrentiels" peuvent être les lits torrentiels et les cônes d'accumulation. Les lits torrentiels et le lit mineur de la Gyronde ont été classés en rouge. C'est aussi le cas de tous les cônes de laves torrentielles y compris ceux du Rif Cros qui a été "corrigé". Les zones humides des basses terrasses de la Gyronde ont probablement été inondées lors de la crue centennale de 1914 car les moulins qui y étaient construits ont été endommagés par cet événement, elles sont donc rattachées à la zone orange. Les hautes terrasses et le cône de déjection du Rif Cros, qui sont à l'évidence hors de portée des plus fortes crues ont été classés en zone verte.

Les choix adoptés pourront être jugés trop simplistes, ils offrent cependant l'avantage de la clarté et évitent des diagnostics trop affinés que des événements comme la catastrophe des Claux risquent de démentir.

2 - LES LIMITES DE LA PREVISION DES ALEAS : LE GLISSEMENT DES CLAUX

La catastrophe des Claux est le plus dramatique accident survenu en Vallouise en dehors de avalanches de 1757. Il est particulièrement révélateur des limites des démarches prévisionnelles en matière de risques naturels et de la difficulté de communication des analyses aux populations. Il montre à quel point la prudence est nécessaire tant dans les diagnostics environnementaux que dans la délivrance des permis de construire et pose la question de la pertinence de la cartographie des risques dans des régions où le risque zéro n'existe pas.

2.1 – UN SITE APPAREMMENT EXEMPT D'ALEAS

Le hameau des Claux, qui est le plus septentrional de la Vallouise, est situé à la confluence du Gyr et du torrent de l'Eychauda. La forme de la vallée est ici caractéristique d'un ombilic de confluence entre les glaciers du Gyr et de l'Eychauda, au contact des massifs cristallins et de la zone subbriançonnaise. Le fond, élevé de 1250m et large de 800m, est aujourd'hui fortement encombré de dépôts torrentiels accumulés



Figure 93 : Le site des Claux.

sous forme de terrasses ou de cônes de déjection. Ces derniers, s'étant plus développés sur la rive gauche (Torrent du Peyron, Ravin de la Baumasse et Torrent de Mardanel) ont repoussé le lit actuel du Gyr vers l'ouest. Les pentes sont modérées : de l'ordre de 20% pour les cônes et de 2% pour les terrasses du Gyr. Les versants de l'auge ont, au contraire, des pentes fortes, comprises entre 55% et 65%. Ils sont recouverts de tabliers d'éboulis, formés de matériaux locaux mélangés à des matériaux morainiques en-dessous desquels la roche polie par les glaciers émerge fréquemment. La confluence avec le vallon de l'Eychauda est marquée par un gradin très net à 1500m d'altitude.

Le fond de la vallée a été intensément mis en valeur en relation étroite avec la morphologie : les terrasses submersibles en cas de crues catastrophiques, sont utilisées comme pâturages ou espaces de loisirs pour l'été (camping...). Les cônes de déjection, autrefois réservés aux cultures sont aujourd'hui occupés par de nombreuses habitations. Les versants de la vallée ont été laissés à la forêt en dehors de quelques replats, proches des canaux d'irrigations qui captent les eaux du torrent de l'Eychauda. C'est à la base du versant, sur les moraines qu'a été construit l'immeuble "Le lys des Alpes".

Rien dans le site ne permettait de prévoir une importante catastrophe. Au contraire, l'absence d'événements anciens connus, les matériaux morainiques réputés stables et la présence d'une belle forêt peuplée de beaux arbres droits inspiraient la confiance. Aussi, c'est sans réserves que le 26 mai 1965, un permis de construire était délivré par le Préfet des Hautes-Alpes pour l'ensemble immobilier "Le lys des Alpes" comprenant un immeuble de 18 appartements répartis sur trois étages, une piscine et un court de tennis.

Lors de la construction, les travaux de terrassement furent très limités et n'entraînèrent aucune instabilité ; le certificat de conformité fut donc délivré sans aucune observation dès la livraison du bâtiment le 19 juin 1967. Jusqu'à la veille du drame, aucun indice visible ne permettait d'envisager une telle catastrophe.

2.2 - LA CATASTROPHE DU 13 FEVRIER 1980 ET LES PREMIERES REACTIONS

Le mercredi 13 février 1980 entre 0h15 et 0h30, le bâtiment "Le lys des Alpes" était à moitié emporté, sur plusieurs dizaines de mètres, par une masse boueuse de 12000m³. Le bâtiment était alors occupé, en ce début de vacances d'hiver, par seize personnes. En dépit de l'arrivée très rapide de secours et de moyens importants, quatre personnes périrent ensevelies sous la boue alors que cinq autres furent blessées dont une grièvement. Les infrastructures attenantes (piscine, court de tennis, transformateur E.D.F.) et un chalet voisin furent fortement endommagés.

Dès le matin de la catastrophe, M. J-C CHARRY, Chef du service R.T.M des Hautes-Alpes, est sollicité par la presse. Il fera une déclaration à la radio afin de résumer les premières observations :

" 1°) Je précise qu'il s'agit d'un pur glissement de terrain provoqué par l'accroissement de la teneur en eau des matériaux, dû, pour la plus grande part, à la fonte des neiges. A aucun moment un risque naturel n'a été envisagé le secteur étant réputé stable.

2°) que le bâtiment n'a pas été conçu pour résister à une telle poussée, que l'architecte ne pouvait prévoir, vu l'état boisé des terrains en cause.

3°) que de tels glissements de terrains stables, nécessitant la conjonction de plusieurs événements défavorables et aléatoires, se produisent rarement mais périodiquement en montagne, dans les vallées, peut-être tous les 20 ou 30-40 ans."

A Pelvoux (Hautes-Alpes), une coulée de boue emporte un immeuble résidentiel : quatre morts, trois blessés

BRIANÇON. — Comme dans le massif Alpin les vacances de février battent leur plein dans la vallée de Vallouise-Pelvoux, devenue un centre hivernal de plus en plus fréquenté. Au hameau des Claux, dans un domaine résidentiel du même nom, chaque jour depuis le début de la semaine les résidences secondaires s'ouvrent pour des vacances ensoleillées.

Quelques familles s'étaient installées depuis la veille, le jour même pour d'autres, dans l'un des immeubles faisant partie d'un ensemble de trois constructions situé dans la partie haute des Claux à proximité d'une vallée boisée, qui s'accroche à la montagne.

« Le Lys des Alpes » offre ainsi 18 logements répartis sur trois étages sous le toit à une pente. Vers 0 h 30, une coulée de terre sans doute provoquée par l'éclatement d'une poche d'eau a dévalé sur l'immeuble arrachant sur son passage et sans pour autant ralentir, un bois de chênes et de résineux.



L'immeuble détruit par la coulée était situé à gauche de celui qui a été épargné. On distingue en sombre la tranchée de terrain emportée par la coulée. Au premier plan, ce qui reste du bâtiment.

Ce type d'observation générale, plus destinée à dédramatiser la situation qu'à apporter des analyses précises, est des plus classiques à la suite d'un événement catastrophique. Mais ces propos ne sont pas neutres car ils seront repris comme arguments lors des procès qui suivront l'accident.

Dans la matinée, une réunion rassemble en mairie de Pelvoux les responsables politiques et les services de secours qui attendent des services de l'équipement (C.E.T.E) et du R.T.M un diagnostic rapide pour évaluer le danger potentiel de nouveaux glissements et les risques encourus par les bâtiments voisins. Après une brève visite du site, les représentants de ces services se limitent à des suppositions sur la nature du mouvement. Alors que J-C CHARRY considère la fonte du manteau neigeux comme la principale cause de l'humectation de la masse glissée, M. COLAS, géologue au C.E.T.E. d'Aix en Provence, insiste sur le rôle d'un canal d'irrigation abandonné et envisage une possible extension du mouvement. La mise en cause du béal débouchera sur un important litige pour évaluer la responsabilité de la commune, chargée de son entretien, dans le déclenchement du glissement.

Par la suite de nombreux rapports, plus ou moins contradictoires, ont été réalisés pour étudier la possibilité de réoccupation des locaux indemnes et établir précisément les causes du mouvement de terrain afin de régler les litiges. Ces différents rapports ont été établis par le R.T.M. (Rapport CHARRY, du 15/02/1980), par l'ingénieur-conseil P. BROSSIER (10/10/1980), par l'expert désigné par le tribunal administratif (Rapport THEVENIN, 15/09/1983) par le bureau d'étude P. ROSTAN (02/1992) et par la SOCOTEC (15/09/1992). Ces rapports et l'observation du terrain, dont la partie amont est resté en l'état depuis la catastrophe, permettent de comprendre pourquoi un site apparemment sans risque d'aléa a été touché par un tel événement.

2.3 – LES DIFFICULTES DU DIAGNOSTIC

Le glissement est nettement délimité par une couronne de départ escarpée qui délimite un demi ovale de 40 à 60m de largeur et 130m de hauteur. Les matériaux glissés formaient une couche épaisse de 1 à 5m. (moyenne 2,5m) reposant directement sur le substratum de grès du Champsaur, qui a été totalement emportée. Le volume total estimé des matériaux glissés est de l'ordre de 12000 m³. La surface de glissement, très rectiligne, a une inclinaison de 33° qui correspond exactement à celle de la formation superficielle et à son angle de repos. Le coefficient de sécurité avant la catastrophe était donc de 1 (Rapport BROSSIER).

Les conditions de la mise en mouvement des matériaux ne fait pas l'unanimité. Le premiers rapports (COLAS, CHARRY, BROSSIER) estiment que le mouvement serait parti d'un glissement rotationnel à la base qui a été suivi par un entraînement de tout le versant par suppression de la butée de pied. Un tel scénario est peu convaincant car les terrassements ont été très limités lors de la construction du bâtiment (talus de 1,50m) et aucun n'a été réalisé dans l'axe du glissement. Des petits talus de même importance, qui ont été réalisés au dessus de la partie épargnée pour des terrasses de cultures sont en partie recouverts par des coulées de solifluxion mais n'ont pas déclenché de mouvement de grande ampleur. De plus, les défenseurs de cette hypothèse parlent d'une "mise en pression" de toute la masse glissée, on voit donc mal pourquoi dans ces conditions un glissement rotationnel aurait affecté la base de la formation alors que son épaisseur n'est que de 5m.

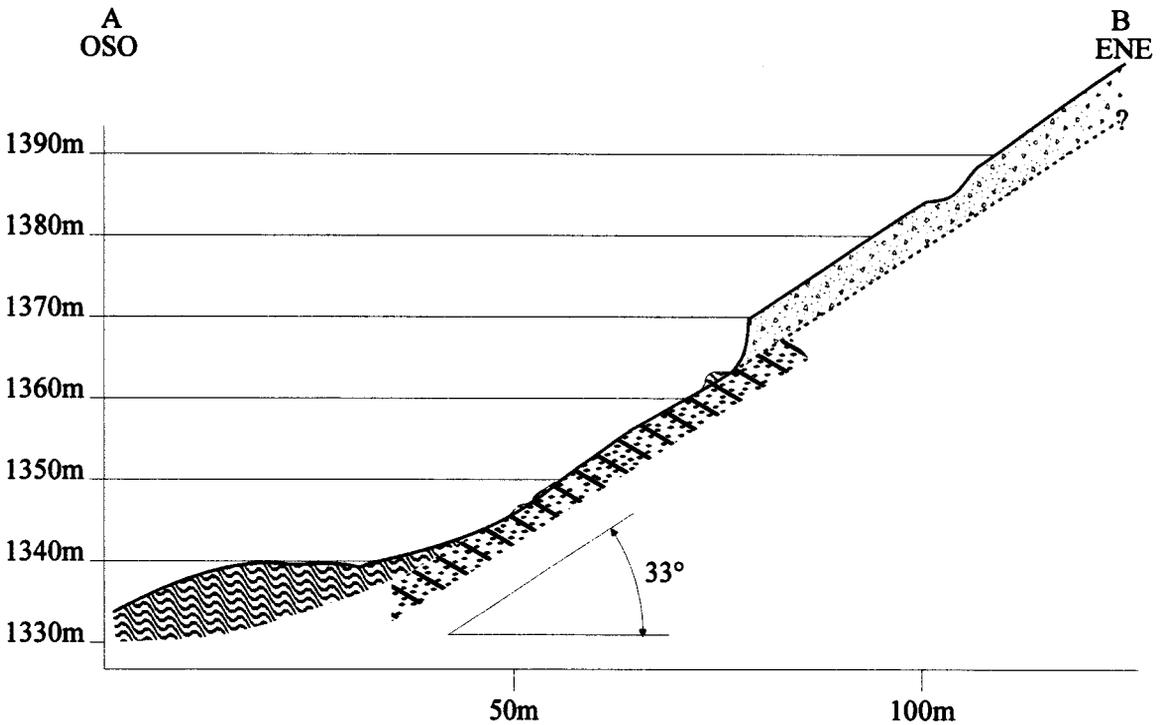
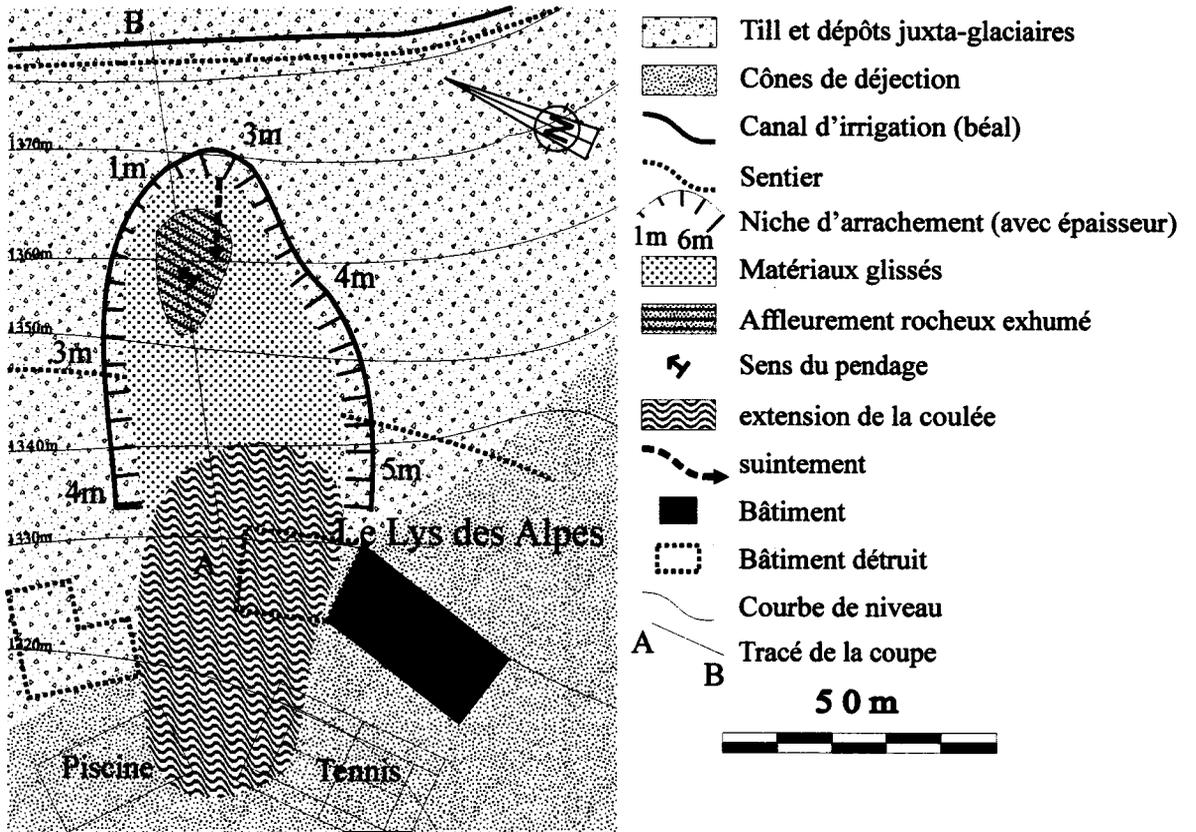


Figure 95 : Le glissement des Claux.



Photographie 23 : Le glissement des Claux.

La liquéfaction des matériaux a été reconnue par tous. Il s'agit de formations assez grossières, d'origine glaciaire et fluvio-glaciaires, mais contenant peu de blocs et d'argiles (16% au centre et 24% au contact du substratum). Les mesures de résistance au cisaillement réalisées par P. BROSSIER n'ont pas donné de résultats très significatifs. Leur pertinence est d'ailleurs contestable car la déformation n'est pas interne à la masse mais c'est toute la formation qui a glissé sur le "bedrock". Les grès du Champsaur, qui ont ici un faciès très particulier avec de très épais bancs gréseux entre lesquels sont intercalés des bancs schisteux beaucoup plus minces, ont été polis par les glaciers et forment un excellent plan de glissement d'autant plus que son inclinaison est de 33°.

Les causes de l'humectation ont été débattues dès la première réunion par les observateurs qui ont observé l'intense lubrification de la surface de glissement. Le rôle du canal de la Blache a été mis en évidence dès les premières observations. Après le glissement, il était obstrué par des débris végétaux et débordait. Cependant les eaux ne pouvaient provenir que du versant car ce béal n'était plus utilisé et son raccordement avait été coupé. Il a sans doute favorisé la concentration des eaux mais c'est la fusion nivale qui a été déterminante.

Le redoux brutal qui aurait entraîné une fonte accélérée du manteau neigeux est évoqué dans tous les rapports sans qu'aucun ne l'évalue précisément.. Les chroniques journalières de la station de Pelvoux-les-Claux (Figure 96) montrent en effet un réchauffement important des températures depuis le début du mois de janvier. Dans la décade 25 janvier-3 février la température moyenne était de $-1,1^{\circ}\text{C}$., elle est passée à $2,47^{\circ}\text{C}$ dans la décade 4-13 février soit une progression de $3,57^{\circ}\text{C}$. La fonte du manteau neigeux a produit de grandes quantités d'eau de fonte qui ont humecté le sol. P. BROSSIER estime que les bonnes conditions d'exposition du versant, ont favorisé la

fonte de la neige au sommet du versant qui est déboisé. Les eaux de fonte ont pénétré dans le sol dont la frange superficielle était encore gelée entraînant ainsi la mise en pression de toute la masse. Cette hypothèse est séduisante mais on remarque aussi que si les températures du mois de février sont supérieures à la moyenne des "normales" elles ne les dépassent que d'un peu moins d'1,5°C ce qui n'est pas négligeable mais n'a rien d'exceptionnel pour autant (Tableau 20). De plus, les précipitations du début de l'hiver ont été plutôt faibles. On ne trouve donc pas dans les conditions météorologiques une cause exceptionnelle à un événement exceptionnel.

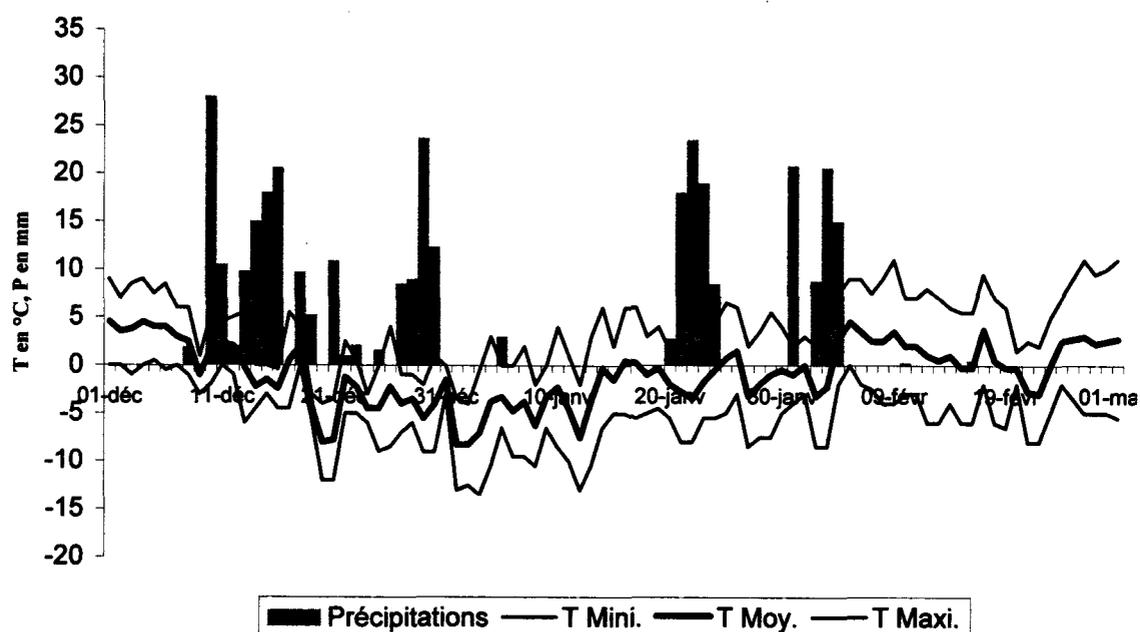


Figure 96 : Chronique journalière ombro-thermique des mois de décembre 1979, janvier et février 1980...

| | | |
|--------------|-------------|-----------------|
| T° maximales | Hiver 79-80 | Moyenne station |
| Décembre | 2,66452 | 3.2 |
| Janvier | 2,22581 | 3 |
| Février | 6,86207 | 5.2 |
| T° minimales | 79-80 | Moyenne station |
| Décembre | -4,1129 | -4.7 |
| Janvier | -7,6935 | -6.6 |
| Février | -4,5333 | -5,9 |
| T° moyennes | 79-80 | Moyenne station |
| Décembre | -0,7242 | -0,7 |
| Janvier | -2,7339 | -1,8 |
| Février | 1,16437 | -0,3 |

Tableau 20 : Comparaison entre les températures de l'hiver 1979-1980 et les températures moyennes à Pelvoux-les-Claux.

CONCLUSION DU CHAPITRE 9

Les explications avancées par les experts sont à la fois classiques et multiples : fonte rapide du manteau neigeux, matériaux meubles, surface de glissement lisse et en forte pente, présence d'une fine couche d'argiles au niveau de cette surface, ablation de la butée de pied en bas de versant, présence d'un canal d'irrigation abandonné... Aucune cause prise individuellement ne permet d'expliquer la catastrophe et le facteur le plus déterminant, à savoir la présence d'une surface de glissement idéale par sa forme et par sa pente, était masqué avant les faits.

La multiplicité des causes avancées par les experts a réduit la crédibilité des analyses aux yeux des victimes si bien que des contre-expertises furent demandées. Ces dernières, qui ne remirent pas en cause les premières analyses mais ajoutèrent de nouveaux éléments d'explication : déboisements en amont du glissement, gel du sol...ne firent que renforcer le sentiment de confusion. La question des responsabilités dans cet événement devint alors si délicate qu'il faudra près de vingt ans pour que l'utilisation des locaux soit à nouveau autorisée bien que la possibilité d'une reprise du glissement ait été écartée 10 jours après la catastrophe.

On voit bien ici les limites de la cartographie des aléas puisque les indices les plus évidents plaident en faveur de la stabilité. Nous en avons tiré la leçon de classer en zone orange toutes les pentes supérieures à 30° mais cela ne nous met pas à l'abri de futures surprises. On peut donc s'interroger sur l'opportunité d'appliquer à la carte des aléas un "indice de confiance" sur le modèle qui a été popularisé par la prévision météorologique. Il n'en reste pas moins qu'une cartographie géomorphologique aurait permis aux experts un diagnostic plus précis juste après l'accident, quand le moindre mot peut être lourd de conséquences.

CONCLUSION GENERALE

Les cartes géomorphologiques les plus répandues ont été établies à l'échelle de 1/50000 pour des couvertures régionales et à 1/10000 pour l'étude de sites de dimensions restreintes. Dans le premier cas, elles apportent une information qui donne le plus souvent la primauté à la structure alors que dans le second, elles privilégient la dynamique d'un site mais négligent le contexte régional. Les cartes géomorphologiques à grande échelle couvrant systématiquement l'ensemble d'une région sont beaucoup plus rares. Celle de la Vallouise à 1/10000 montre que cette méthode permet de mettre en évidence un grand nombre d'informations qui échappent aux concepteurs de cartes thématiques ou à plus petite échelle.

La cartographie détaillée de la Vallouise confirme que l'étagement morphodynamique de la haute montagne alpine ne peut "se résumer par un étagement semblable en adret et en ubac, au décalage des seuils près" (DELINE P., 1998). Non seulement les conditions structurales très diversifiées de la Vallouise expliquent des dynamiques très différenciées, mais la seule opposition des adrets et des ubacs suffit à engendrer des paysages spécifiques aussi bien à l'échelle du versant qu'à celle des formes mineures dont certaines n'existent que dans des conditions de sites exceptionnelles.

L'étude systématique des formes périglaciaires montre leur fréquente imbrication avec des formes glaciaires, leur manque de "pureté" et l'importance de la contrainte de site sur leur activité. Elle nous conduit à une certaine méfiance vis-à-vis du déterminisme géomorphologique auquel conduit parfois l'étude exclusive des "formes type".

Grâce à la cartographie systématique de toute la région, nous avons découvert des traces d'écoulements juxta-glaciaires, témoins indirects de la présence des glaciers, qui avaient très peu de chances d'être observés dans le cadre de visites ponctuelles ou d'une cartographie thématique consacrée au retrait glaciaire. De plus, elle a autorisé une étude comparative de la disposition des formes dans plusieurs sites. Ces observations ont permis de mettre en évidence un stade tardiglaciaire précoce, de confirmer l'existence de plusieurs stades lors de la récurrence du Dryas Récent et de préciser les modalités du retrait depuis le Petit Age de Glace.

Enfin, la carte géomorphologique détaillée permet une analyse précise des aléas géomorphologiques. Elle est donc un outil indispensable à l'établissement de la carte des aléas naturels pour laquelle, en dépit des imperfections inhérentes à toute démarche prédictive en milieu montagnard, la demande sociale est de plus en plus forte.

La cartographie géomorphologique à grande échelle, qui a déjà été réalisée dans des vallées voisines (LAHOUSSE P., 1994 ; CUGNY F., 1991) mérite donc d'être étendue à l'ensemble de la région car elle constituera sans aucun doute une précieuse source d'information scientifique.

ANNEXE 1 : LES
GLACIERS DE LA
VALLOUISE

| NOM DU GLACIER | VALLEE | ALT mini | ALT Maxi | Longueur | largeur | Pente | Superficie | Orientation | Perte | perte% | REMARQUES |
|--------------------------------|----------|----------|----------|-----------|---------|-------|------------|-------------|-------|--------|------------------|
| GLACIER BLANC | G. BLANC | 2400 | 4020 | 5500 | 1000 | 29 | 517 | E | 6 | 1 | |
| G. DU PIC DE NEIGE CORDIER | G. BLANC | 3060 | 3480 | 800 | 400 | 53 | 25 | S | 7 | 22 | |
| G. DE LA ROCHE H. PIC | G. BLANC | 3400 | 3580 | 100 | 500 | 180 | 4 | SE | 0 | 0 | |
| G. DE LA ROCHE H PIC E | G. BLANC | 3260 | 3440 | 400 | 200 | 45 | 9,5 | SE | 4 | 30 | SCINDE EN 2 |
| G. DU PIC D'ARSINE | G. BLANC | 2970 | 3290 | 750 | 300 | 43 | 15 | S | 15 | 50 | SCINDE EN 6 |
| G. DE LA POINTE CEZANNE | G. BLANC | 3220 | 3260 | 150 | 100 | 27 | 1,5 | SO | 2 | 57 | |
| G. DU COL DE LA PYRAMIDE | G. BLANC | 3240 | 3320 | 150 | 100 | 53 | 1,5 | S | 0 | 0 | |
| G. DE LA PYRAMIDE | G. BLANC | 3000 | 3240 | 600 | 400 | 40 | 8 | E | 8,5 | 52 | SCINDE EN 3 |
| G. TUCKET N | G. BLANC | 3180 | 3460 | 450 | 200 | 62 | 6 | SO | 0 | 0 | |
| G. TUCKET E | G. BLANC | 3340 | 3560 | 300 | 150 | 73 | 3 | SO | 0 | 0 | |
| G. TUCKET S | G. BLANC | 2980 | 3200 | 400 | 150 | 55 | 6,5 | SO | 0 | 0 | |
| G. DU PIC TUCKET | G. BLANC | 3140 | 3300 | 3 PLAQUES | | | 1 | SO | 3 | 75 | |
| G. JEAN GAUTHIER N | G. BLANC | 3200 | 3340 | 250 | 150 | 56 | 2 | S | 0 | 0 | |
| G. JEAN GAUTHIER S | G. BLANC | 2900 | 3160 | 500 | 300 | 52 | 8 | O | 7 | 47 | |
| G. DE LA CRETE DES PAVEOUS | G. BLANC | 2620 | 2720 | 750 | 500 | 13 | 1,5 | NO | 0,5 | 25 | |
| G. DU SERRE SOUBEYRAN | G. BLANC | 2780 | 3380 | 900 | 200 | 67 | 24 | E | 1 | 4 | |
| GLACIER NOIR | G. NOIR | 2160 | 3300 | 5200 | 800 | 22 | 532 | E | 10 | 2 | |
| G. DU PIC LORY | G. NOIR | 3700 | 3800 | 100 | 200 | 100 | 1,5 | S | 0 | 0 | GLACIER DE PAROI |
| G. DU COULOIR DES ECRINS | G. NOIR | 2920 | 3000 | 200 | 150 | 40 | 0 | SE | 0,5 | 100 | A DISPARU |
| G. DU DÔME | G. NOIR | 3350 | 3550 | 200 | 50 | 100 | 1 | E | 0 | 0 | |
| G. DES BARRES | G. NOIR | 2800 | 3300 | 600 | 150 | 83 | 7,5 | SE | 1 | 12 | SCINDE EN 3 |
| G. DE LA BARRE BLANCHE | G. NOIR | 3160 | 3360 | 300 | 150 | 67 | 2 | SE | 0 | 0 | SCINDE EN 4 |
| G. DE LA GRANDE SAGNE | G. NOIR | 2960 | 3540 | 600 | 200 | 97 | 7 | S | 3 | 30 | |
| G. DU BAS MORAND | G. NOIR | 2760 | 3100 | 350 | 75 | 97 | 2,5 | S | 0 | 0 | |
| G. DU RAVIN DU ROUSSET | G. NOIR | 3020 | 3120 | 500 | 50 | 20 | 0 | S | 1 | 100 | A DISPARU |
| G. DE LA POINTE DES AVALANCHES | G. NOIR | 2950 | 3620 | 300 | 300 | 223 | 10 | NE | 4 | 29 | SCINDE EN 4 |

| | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------|--------------|------|------|------|------|-----|------|----|-----|----|-------------|
| G. DE LA COTE 3682 | G. NOIR | 3300 | 3500 | 300 | 200 | 67 | 3,5 | N | 0 | 0 | DE PAROI |
| G. DE LA COTE 3343 | G. NOIR | 3100 | 3340 | 200 | 500 | 120 | 8 | N | 0 | 0 | DE PAROI |
| G. DU PIC COOLIDGE SUD | G. NOIR | 3500 | 3682 | 300 | 100 | 61 | 4 | S | 3 | 43 | |
| G. DE LA COTE 3301 | G. NOIR | 3000 | 3240 | 500 | 200 | 48 | 8,5 | SE | 1 | 11 | |
| G. DE L'AILEFROIDE NORD | G. NOIR | 3650 | 3880 | 250 | 300 | 92 | 6,5 | N | 0 | 0 | DE PAROI |
| G. DE L'AILEFROIDE ORIENTALE | G. NOIR | 3300 | 3800 | | | | 2,5 | N | 1 | 29 | |
| G. DE LA COTE 2963 | G. NOIR | 2550 | 2640 | 100 | 100 | 90 | 1 | N | 0,5 | 33 | |
| G. DE LA POINTE PUISEUX | G. NOIR | 3000 | 3800 | | | | 6 | NO | | 0 | |
| G. DE LA MOMIE | SAINT PIERRE | 2560 | 3000 | 800 | 400 | 55 | 32 | NE | 0 | 0 | |
| G. DU PELVOUX-VIOLETTES | SAINT PIERRE | 3940 | 2450 | 2000 | 500 | -75 | 93 | NE | 4 | 4 | |
| G. DES TROIS DENTS | SAINT PIERRE | 3440 | 3500 | 100 | 100 | 60 | 1 | NE | 0 | 0 | |
| G. DE SERRE DU RIOU | SAINT PIERRE | 2960 | 3060 | 100 | 250 | 100 | 2 | E | 0 | 0 | |
| NEVE PELISSIER | SAINT PIERRE | 2400 | 2900 | 1000 | 200 | 50 | 19 | NE | 1 | 5 | |
| G. DU PIC DES PAVEOUS | SAINT PIERRE | 2920 | 3080 | 300 | 200 | 53 | 3 | O | 0 | 0 | |
| G. DU PIC DE DORMILLOUSE | SAINT PIERRE | 3140 | 3340 | 250 | 20 | 80 | 0,5 | S | 0 | 0 | |
| GLACIER DU SELE | SELE | 2500 | 3420 | 3000 | 1000 | 31 | 204 | NE | 14 | 6 | |
| G. DE LA POINTE DU SELE EST | SELE | 2980 | 3280 | 450 | 200 | 67 | 9 | E | 0 | 0 | |
| G. DE LA POINTE DU SELE NORD | SELE | 3060 | 3420 | 500 | 200 | 72 | 10 | E | 2 | 17 | |
| G. DE L'AILEFROIDE SUD | SELE | 2640 | 3580 | 900 | 1500 | 104 | 65,5 | E | 13 | 17 | SCINDE EN 6 |
| G. DE L'AILEFROIDE NORD | SELE | 2980 | 3840 | 1300 | 800 | 66 | 65 | S | 0 | 0 | |
| G. DE LA COTE 3563 | SELE | 3300 | 3560 | 400 | 100 | 65 | 3,5 | S | 1 | 22 | SCINDE EN 2 |
| G. DU COUP DE SABRE | SELE | 2940 | 3480 | 1300 | 1000 | 42 | 58 | S | 0 | 0 | |
| G. DE SIALOUSE | SELE | 3020 | 3520 | 1400 | 800 | 36 | 78 | SE | 0 | 0 | |
| G. DE LA BOSSE DE SIALOUSE | SELE | 3150 | 3300 | | | | 2 | S | 0 | 0 | |
| G. DU CLOT DE L'HOMME | SELE | 2880 | 3660 | 1100 | 150 | 71 | 14 | S | 0 | 0 | |
| G. DE SOUREILLAN | SELE | 2540 | 2920 | 550 | 100 | 69 | 3,5 | SE | 0 | 0 | |
| G. DE LA POINTE DU RIOU BLANC | SELE | 2520 | 2900 | 650 | 300 | 58 | 12 | N | 2 | 14 | SCINDE EN 4 |
| G. DES BŒUFS ROUGES | SELE | 2600 | 3353 | 1000 | 600 | 75 | 28 | N | 1 | 3 | |

| | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|----------|------|------|------|-----|-----|-----|----|------|-----|---------------------|
| G. DE LA CRETE DE L'AGULIER | SELE | 2700 | 3040 | 400 | 250 | 85 | 5 | N | 0 | 0 | |
| COULOIR DE LA CRETE DE L'AGULIER | SELE | 2700 | 3040 | 400 | 250 | 85 | 5 | N | 0 | 0 | |
| VERSANT DE L'AGULIER | SELE | 2900 | 3000 | | | | 0 | N | 3 | 100 | 3 PLAQUES DISPARUES |
| VALLEE DU SELE | SELE | 2240 | 2580 | | | | 9 | N | 1 | 10 | |
| G. DE CLAPOUSE | SELE | 3060 | 3340 | 500 | 200 | 56 | 10 | E | 0 | 0 | |
| G. DE CLAPOUSE EST | SELE | 2860 | 2920 | 300 | 50 | 20 | 2,5 | N | 2 | 44 | |
| G. DE COLLETTE DE RASCROUSET | SELE | 2550 | 2700 | 500 | 300 | 30 | 6 | NE | 4 | 40 | |
| G. DE SEGURET FORAN | EYCHAUDA | 2820 | 3480 | 200 | 800 | 330 | 101 | E | 10 | 9 | SCINDE EN 4 |
| G. DE COLETTE D'AVANT FORAN | EYCHAUDA | 2600 | 2760 | | | | 2,5 | NE | 1,5 | 38 | |
| G. DE SEGURET D'AVANT | EYCHAUDA | 2820 | 3360 | 1200 | 750 | 45 | 42 | SE | 1 | 2 | SCINDE EN 2 |
| G. DU PIC DES CLOUZIS | EYCHAUDA | 3440 | 3460 | 100 | 100 | 20 | 0 | N | 1 | 100 | DISPARU |
| G. DE CLOUZIS | EYCHAUDA | 3000 | 3280 | 1000 | 150 | 28 | 15 | E | 0 | 0 | |
| G. DES BANS | BANS | 2740 | 3340 | 900 | 200 | 67 | 18 | SE | 0 | 0 | |
| G. DE L'EPAULE SUD | BANS | 3460 | 3500 | | | | 1 | NO | 0 | 0 | |
| G. DU FOURNET OUEST | BANS | 2900 | 3200 | 400 | 600 | 75 | 19 | S | 5 | 21 | |
| G. DU FOURNET EST | BANS | 2880 | 3400 | 700 | 100 | 74 | 35 | SE | 2 | 5 | |
| G. DU GERSA | BANS | 3040 | 3080 | 150 | 100 | 27 | 1 | S | 15 | 94 | |
| G. DE LA POINTE HOLMES | BANS | 3000 | 3080 | 200 | 300 | 40 | 6 | SE | 0 | 0 | |
| G. DU RIOU BLANC OUEST | BANS | 3190 | 3240 | 200 | 200 | 25 | 3 | SO | 0 | 0 | |
| G. DE LA BRECHE DU RIOU BLANC | BANS | 3050 | 3180 | 350 | 150 | 37 | 6 | S | 0 | 0 | |
| G. DU RASCROUSET | BANS | 3020 | 3320 | 650 | 250 | 46 | 14 | SE | 1 | 7 | |
| G. DU PIC DES AUPILLOUS | BANS | 2320 | 3250 | 1500 | 100 | 62 | 22 | E | 2 | 8 | |
| G. DU SELLAR NORD | BANS | 2600 | 3050 | 700 | 300 | 64 | 10 | E | 6 | 38 | |
| G. DU SELLAR SUD | BANS | 2750 | 3000 | 300 | 200 | 83 | 5 | E | 6 | 55 | |
| G. DU BONVOISIN | BANS | 2450 | 3300 | 1000 | 400 | 85 | 24 | NE | 6 | 20 | |
| G. DES BRUYERES | BANS | 2500 | 3350 | 1000 | 300 | 85 | 31 | N | 0 | 0 | |
| G. DES BRUYERES NORD | BANS | 2320 | 2480 | 200 | 200 | 80 | 2 | N | 0 | 0 | |
| G. REGENERE DES BRUYERES | BANS | 2030 | 2160 | 400 | 200 | 33 | 4,5 | N | -0,5 | -13 | GLACIER REGENERE |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------|------|------|------|------|-----|-----|----|---|-----|-----------------|
| G. DE L'AMIRÉE BRUYÈRE | BANS | 2380 | 3140 | 700 | 200 | 109 | 14 | N | 0 | 0 | |
| G. DE LA BORNE | BANS | 2540 | 2780 | 350 | 150 | 69 | 5 | N | 0 | 0 | |
| G. DE MALAMORT | SELLE | 2800 | 3300 | 800 | 100 | 63 | 12 | E | 0 | 0 | |
| G. DU JAS DE MALAMORT SUP. | SELLE | 3100 | 3300 | 250 | 200 | 80 | 4 | E | 3 | 43 | |
| G. DU JAS DE MALAMORT INF | SELLE | 2500 | 2900 | 350 | 100 | 114 | 3 | E | 3 | 50 | |
| G. DE SUBEYRAR | SELLE | 2750 | 3145 | 1000 | 1100 | 40 | 46 | SE | 0 | 0 | |
| G. DE LA BRECHE JARROUX | SELLE | 2680 | 3080 | 600 | 200 | 67 | 6 | E | 4 | 40 | |
| G. DU QUEYRE | SELLE | 2580 | 2930 | 450 | 200 | 78 | 6,5 | SE | 0 | 0 | |
| G. DE LA POINTE DU QUEYRE | SELLE | 2740 | 3200 | | | | 3 | E | 2 | 40 | PLAQUES |
| G. DE CHANTELOUBE | SELLE | 2500 | 3050 | 1000 | 500 | 55 | 35 | NE | 7 | 17 | |
| G. DE LA POINTE CHANTELOUBE | SELLE | 2780 | 3100 | 500 | 200 | 64 | 9,5 | E | 1 | 10 | |
| G. DU TRIEU DE LA BOUCHAYRE | SELLE | 2820 | 3050 | | | | 3 | E | 4 | 57 | PLAQUES |
| G. DE LA POINTE DES ROUSSES | SELLE | 2710 | 2850 | 100 | 300 | 140 | 1,5 | N | 8 | 84 | GLACIER ROCHEUX |
| G. DU RAVIN DE LA SAUME | SELLE | 2580 | 2630 | | | | 0 | N | 6 | 100 | DISPARU |
| G. DES BOUCHIERS | SELLE | 2620 | 2950 | 600 | 100 | 55 | 1 | N | 9 | 90 | |
| G. DU RAVIN DE L'ALE | SELLE | 2450 | 2500 | | | | 1 | N | 2 | 67 | |
| G. DE MANDARE | SELLE | 2850 | 3080 | 600 | 200 | 38 | 13 | N | 0 | 0 | |
| G. DES BARRES | SELLE | 2450 | 2500 | | | | 0 | N | 1 | 100 | |
| G. DE L'AIGLIERE | SELLE | 2840 | 3190 | 1800 | 400 | 19 | 21 | N | 0 | 0 | |
| G. DE LA SAGNERE | NARREYROUX | 2900 | 2950 | 100 | 50 | 50 | 1 | SE | 0 | 0 | |
| G. DU COL DE L'AIGLIERE | NARREYROUX | 2830 | 2950 | 350 | 200 | 34 | 5 | E | 1 | 17 | |
| G. DES NEYZETS | NARREYROUX | 2830 | 3130 | 500 | 100 | 60 | 5 | NE | 1 | 17 | |
| G. DE LA POINTE DES QUEYRETTES | NARREYROUX | 3080 | 3180 | 100 | 200 | 100 | 2 | N | 0 | 0 | |
| G. DE GRAND FOND | NARREYROUX | 3580 | 3630 | | | | 1 | N | 0 | 0 | |
| G. DU COL D'ENTRAYGUES | ONDE | 2825 | 3120 | 300 | 100 | 98 | 4 | NE | 1 | 20 | 2 PLAQUES |

Altitudes, longueur, largeur et pente d'après carte topographique. Les pertes sont calculées entre la carte topographique et les relevés sur le terrain .

ANNEXE 2 : LES ALEAS
NATURELS DE LA
VALLOUISE

| commune | annee | mois | jour | type de mouvement | lieu | torrent | départ | arrivée | remarques | sources |
|--------------|-------|------|------|-------------------|------------------------|----------|--------|---------|---|-------------------|
| Vallouise | 1422 | | | crue torrentielle | Gyronde | | | | Dégâts divers, 1 maison, moulins, terres engravés. | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1440 | | | crue torrentielle | Gyronde | | | | Dégâts divers, 1 maison, moulins, terres engravés. | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1543 | | | avalanche | Ravin de la combe | | | | Arbres brisés | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1566 | 8 | 26 | crue torrentielle | Gyronde | | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1567 | | | crue torrentielle | Gyronde | | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1570 | | | crue torrentielle | Les Ribes | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1571 | | | crue torrentielle | | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1573 | | | crue torrentielle | | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1574 | | | crue torrentielle | | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1575 | | | crue torrentielle | | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1577 | | | crue torrentielle | | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1578 | | | crue torrentielle | | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1579 | | | crue torrentielle | | Onde | | | Dégâts divers, 1 habitation, terres agricoles, vallée inondée | MOUGIN M-P (1931) |
| Peloux | 1609 | | | crue torrentielle | Eychauda | | | | terres agricoles | MOUGIN M-P (1931) |
| Peloux | 1613 | | | crue torrentielle | Eychauda | | | | terres agricoles | MOUGIN M-P (1931) |
| Peloux | 1614 | | | crue torrentielle | Eychauda | | | | terres agricoles | MOUGIN M-P (1931) |
| Peloux | 1629 | | | avalanche | Les Claus. La Pisse | | | | une métairie emportée sur 1/4 de lieue. | ALBERT A (1887) |
| Peloux | 1635 | 2 | | avalanche | | | | | Dégâts divers, 1 métairie détruite. | MOUGIN M-P (1931) |
| Les Vigneaux | 1638 | | | crue torrentielle | | Rif cros | | | Terres agricoles | MOUGIN M-P (1931) |

| | | | | | | | | | | |
|----------------|------|----|-----|-------------------|--|----------------------|--|-----------------|--|------------------------|
| Vallouise | 1758 | 7 | 21 | crue torrentielle | | Gyronda | | | terres agricoles,, 62 hectares engravés, arbres déracinés. | MOUGIN M-P (1931). |
| Vallouise | 1758 | | | avalanche | | | | | 8 maisons détruites | CHAUVERT P. et PONS P. |
| Vallouise | 1760 | | | avalanche | | | | | 10 maisons endommagées | CHAUVERT P. et PONS P. |
| Peloux | 1761 | 5 | | crue torrentielle | | Sapenier | | | terres agricoles et près ravins. | MOUGIN M-P (1931) |
| Les Vigneaux | 1762 | 11 | | crue torrentielle | | Torrent des Vigneaux | | | Vignes ensevelies par laves | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1764 | 8 | | crue torrentielle | | Gyronda | | | terres agricoles,, digues rompues. | MOUGIN M-P (1931). |
| Peloux | 1765 | 5 | 16 | crue torrentielle | | Eychauda | | | terres agricoles | MOUGIN M-P (1931) |
| Peloux | 1765 | 10 | 22 | crue torrentielle | | Gyr | | | | MOUGIN M-P (1931) |
| Puy-St-Vincent | 1767 | 1 | Fin | avalanche | | Narreyroux | | | Dégâts divers, 3 maisons détruites. | Archives coté? |
| Peloux | 1767 | 1 | | avalanche | | Les Chouillères | | La Grande Coste | Dégâts divers, 3 maisons détruites. | MOUGIN M-P (1931) |
| Peloux | 1767 | 1 | | avalanche | | Eychauda | | La Grande Coste | 1 maison détruite. | MOUGIN M-P (1931) |
| Vallouise | 1767 | 1 | | avalanche | | Les Grésourières | | Croix de Louis | Dégâts divers, 1 maison détruite. | MOUGIN M-P (1931). |
| Vallouise | 1767 | 1 | | avalanche | | La blache | | Rif des Esties | 40 trembles brisés. | MOUGIN M-P (1931). |
| Peloux | 1767 | 8 | 16 | crue torrentielle | | Gyr | | Le Fangas | digues emportées,chemin riverain et terrains inondés, premières maisons menacées. Débordement du pont de la pissette à St Genest. Moulin emporté à "La Pisse" terres emportées. Au "Fraichenet" changement du cours sur 1200m. | MOUGIN M-P (1931). |
| Vallouise | 1768 | 4 | 16 | crue torrentielle | | Gyronda | | | Crue du pont de la Pissette à Saint Gènes. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1769 | 2 | | avalanche | | | | | Dégâts divers, 1 maison détruite. | MOUGIN M-P (1931). |
| Vallouise | 1769 | 2 | | avalanche | | Grand Parcher | | | Dégâts divers, 1 maison emportée. | MOUGIN M-P (1931). |
| Vallouise | 1769 | 2 | | avalanche | | Rière Pont | | | Dégâts divers, 1 maison détruite. | MOUGIN M-P (1931). |

| | | | | | | | | | | |
|--------------|------|----|----|-------------------|-----------|----------|--------------------------|--|--|------------------------|
| Pelvoux | 1807 | 8 | 22 | crue torrentielle | | Eychauda | | | Terres agricoles, prairies endommagées, débordement du lac de L'Eychauda suite à été torride. Crue du 22 aout au 1 septembre. Cf Texte | ALBERT A. |
| Pelvoux | 1807 | | | crue torrentielle | Les Claux | Gyr | | | terres emportées. | ALBERT A |
| Les Vigneaux | 1829 | 9 | | crue torrentielle | | Gyronde | | | Digue détruite | A.D. |
| Les Vigneaux | 1830 | | | crue torrentielle | | Rif cros | | | Embacle au niveau du pont de la Gyronde | R.T.M. |
| Vallouise | 1834 | 6 | 23 | crue torrentielle | | Gyronde | | | terres agricoles, routes, pont. | MOUGIN M-P (1931). |
| Les Vigneaux | 1834 | 8 | 26 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Terres, route, pont endommagés | A.D. |
| Vallouise | 1852 | 8 | 5 | crue torrentielle | | Gyronde | | | terres agricoles, routes, pont. Suite à pluies abondantes. | MOUGIN M-P (1931). |
| Vallouise | 1856 | 5 | 29 | crue torrentielle | ville | Gyr | | | Dégâts divers, 3 usines, une forge, digues emportées, routes, pont endommagé. 167 570 F de l'époque. | Archives cote F14/7564 |
| Pelvoux | 1856 | 5 | 30 | éboulement | | | Montagne de la sapinière | | "énorme" éboulement, 1 mort. | |
| Vallouise | 1856 | 6 | 23 | crue torrentielle | ville | Gyr | | | Dégâts divers, 3 maisons emportées, route, pont, 3 ha de terres perdues. 28 000 F de l'époque. | Archives cote F14/7564 |
| Les Vigneaux | 1856 | | | crue torrentielle | | Gyronde | | | Terres agricoles : 40000F de dégats | R.T.M. |
| Pelvoux | 1856 | | | crue torrentielle | Le Poët | Juliane | | | terres engravées. | |
| Vallouise | 1860 | 9 | 25 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Route nationale, pont emporté. | A.D.H.A. |
| Pelvoux | 1863 | 10 | | crue torrentielle | | Méasse | | | ponts détruits, une route coupée | MOUGIN M-P (1931) |
| Pelvoux | 1869 | 7 | 28 | crue torrentielle | | Gyr | | | 28 ou 23? Terres agricoles, 2 maisons, 1 moulin, 1 four détruits, 5200F de dégats. | A.D. |
| Vallouise | 1869 | 7 | | crue torrentielle | | Gyr | | | Terres agricoles. | A.D.H.A. |
| Vallouise | 1877 | 8 | 25 | crue torrentielle | | La Pisse | | | Terres agricoles, route coupée en 5 endroits, ponts emportés. | A.D.H.A. |
| Les Vigneaux | 1877 | 8 | 26 | crue torrentielle | | Gyronde | | | D994 coupée | MOUGIN M-P (1931) |
| Les Vigneaux | 1914 | 7 | 22 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Pont emporté | A.D. |
| Pelvoux | 1914 | 7 | 25 | crue torrentielle | | Gyr | | | Ponts emportés, routes coupées | A.D. |

| | | | | | | | | | | |
|--------------|------|----|----|-------------------|-------------------------|---------------------|--|--|---|--------------------|
| Vallouise | 1914 | 7 | 25 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Routes coupées , ponts emportés. | A.D.H.A. |
| Les Vigneaux | 1926 | 1 | 4 | éboulement | La Grande roche | | | | une centaine d'arbres brisés | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1926 | 10 | 28 | crue torrentielle | | Rif cros | | | D4 coupée, pont emporté | A.D. |
| Vallouise | 1926 | 10 | 29 | crue torrentielle | | Champarie | | | Route D994 coupée à deux reprises. | A.D.H.A. |
| Vallouise | 1926 | 10 | 29 | crue torrentielle | Pont Haut | Gyronde | | | Moulin du Pont Haut en partie détruit. | A.D.H.A. |
| Vallouise | 1928 | 9 | 28 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Envasement de près au confluent Gyr-Onde, route de Vallouise emportée au Grand Parcher. | MOUGIN M-P (1931). |
| Les Vigneaux | 1930 | 6 | 21 | crue torrentielle | | Rif cros | | | D4 coupée, lave torrentielle 1000m3, pont obstrué. | A.D. |
| Les Vigneaux | 1930 | 6 | 21 | glissement | | | | | Destruction échaffaudage du pontde la Gyronde, 800 à 1000m3 | |
| Vallouise | 1931 | 8 | 24 | crue torrentielle | Le Villard | Onde | | | Route D504 coupée. | A.D.H.A. |
| Vallouise | 1937 | | | écroulement | Cabane des Bans | | | | | Pêcher |
| Pelvoux | 1941 | 7 | 20 | glissement | rive gauche du Goitreux | | | | 100000m3 emportés; 70m delarge sur 200m de long, pas de dégats. Lettre envoyée au sous préfet a propos d'un projet de piste de ski. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1941 | 7 | 25 | crue torrentielle | | Bessée | | | D994 coupée | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1951 | 3 | 18 | crue torrentielle | | Bessée | | | 2 routes d'accès a Vallouise coupées pendant 24h. | |
| Les Vigneaux | 1951 | 7 | 12 | crue torrentielle | | Rif cros | | | pont de bois emporté | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1951 | | | crue torrentielle | | Rif cros | | | Chemin vicinal détruit, D994 menacée | A.D. O.N.F. |
| Pelvoux | 1951 | | | crue torrentielle | | Eychauda et Séguret | | | route coupée (servait de lit au torrent.), plaine inondée pâturages engravés. | R.T.M. |
| Vallouise | 1954 | 8 | 12 | crue torrentielle | Béassac | Onde | | | Poste E.D.F. emporté, canal obstrué. Apport de blocs et troncs d'arbres. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1954 | 8 | 22 | crue torrentielle | | Rif cros | | | Route d'accès aux hameaux engravée 20-22-24/8 | R.T.M. |
| Vallouise | 1954 | 8 | 22 | crue torrentielle | Entre-les-Aygues | Onde | | | Passerelle emportée. Le torrent de Bonvoisin a changé de lit à sa confluence avec le torrent des Bans. | R.T.M. |
| Vallouise | 1954 | 8 | 22 | crue torrentielle | Grand Parcher | Grand Parcher | | | Pont emporté, RD994 coupée par dépôt boueux de 20m de long et 50cm d'épaisseur. | R.T.M. |

| | | | | | | | | | | |
|--------------|------|---|----|-------------------|-----------------|--------------------------------|------------------|--|--|--------|
| Vallouise | 1954 | 8 | 22 | crue torrentielle | Grand Bois | Chabrière | | | Chemin de Grand Bois coupé sur 20m. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1955 | 6 | 7 | crue torrentielle | | Gyr | | | Prises d'eau du canal du Béal neuf et digues emportées 250m3. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1955 | 6 | 8 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Digue détruite, C.V. 7 emporté | A.D. |
| Pelvoux | 1958 | 8 | 2 | crue torrentielle | Pré de M Carle | Torrent du Glacier noir | | | Pont du glacier blanc engravé. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1960 | 6 | 19 | crue torrentielle | | Rif cros | | | Pont de D4 emporté, dégats de voirie et canaux, suite à un orage. | A.D. |
| Vallouise | 1961 | 7 | 11 | crue torrentielle | Pont des Places | Chabrière | | | Camping envahi, 2 tentes endommagées. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1962 | 8 | 3 | crue torrentielle | Pré de M Carle | Torrent du Glacier de la Momie | | | Crevasion de poche glaciaire, camping Cézanne en partie inondé par infiltration sous la digue qui a bien protégé le site. Affouillement dans le lit supérieur, dépôt de matériaux à mi-pente.. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1965 | 8 | 22 | crue torrentielle | Combe du Rif | torrent de la Combe du Rif | | | Route recouverte. | R.T.M. |
| Vallouise | 1967 | | | écroulement | La Grand côte | | | | | Pêcher |
| Pelvoux | 1968 | 8 | 5 | crue torrentielle | Combe du Rif | torrent de la Combe du Rif | | | Suite à violent orage R.D. coupée sur 120m par dépôts de 1,5m de hauteur, brèche de 2m de profondeur et 6m de longueur. Véhicules bloqués au Pré de Mme Carle. Demande de correction par R.T.M. refusée par D.D.E. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1968 | 8 | 19 | crue torrentielle | Combe du Rif | | | | Suite à violent orage sur le Massif des Agneaux. R.D. coupée sur 20m par brèche de 5m de profondeur (sic). 30 véhicules bloqués au Pré de Mme Carle. | R.T.M. |
| Vallouise | 1968 | 8 | | crue torrentielle | Béassac | ? | | | route inondée de boue sur 50m (écher) | Pêcher |
| Les Vigneaux | 1968 | | | éboulement | | | Ravin de Bermont | 1m de la façade de la maison forestière. | bloc de 1m3 | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1973 | 5 | 5 | crue torrentielle | | Bessée | | | D994 engravée. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1973 | 5 | 5 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Terres agricoles, camping, route inondées. | R.T.M. |

| | | | | | | | | | | | |
|--------------|------|----|----|----|-------------------|---------------------|--|--|--|---|---------|
| Vallouise | 1973 | 5 | 5 | 5 | crue torrentielle | Grand Parcher | | | | Chemin d'accès au village engravé. | R.T.M. |
| Vallouise | 1973 | 5 | 5 | 5 | crue torrentielle | La Blache | | | | Route d'accès à Entre-les-Aygues coupée, 400m ³ de dépôts. | R.T.M. |
| Vallouise | 1978 | 1 | 1 | 28 | avalanche | Les Sagnes | | | | Quelques arbres arrachés, route de Puy-Aillaud coupée. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1978 | 1 | 1 | | avalanche | La beaume | | | | Route de l'Eychauda atteinte. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1978 | 3 | | | crue torrentielle | Bessée | | | | D4 et D94 coupés par laves et coulées boueuses dans le bassin de réception. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1980 | 2 | 13 | | glissement | Les Claux | | | | 4 morts, immeuble "Le lys des Alpes" à moitié détruit. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1981 | 12 | 31 | | avalanche | Les claux | | | | crête des Preyres à 20m de l'église gros pommiers arrachés | R.T.M. |
| Pelvoux | 1987 | 6 | 21 | | ecroulement | Allefroide | | | | Le sentier du névé Pelissier a du être déplacé. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1987 | 7 | 6 | | crue torrentielle | Bessée | | | | D4 coupée 2h par laves | R.T.M. |
| Pelvoux | 1987 | | | | crue torrentielle | Plan des durs | | | | Mélèzes arrachés | COLAS |
| Pelvoux | 1987 | | | | crue torrentielle | Serre des hommes | | | | Mélèzes arrachés | COLAS |
| Pelvoux | 1987 | | | | crue torrentielle | Pas de la Rosse | | | | Mélèzes arrachés | COLAS |
| Pelvoux | 1987 | | | | crue torrentielle | Torrent de Clapouse | | | | Aulnes arrachés | MOUCHEI |
| Pelvoux | 1987 | 7 | 6 | | crue torrentielle | Bouisset | | | | 30ares de camping engravés, 1 tente arrachée, arbres déracinés 50 ares, lave. Passage boisé du chemin rural n°4 et passage bétonné du canal de Chalanca | R.T.M. |
| Pelvoux | 1987 | 7 | 6 | | crue torrentielle | Freycinet | | | | 3 tentes, 1 caravane renversée, 10 autos engravées, 1 passerelle emportée. 50 ares de laves sur le camping du Freycinet, 30 ares de forêts engravées, chemin du camping sur 100m. Fréquence 25-30 ans. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1987 | 7 | 13 | | crue torrentielle | Combe du Rif | | | | D204 coupée deux fois su 50m, laves recouvrent 70 ares de pâturages et forêts communales. Fréquence 10-15ans. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1987 | 7 | 18 | | crue torrentielle | Pré de M Carle | | | | sentier du Glacier Blanc affouillé en rive gauche sur 20m de long et 2m de large. | R.T.M. |

| | | | | | | | | | | |
|----------------|------|---|----|-------------------|---------------|---------------|-----------------------------|------------|---|--------------------------|
| Pelvoux | 1987 | 7 | 18 | crue torrentielle | Ailefroide | Celce Nière | | | passerelle du sentier de Clapouse emportée, affouillement en rive gauche sur 10m de long et 3m de large du chemin du camping au lieu dit le Sapet.camping menacé entre le barrage E.D.F. et la pont de Celse Nière. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1987 | 7 | 18 | crue torrentielle | Les Claux | Gyr | | | Embâcles et débordements entre la centrale et le pont des gorges, aux Claux en rive gauche 5 ares de jardins et 20ares de près emportés. Au Freycinet, des près sont emportés sur 100m*3m en rive gauche, dépôts d'arbres et graviers entre le Fangeas et OCCAJ | R.T.M. |
| Puy-St-Vincent | 1988 | 2 | | avalanche | Narreyroux | | L'Aiglière 3200m | Narreyroux | Dégâts divers, arbres, 1 bergerie détruite. Cassure du manteau neigeux au niveau d'une plaque à vent. Cette avalanche est arrivée juste au moment où l'extension de la station est envisagée. | Mairie Puy-Saint-Vincent |
| Les Vigneaux | 1988 | 8 | 14 | crue torrentielle | | Rif cros | | | Tablier du pont atteint par laves. Crue brutale liée à la nature des matériaux (roches) et à la forte pente (2700 à 1000m). Pas de dégâts grâce aux seuils. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1988 | 8 | 14 | crue torrentielle | | Juliane | | | charriage important,blocs énormes, pas de dégâts. | R.T.M. |
| Vallouise | 1988 | 8 | 14 | crue torrentielle | | Rif Paulin | | | Pas de dégâts. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1988 | 8 | 20 | crue torrentielle | | Glacier Blanc | | | Pas de dégâts. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1988 | 8 | 20 | crue torrentielle | | Glacier Noir | | | Pas de dégâts. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1988 | 8 | 20 | crue torrentielle | | Saint Pierre | | | Pont de D204 atteint, circulation coupée pendant 24h. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1988 | 9 | 2 | crue torrentielle | | Rif cros | | | Creusement du lit, pas de dégâts. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1990 | 2 | 14 | avalanche | La "barrière" | | 2300m dans le grand couloir | route | Avalanche bien connue mais très importante cette année : 400m de large au niveau de la route, est remontée sur 100m sur l'autre rive. L'avalanche part habituellement de 2000m, elle a arraché de très vieux arbres et vidangé son couloir. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1993 | | | éboulement | Les Rouilles | | 1590m | 1450m | écroulement en masse de la falaise des rouilles (1590m) | R.T.M. |
| Pelvoux | 1993 | | | Chute de bloc | Le canton | | 1300m | 1245m | bloc isolé, dans une zone non répertoriée à chute de blocs. | R.T.M. |
| Vallouise | 1993 | | | avalanche | Béassac | Rif Paulin | Ravin de la Pussio | | Extension jusque versant opposé, route coupée par gros blocs, passerelle endommagée, arbres arrachés. 1 bloc de 100m3 transporté sur 70m. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1994 | 7 | 20 | crue torrentielle | | Rif cros | | | vers 17h. Pas de dégâts. | R.T.M. |

| | | | | | | | | | | |
|-------------------|------|---|----|-------------------|-----------------|-----------------|------------|-------|---|--------|
| Pelvoux | 1994 | 7 | 24 | crue torrentielle | | Juliane | | | pont de Martouret détruit, pont de la route communale affouillé, seuils et prises de canaux affouillés. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1994 | 7 | 29 | crue torrentielle | | Sialouse | | | sentier emporté sur 80m. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1994 | 7 | 29 | crue torrentielle | | Juliane | | | 3 seuils R.T.M. affouillés sur 2 m de hauteur, 1 cassé, prise de canaux inutilisable. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1994 | 7 | 29 | crue torrentielle | | Clôt de l'homme | | | vers 17-18h passerelle du sentier du Sélé emportée, la crue combinée des deux torrents se fait sentir en aval : camping, égoûts de Pelvoux obstrués, collecteur emporté su 15m, attaque des berges... | R.T.M. |
| Vallouise | 1994 | 7 | 29 | crue torrentielle | | Rif Paulin | | | Glissement des berges, pas de dégats. | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1994 | | | éboulement | Serre de hières | | 1900-1980m | 1550m | | R.T.M. |
| Les Vigneaux | 1995 | 6 | 29 | crue torrentielle | La sagne | Rif cros | | | Gué engravé. Suite à violents orages sur massif de Montbrison. Passage à gué impraticable. | R.T.M. |
| Vallouise | 1995 | 6 | 29 | crue torrentielle | | Grand Parcher | | | Lave importante: section 2,25m*8m en amont du hameau Dignes submergées, Egouts obstrués, route D994 coupée pendant 12h, 1voiture bousculée, poteau téléphonique arraché. Engravements importants 1m d'épaisseur à la chapelle St André. | R.T.M. |
| Vallouise | 1995 | 6 | 29 | crue torrentielle | | Gyronde | | | Berges sapées, Ligne téléphonique et glissière de sécurité de D994 arrachée. Liée à crue du Grand Parcher. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1995 | 7 | 24 | crue torrentielle | | Eychauda | | | une maison inondée légèrement en rive gauche en amont de Chemein départemental. | R.T.M. |
| Pelvoux-Vallouise | 1995 | 7 | 24 | crue torrentielle | | Rif Paulin | | | Passerelle piétons en amont de R.D. emportée. | R.T.M. |
| Pelvoux | 1995 | 7 | 29 | crue torrentielle | | Celse Nière | | | 15 à 20 emplacements de camping évacués en prévention, construction d'une petite digue à la pelleuse. | R.T.M. |

BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD DE GERMANE (fin XVIII^ès) : *Mémoires de la société littéraire de Grenoble*, 2^{ème} partie, 106p.
- AIMES P. (1959) : Guide bibliographique des Hautes-Alpes. *Archives départementales des Hautes-Alpes*, n°2, Gap.
- ALBERT A. (Abbé) (1887) : *Le pays briançonnais. Notes sur le canton de l'Argentière (Hautes-Alpes)*, Grenoble, Allier Père et fils, 320p.
- ALBERT A. (Abbé) (1887) : Un coin de Vallouise. *Club alpin français et touristes du Dauphiné*, Gap, Jouglard, 23p.
- ALEXANDRE P. (1987) : *Le climat en Europe au Moyen-Age. Contribution à l'histoire des variations climatiques de 1000 à 1425, d'après les sources narratives de l'Europe occidentale*. Paris, E.H.E.S.S. 828p.
- ALLERA JL., BON-MARDION G., EYBERT-BERARD A., GUELF C., MURA R., PERROUD P. et REY L. (1976) : La dynamique des avalanches d'après les résultats des expériences de déclenchement artificiel au Lautaret. *La houille Blanche*, vol. 31, n° 6-7, pp. 489-501.
- ALLIX A. (1922) : Les glaciers des Alpes françaises. *Revue de Géographie Alpine*, t.X, pp.. 325-333.
- ALLIX A. (1926) : Les glaciers du Dauphiné. *Revue de Géographie Alpine*, n°10, pp.. 2-3.
- ALLIX A. (1927) : Observations glaciologiques faites en Dauphiné. Direction Générale des Eaux et Forêts. *Etudes glaciologiques*, t. VI, Paris, Imprimerie Nationale, 138 p.
- ALLIX A. (1929) : *Un pays de haute montagne, l'Oisans. Etude géographique*. Armand Colin éd., Paris, 1 vol, 915 p, 58 fig, 12 tabl.
- ALLIX A. (1952) : Au sujet de la tectonique des massifs cristallins des Alpes. *C.R. Somm. Société Géologique de France*, p. 229.
- ANDRE M-F. et PEULVAST J-P. (1989) : Le domaine glaciaire. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp. 79-87.
- ANDRIES D. (1980) : *Les éboulis ordonnés du haut-pays niçois*. Thèse de 3ème cycle, Université de Nice, 150 p.
- ANTOINE P. (1977) : Réflexions sur la cartographie Z.E.R.M.O.S. et bilan des expériences en cours. *Bulletin du B.R.G.M.* section 3, n° 1-2, pp.. 9-20.
- ANTOINE P. et LETOURNEUR J. (1973) : Aperçu et réflexions sur les cartes géotechniques. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXI, n°2, pp. 231-246.
- ANTOINE P. et MARIE R. (1985) : Géologie et aménagement de la montagne. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 1, n° 7, pp. 1113-1128.
- ANTOINE P. et PACHOUD A. (1976) : Enseignements tirés de deux essais de cartographie systématiques de glissements de terrain. *Bull Liaison Labo.Ponts et Chaussées*, n° spécial II "stabilité des talus n°1 : versant naturel", p31-39.

ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY JC., GOGUEL J., HUMBERT M., MONITION L., MOUGIN JP. et PACHOUD A. (1973) : Cartographie systématique des mouvements de terrains sur la feuille de la Grave à 1/50.000. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*, Cannes, t. 1, pp. 11-24.

ANTOINE P., BIAREZ J., DESVARREUX P. et MOUGIN J.P. (1971) : Les problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses. *Géologie alpine*, t.47, p.5-24.

ANTOINE P., LETOURNEUR J. et LEGUERNIC J. (1981) : De la géologie du Quaternaire à la géotechnique. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 1, pp. 27-32.

ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DELPECH P-Y., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY PC., KERCKOVE C., LEMOINE M. et MASCLE G. (1988) : Salt tectonics, tethian rifting and alping folding in the french Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp. 747-758.

ASSIER A. (1992) : L'évolution des glaciers du massif de Chambeyron (Ubaye, Alpes du Sud françaises) en liaison avec les changements climatiques des 10 dernières années. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, vol. 15 1 et 2, pp. 31-37.

ASSIER A. (1993) : L'englacement des Alpes du Sus franco-italiennes du Petit Age de Glace à la fin du XX^{ème} siècle. Thèse de Doctorat en Géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble, 487p.

ASSIER A. (1996) : *Glaciers et glaciers rocheux de l'Ubaye*. Barcelonnette, édité par l'association Sabença de la Valeia, 32p.

AVENARD JM. et TRICART J. (1960) : Techniques de travail et idées de recherche. Applications de la mécanique des sols à l'étude des versants. *Rev. Géomorph. dynamique*. t.XI, pp. 146-156.

AVIAS J. (1984) : Sur la méthodologie de prévision et de prévention des risques liés aux mouvements de terrain d'origine principalement hydrique. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 299-308.

AVOCAT Ch. (1977) : *Le parc national des Ecrins*. Société des Hautes Alpes, Gap, 47p.

AVOCAT Ch. (1979) : *Montagnes de Lumière. Briançonnais, Embrunais, Queyras, Ubaye*. Thèse Lettres, A.Fayolle et Cie éditeur, 680 p, 64 fig, 107 tabl.

BADRE J. (1974) : Localisation du risque d'avalanche et aménagement de la montagne. *Neige et avalanches*, Assoc. Nat. Etude. Neige. Avalanches, n° 8, 45 p.

BAHR D.B. (1997) : Global distribution of glaciers properties, a stochastic scaling paradigm. *Water resources research*, vol.33, n°7, pp.1669-1679.

BALLANTYNE C.K. (1987) : Some observations on the morphology and sedimentology of two active proglacial ramparts, Lyngen, northern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 19, pp.167-174.

BALLANTYNE C.K. et BENN D.I. (1994) : Glaciological Constraints on Proglacial Rampart Development. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5 pp. 145-153.

BALLANTYNE C.K. et KIRKBRIDE M.P (1986) : The characteristics and significance of some lateglacial proglacial ramparts in upland Britain. *Earth surface Processes and Landforms*, 11, pp.659-671.

BALSEINTE R. (1966) : *Climats montagnards et stations climatiques d'altitude en France*. Thèse, Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Grenoble, 523 p.

- BARBIER R. (1963) : Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. In "*L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe*". Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot publié par la Soc. Géol. France, t. II, pp. 321-330.
- BARBIER R. et DEBELMAS J. (1961) : Les domaines de sédimentation de la zone subbriançonnaise. *C.R. Acad. Sciences*, t. 252, pp. 916-918.
- BARBIER R. et DEBELMAS J. (1966) : Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, n°42, pp. 135-142.
- BARBIER R., BLOCH JP., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. (1963) : Problèmes paléogéographiques et structure dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In "*L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe*". Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot publié par la Soc. Géol. France, t. II, pp. 331-378.
- BARBIERI A. (1970) : *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : les granits. Aperçu sur la géochronométrie du massif*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 127 p.
- BARD P-Y., DURVILLE J-L. et MOUROUX P. (1985) : Les risques naturels : cas des séismes. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. 1, n° 7, pp. 1129-1141.
- BARFETY J.C et PECHER A. (1984) : *Notice explicative de la feuille Saint-Cristophe-en-Oisans à 1/50.000*. Ed. B.R.G.M., Orléans, 64 p, 1 pl. h.t.
- BARFETY J.C, AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., GIDON S., PÊCHER A., ROUX M., BOURSEAU J.P. (1986) : Les terrains sédimentaires du Mont Pelvoux (zone dauphinoise, Alpes occidentales françaises) : nature, âge, implications paléostructurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.303, 6, p. 491-494.
- BARFETY J.C, TRICART P., JEUDY DE GRISSAC C. (1992) : La quatrième écaïlle près de Briançon (Alpes françaises) : un olistostrome précurseur de l'orogénèse pennique éocène. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.314, n°1, p.71-76.
- BARFETY J.C. (1965) : *Etude géologique des environs de Monétier-les-Bains (zones subbriançonnaises et briançonnaises)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble. 91 p, 23 planches i.t., 6 planches h.t.
- BARFETY J.C. (1968) : Importance des failles et glissements superficiels dans le Massif de Montbrison et ses environs. (Briançon, Hautes-Alpes). *Trav. Labo. Géol. Grenoble*, t.43, p. 49-54.
- BARFETY J.C. (1972) : Les variations du Trias médio-supérieur dolomitique et leur répartition dans la zone briançonnaise entre la Vallée Etroite et le Guil (Haute-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 274, série D, p. 636.
- BARFETY J.C. (1988) : *Le jurassique dauphinois entre Durance et Rhône*. Doc. B.R.G.M. n° 131, 655p., 175fig., 19 t., 24 pl.
- BARFETY J.C. et GIDON M. (1975) : La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sciences*, t. 281, série D, pp.1677-1680.

- BARFETY J.C., GIDON M et KERCKHOVE C. (1968) : Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C.R. Acad. Sciences*, t. 267, série D, pp. 394-397.
- BARFETY J.C., GIDON M et LEMOINE M. (1970) : Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias Supérieur de la zone briançonnaise près de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t.270, série D, pp. 2900-2902.
- BARFETY J.C., LEMOINE F., GRACIANSKY P.C.(de), TRICART P., MERCIER D. avec la collaboration de PÊCHER A., BERTRAND J., NIEVEERGELT P., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., MONJUVENT G., GOFFE B., KIENST J.R., MEVEL C., GRAVOST M., SAURET B., GODEFROY P., MARTIN C.(1995) : *Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Briançon (823)*. Orléans, BRGM, 180p.
- BARSCH D. (1996) : *Rock-glaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Springer-Verlag, Berlin.
- BEAULIEU de J.L. (1977) : *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène des Alpes méridionales françaises*. Thèse Sciences, Aix-Marseille III, 358 p., 29 Fig, 39 diagrammes.
- BEAULIEU de JL (1981) : Les dépôts pléistocènes du serre du Villard (Hautes-Alpes). Analyse pollinique. *Géologie Méditerranéenne*, n° 3, pp. 161-166.
- BEAULIEU de JL et REILLE M. (1983) : Paléoenvironnement tardiglaciaire et holocène des lacs de Pélleautier et Siguret (Hautes-Alpes, France). Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques. *Ecologia méditerranéa*, t. IX, fasc. 3/4, pp. 19-36.
- BEAULIEU de JL. (1980) : Analyses polliniques dans les Alpes méridionales françaises. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, numéro spécial 1, pp. 63-67.
- BEAULIEU de JL. et JORDA M. (1977) : Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Montagne de la Blanche-Trois Evêchés. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire.*, fasc. 3, pp. 3-15.
- BEAULIEU de JL. et REILLE M. (1984) : The pollen sequence of les Echets (France) : a new element for the chronology of the upper Pleistocene. *Rev. Géogr. Phys. et du Quaternaire*. Vol.38, fasc. 1, pp. 3-9.
- BECHT M. et RIEGER D. (1997) : Debris-flows on alpine slopes (eastern Alps). *Géomorphologie*, n°1, pp.33-41.
- BECKER J. (1952) : Etude palynologique des tourbes flandriennes des Alpes françaises. *Mém. Serv. Carte. Géol.* Alsace-Lorraine, n° 11, 61 p.
- BELL D.H.. (Ed) (1992) : *Landslides/Glissements de terrain. 5ème Symposium International sur les glissements de terrain, Christchurch (N-Z)*. Balkema éd., Rotterdam, 3vol. 1495p.
- BELLAIR P. (1939) : Observations sur le massif cristallin du Pelvoux. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t.40, n° 189, p.189.
- BELLAIR P. (1943) : Observations sur le massif cristallin du Pelvoux. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t.44, n° 212, p.189.
- BELLAIR P. (1948) : Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I : le Haut Massif. *Mém. Serv. Carte. Géol.*, 355p.

- BELLAIR P. et GIGOUT M. (1969) : Livret-guide de l'excursion A.8 du dauphiné. *VIIIème Congrès I.N.Q.U.A.*, 63 p.
- BELLONI S. (1970) : Nota preliminare sulle ricerche licheno-metriche nell'alveo del Ghiacciaio dei Forni. *Bolletino del Comitato Glaciologico Italiano*, 18, pp.1-8.
- BENEVENT, E (1926) : *le climat des Alpes françaises*. thèse Paris, Editions de la météorologie Nationale.
- BERTRAND G. et DOLLFUS O. (1973): Essai d'analyse écologique de l'espace montagnard. *L'espace géographique*, n°3, pp.165-170.
- BERTRAN B. et TEXIER J-P (1994) : Structures Sédimentaires d'un Cône de Flots de Débris (Vars, Alpes Françaises Méridionales). *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 5, pp. 155-170.
- BERNARD-BRUNET J. (1981) : Les traits du pastoralisme en Briançonnais. *Recherches en Briançonnais*, C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc.4, pp.3-12.
- BESSON L. et MARIE R. (1984) : La restauration des terrains en montagne et les risques naturels. *Aménagements et Montagne*, n°48, 124p.
- BESSON, L. (1985): Les risques naturels. *Revue de Géographie alpine*, t.LXVIII, n°3, pp.321-333.
- BEZINGE A. et VIVIAN R. (1976) : Sites sous-glaciaires et climat de la période holocène en Europe. *La Houille Blanche*, n°6/7, pp. 441-459.
- BIAREZ J., AZIMI Ch. et DESVAREUX P. (1973) : Etude des risques de formation de coulées boueuses. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*. Cannes, t. 1, pp. 37-46.
- BIGUENET G. et SIRIEYS P. (1990) : Caractéristiques géométriques et cinématiques de glissements de terrain de faible volume. *Géologie Alpine*, Mém. H.S. 15, pp.3-14.
- BIRMAN L. (1983) : *Le Parc National des Ecrins*. Créer éd., Nonnette, 139 p.
- BIROT P. (1970) : Etude quantitative des processus érosifs agissant sur les versants. *Zeitschr. Geomorphol.*, pp. 11-44.
- BIROT P. (1981) : *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Masson éd., Paris, 607 p.
- BLACHE J. (1952) : La sculpture glaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 40, fasc. 1, pp. 31-123, 35 fig.
- BLACHE J. (1959) : Sur un réseau d'auges glaciaires. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 47, fasc. 2, pp. 289-293, 1 fig, 2 pl.
- BLACHE J. (1960) : Les résultats de l'érosion glaciaire. *Méditerranée*, n°1, pp. 5-33.
- BLANCHARD R. (1918) : L'état actuel des glaciers dans les Alpes françaises. *Revue de Géographie alpine*, t.VI, pp.241-244.
- BLANCHARD R. (1920) : Les glaciers des Alpes françaises. *Revue de Géographie alpine*, t.VIII, pp.335-340.
- BLANCHARD R. (1930) : La répartition de la vigne dans les Alpes françaises. *Rev. Géogr. Alpine*, t.XVIII, pp.219-260.

BLANCHARD R. (1950) : *Les Alpes occidentales. Tome V : les Grandes Alpes du Sud*. Grenoble, éd Arthaud. 1018 pages, 114 fig, 120 pl, 7 cartes h.t.

BLANCHARD R. (1956) : *Les Alpes occidentales. Tome VII : essai de synthèse*. Grenoble, éd Arthaud. 605 p.

BLANCHET F. (1934) : Etude géologique des montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, vol. 19, 183 p.

BOCQUET F. et CHARRE JP. (1984) : Carte intégrée du danger en montagne. Méthode d'évaluation et introduction des données naturelles et socio-économiques. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 131-140.

BODELLE J. et WEBER C. (1981) : La prévention des risques géologiques en France. Questions pour l'avenir. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp. 7-9.

BODGANOV S., MENOT R.P., VIVIER G. (1991) : Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sci. Géol.*, Strasbourg, bull. 44, 3-4, p. 237-284.

BODGANOV S., MENOT R.P., VIVIER G. (1991) : Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sci. Géol.*, Strasbourg, bull. 44, 3-4, p. 237-284.

BOISVERT J-J. (1954) : La neige dans les Alpes françaises. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 43, fasc. 3, pp. 357-434

BOMBARD JP. (1968) : *Une approche posée par l'étude des mouvements de terrain. Essai méthodologique*. Thèse de 3^{ème} cycle, Fac. Sciences de l'Université de Grenoble. 271 p, 89 fig, 42 tabl.

BONAPARTE Prince R., 1891 : Mesures des variations de longueur des glaciers du Dauphiné (massif du Pelvoux). *C.R Acad. Sciences*, t.114, pp.860-862.

BONIFAY E. (1960) : *Recherches sur les terrains quaternaires du S.E de la France*. Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris. 193 p, 48 fig, 9 tabl.

BONNARD C. (1984) : Risques d'instabilité - Approche pluridisciplinaire dans la détection des glissements de terrain. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 309-316.

BONNARD C. (Ed) (1988) : *Landslides/Glissements de terrain. 4^{ème} Symposium International sur les glissements de terrain, Lausanne*. Balkema éd., Rotterdam, 3vol. 1564p.

BONTE A. (1970) : Le glissement de terrain, phénomène profond ou superficiel, influence de l'eau. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XC, fasc. 4, pp. 395-406.

BORDET C. (1959) : Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins (d'après des observations de galeries). *Congrès et colloques. Université de Liège*, t. 14, pp. 61-81.

BORDET P. (1963) : Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n°39, pp. 173-199.

BOREL J.L., JORDA M. et MONJUVENT G. (1984) : Variation climatiques, morphogenèse et évolution de la végétation post-würmienne dans les Alpes françaises. *Les alpes, 25^{ème} Congrès Géographique International*, Paris. Chapitre II, pp. 43-53.

- BOUQUIER L. et DUBASQUE M. (1979) : Notice explicative et carte des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol à 1/25000 de la région de Chorges-Embrun (Hautes-Alpes). Ed. du B.R.G.M., Orléans.
- BOURBON M. (1980) : *Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université L. Pasteur de Strasbourg, 580 p.
- BOURDIER F. (1940) : Sur le quaternaire de la Durance alpestre. *C.R. Acad. Sciences*, t. 210, pp. 242-244.
- BOURGEAT S. (1990) : Eboulement et écroulement dans le bassin-versant du Vénéon (Massif des Ecrins, Isère). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVIII, n° 1/2/3, pp. 11-24, 4 fig, 1 tabl.
- BOURGIN A. (1944) : Phénomènes fini-glaciaires en Dévoluy. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 32, fasc. 2, pp. 315-319.
- BOYE M. (1952) : Névés et érosion glaciaire. *Rev. Géomorph. Dyn.*, III, pp. 20-36.
- BRAVARD M. (1947) : L'émigration récente en France de quelques communes du Briançonnais. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXV, pp. 747-758.
- BRAVARD C. et GIDON M. (1979) : La structure du revers oriental du massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine*, t. 55, pp. 23-33.
- BRAVARD J-P (1992) : Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au tardiglaciaire et à l'Holocène. C.R. du colloque C.N.R.S. "Rythmes d'évolution morphologique depuis l'Holocène en milieux tempérés et froids", Rapport n° 2, *Bulletin de l'association des Géographes français*, n 3
- BRAVARD Y., CHARDON M., DRESCH J., JULIAN M. et SOUTADÉ G. (1988) : Dynamique de l'évolution des reliefs au cours du Quaternaire. *Méditerranée*, n° 2-3; pp. 37-57.
- BROC N. (1984) : Le milieu montagnard : naissance d'un concept. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 72, fasc. 2/3/4, pp. 127-139.
- BROTTO M. (1982) : *Evolution morphogénique du bassin-versant du Guil au cours du Quaternaire*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Aix-Marseille II, 201 p, 19 fig, 6 tabl, 6 coupes, 5 annexes.
- BROTTO M. (1986) : Karst de gypse et accumulations de tufs en Queyras. *Méditerranée* n°1-2, pp. 118-125.
- BRUN E. (1989) : Mise au point à propos de "Gel dans le sol et avalanches de fond". *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVII, pp. 443-444.
- BRUNSDEN D. et PRIOR DB. (1984) : *Slope instability*. John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore. 620 pages.
- BUCHARD R. (1950) : *Traité des sols et des fondations*. Ed Dunod, Paris, 192 p.
- BUFFAULT P. (1913) : Historique des forêts de Briançonnais. *Bull. Géogr. Historique et Descriptive*, n° 28, pp. 252-284.
- BUFFET-CROIX-BLANCHE G. (1989) : *Volcans fossiles dans la région du parc national des Ecrins*. Parc national des écrins, Documents scientifiques du parc national des écrins, 74p., 38 fig., 1Pl. h.t.

- BURNET R. et CHARVET G. (1990) : La carte de localisation des avalanches. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp. 21-25.
- BYRAMJEE R., LEMOINE M. et POIMBOEUF F. (1953) : Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise, au Nord-Ouest de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 236, pp. 724-726.
- C.E.M.A.G.R.E.F. (1976) : *Cartographie à moyenne échelle de localisation probable des avalanches*. Division nivologie, Saint-Martin-d'Hères, 11 p.
- C.E.M.A.G.R.E.F. (1980) : *Mouvements de terrain et crues torrentielles. Cartes de localisation. Plan des zones exposées*. Groupement de Grenoble, division prospection contre les érosions. Etude n° 165. Les études de glissements de terrain. Information technique, cahier 43, n°5.
- C.E.M.A.G.R.E.F. (1981) : *Les études de glissements de terrain*. Information technique, cahier 43, n°5.
- C.E.M.A.G.R.E.F. (1982) : *Neige et avalanche, connaissance de base*. Division nivologie, Saint-Martin-d'Hères, 77 p.
- C.E.M.A.G.R.E.F. (1984) : *Glissements de terrain*. Groupement de Grenoble, Division Protection contre les Erosions. Etude n°194, 171 p.
- C.E.T.E. (1982) : *Etude géologique pour le P.Z.E. de St-Chaffrey*. Centre d'Etude Technique de l'Equipement d'Aix en Provence. Rapport inédit, 17 p, 6 profils sismiques h.t.
- CADEL G. et GILOT J-CI (1963) : *Carte de la végétation des Alpes, feuille de Briançon 1/100000*, Doc. Carte veget. Alpes, I, p 91-140.
- CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., GOGUEL J., MASSINON B., MAYER-ROSA D., VOGT J. et WEBER C. (1979) : *Les tremblements de terre en France*. Mémoires du B.R.G.M. n° 96, publié sous la direction de J. Vogt, 220 p, 10 fig, 42 tabl, 18 photos, 3 annexes, 1 carte couleurs h.t.
- CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., GOGUEL J., MASSINON B., MAYER-ROSA D., VOGT J. et WEBER C. (1981) : *Carte sismotectonique de la France à 1/1.000.000 et sa notice*. Mémoire du B.R.G.M. n° 111.
- CADIOT B., GODEFROY P., LAMBERT J. et THIRION S. (1980) : Informatisation du patrimoine de sismicité historique de la France. *Bulletin du B.R.G.M.*, 2^{ème} série, section IV, n° 2, pp. 139-145.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) : *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Ed CDU, Tome 1, 346 pages.
- CAILLEUX A., CHAVAN A. (1971) : *Détermination pratique des roches*, Ed: Sedes, Paris, 195 pages.
- CAMBEFORT H. (1971) : Glissements de terrains. In *Géotechnique de l'ingénieur : reconnaissance des sols*, chapitre V. Ed. Eyrolles, deuxième édition, pp. 215-257.
- CAMPY M. et MACAIRE JJ. (1989) : *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*. Ed. Masson, Paris, 433 p.
- CANDELA R-M (1982) : Piste de ski et érosion anthropique dans les Alpes du Sud. *Méditerranée*, n° 3-4, pp.45-50.
- CARLES E. (1981) : *Une soupe aux herbes sauvages*. R. Laffont.

- CARRARA A. (1984) : Landslide hazard mapping : aims and methods. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 141-152.
- CARTIER G. (1981) : Recherches et études sur les glissements de terrain. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 115, pp. 15-24.
- CARTIER G., DELMAS P. et POUGET P. (1987) : Méthodes d'analyse des risques liés aux glissements de terrain. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp. 29-38.
- CHALINE J. (1985) : *Histoire de l'homme et des climats au Quaternaire*. Doin, Paris, 366 p, 108 fig, 14 tabl.
- CHAMPETIER DE RIBES G. (1987) : La cartographie des mouvements de terrain. Des Z.E.R.M.O.S. aux P.E.R. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp. 9-19.
- CHARDON M. (1984) Montagne et haute montagne alpine, critère et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXII, n°2/3/4, pp. 213-224.
- CHARDON M. (1984): Montagne et haute montagne alpine, critère et limites morphologiques remarquables en haute montagne. *Revue de Géographie Alpine*, t.LXXII, 2-3-4: p.213-224.
- CHARDON M. (1987) : Géomorphologie et risques naturels : l'éboulement de Séchilienne (Isère) et ses enseignements. *Revue de géographie alpine*, t LXXV, n° 3; pp.. 249-261.
- CHARDON M. (1989) : Essai d'approche de la spécificité des milieux de la montagne alpine. *Revue de géographie alpine*, t.LXXVII, n°1/2/3, pp.. 15-28.
- CHARDON M. (1989): *Montagnes et milieux montagnards. Géographie physique des montagnes*. Ed. Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 166 pages.
- CHARDON M. (1990a) : *Montagnes et milieux montagnards. Géographie physique des montagnes*. Edité par l'Université J. Fourier, Institut de Géographie Alpine, Grenoble. Collection "Grenoble Sciences", 242 p.
- CHARDON M. (1990b) : Quelques réflexions sur les catastrophes naturelles en montagne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVIII, n° 1/2/3, pp. 193-213, 1 fig, 2 tabl.
- CHARDON M. (1991) : L'évolution tardiglaciaire et holocène des glaciers et de la végétation autour de l'Alpe-d'Huez (Oisans, Alpes Françaises). *Rev. Géogr. Alpine*, n°2, pp. 39-53, 1 fig, 1 diagramme, 1 tabl.
- CHARDON M. (1993) : Les tufs de Monétier-les-Bains (Briançonnais) : datations U/Th et sondages. Contribution à la connaissance de l'évolution géomorphologique d'une haute vallée alpine. *Rev. Géogr. Alpine*, t.81, n°1, pp. 61-69.
- CHARDON M. (1989) : Essai d'approche de la spécificité des milieux de la haute Montagne alpine. *Revue de géographie alpine*, t. LXXIX, n°2, pp.. 39-53.
- CHARDON M., GABERT P. et JORDA M. (1984) : Alpes occidentales et Sud-Est de la France. *Recherches françaises récentes sur les phénomènes périglaciaires, 25^{ème} Congrès Géographique International*, Paris, pp. 63-78.
- CHARDON M., MARNEZY A., VIVIAN H. et R. (1984) : Géomorphologie et risques naturels dans les Alpes. I - Le versant occidental des Alpes. *Les alpes, 25^{ème} Congrès Géographique International*, Paris, pp. 16-28.

CHARDONNET J. (1947a) : *Le relief des Alpes du Sud. Tome I : Etude morphologique des régions alpines comprises entre Galibier, moyenne Durance et Verdon*. Thèse Lettres, Université de Paris. 397 p, 85 fig, 4 cartes h.t.

CHARDONNET J. (1947b) : Types de bordures de massifs centraux dans les Alpes occidentales. *Ann. Géographie*, t. LI, pp. 264-283.

CHAUVET P. et PONS P. : Les Hautes Alpes, hier aujourd'hui, demain.

CHAZAN W. (1974) : Le plan Z.E.R.M.O.S., prévision des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol et prévention de leurs effets. *Ann. Mines*, pp. 37-46.

CHENET PY. (1978) : *La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier (Alpes occidentales française)*. Thèse de Docteur Ingénieur, Ecole. Nat. Sup. Mines, Paris, 385 p.

CHENET PY. (1979) : Le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier au Mésozoïque, sa place dans la marge européenne de la Théthys. *Géol. Alpine*, t. 55, pp. 45-74.

CLET-PELLERIN M. (1988) : Etude palynologique de coulées de solifluxion. *Bulletin du Centre de géomorphologie de Caen*, n°34; pp. 65-80.

CLIQOT E., GUEREMY P., LHENAFF R., MARRE A. (1993) : Une carte de la dynamique des formes de terrain : l'exemple de la dépression de Ponchile (Massif des Baronnies, Préalpes françaises du Sud), *Géomorphologie et aménagement, livre en hommage à P. GABERT*, C.N.R.S. Caen, pp.231-240.

COLAS A. (1991) : *L'évolution géomorphologique de la haute vallée de l'Onde*. D.E.A. "Analyse géographique du milieu physique, ressources et risques naturels", Lab. Géomorph. Etude. Quatenaire, Université de Lille I. 197 p, 29 fig, 23 photos.

COLAS A. (1997) : Les difficultés d'interprétation des bourrelets de pied de versant L'exemple de la moraine du Glacier régénéré des Bruyères. (Vallée des Bans, Massif du Pelvoux). *Environnements périglaciaires*, vol.4, 1997, pp.3-11.

COLAS J. et PILOT G. (1976) : Description et classification des mouvements de terrain. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, numéro spécial II "Stabilité des talus : versant naturel", pp. 21-30.

COMBES F. (1990) : Le glissement de terrain de La Valette (Alpes de Haute-Provence). Surveillance, système d'alarme. *Géologie Alpine*, Mém. H.S.n°15, pp.65-70.

COMITE DEPARTEMENTAL DE LA LIBERATION 1944-1945 (1946) : *Notice sur les carrières de la Vallouise*, Archives départementales des Hautes-Alpes, 3p.

CONEDERA C. et ERCOLI A. (1973) : Méthodologies photo-interprétatives pour l'analyse de la stabilité des versants. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions*. Cannes, t. 1, pp. 100-108.

CORBEL J. (1957) : Les Karsts hauts-alpins. *Rev. Géogr. Pyrénées et du S.O.*, t. 32, n°2, pp. 135-158.

COSANDEY C. (1990) : L'origine des crues dans les bassins-versant élémentaires : du ruissellement sur les versants à l'écoulement de crue. *Ann. Géographie*, vol. 90, n° 556, pp. 641-659.

COSTET J. et SANGLERAT G. (1981) : *Cours pratique de mécanique des sols. Tome I : Plasticité et calcul des tassements*. Ed Dunod, Paris, troisième édition, 284 p.

- COUTARD JP. (1985) : La crête de Vars (Hautes-Alpes). Exploitation de données thermiques. Période du 20/08/1983 au 16/06/1984. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°30, pp. 85-98.
- COUTARD JP. et Al. (1980) : Observations sur quelques formes et processus périglaciaires dans le massif du Chambeyron.,s). *Rev. Géogr. Alpine*, n°1, pp. 349-382.
- COUTARD JP., GABERT P., OZOUF JC. (1988) : Etude du processus de cryoreptation en divers sites de la Haute-Ubaye (Alpes du Sud). *Bulletin du Centre de géomorphologie de Caen*, n°34, pp. 9-28.
- COUTEAUX M. (1981) : Caractérisation pollenanalytique en Oisans des milieux forestiers et des milieux supra-forestiers dans l'actuel et dans le passé. *Actes du colloque "La limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil"*. Perpignan, le 16/4/1981, pp. 139-159.
- COUTEAUX M. (1982a) : La tourbière et le glacier de La Muzelle (Parc National des Ecrins). *Rev. Parc. National. Ecrins.*, n°2, pp. 31-52.
- COUTEAUX M. (1982b) : Récurrences glaciaires en Oisans au Tardiglaciaire. *Société hydrotechnique de France, section glaciologie*, Mars 1982, 3 p.
- COUTEAUX M. (1983a) : Fluctuations glaciaires de la fin du Würm dans les Alpes françaises, établies par les analyses polliniques. *Boréas*, vol. 13, n°1, pp. 35-56.
- COUTEAUX M. (1983b) : Géomorphologie et évolution phytogéographique tardiglaciaire et holocène aux Deux-Alpes (Isère - France). Contribution pollenanalytique. *Rev. Géogr. Alpine*, t.LXXI, n° 2, pp. 143-163, 2 fig, 6 diagrammes.
- COUTEAUX M. (1983c) : La déglaciation du vallon de la Lavey (vallée du Vénéon, massif des Ecrins, France). *Société hydrotechnique de France, section glaciologie*, mars 1983, pp.1-13..
- COUTEAUX M. (1984) : Les particularités pollenanalytiques de sédiments glaciaires en Oisans (Isère - France). *La Houille Blanche*, n°6/7, pp. 433-443, 3 diagrammes, 4 photos.
- COUTEAUX M. et EDOUARD J.L. (1987) : La déglaciation du site du lac des Brèches (Massifs des Ecrins). Etude pollenanalytique et glacio-morphologique. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXV, n° 1, pp. 63-77, 5 fig, 1 diagramme, 1 photo.
- COUTEAUX M. et EVIN J. (1981) : Etude palynologique et datage par le radio-carbone de dépôts fluvio-glaciaires aux Deux-Alpes. *C.R. Acad. Sciences*, t. 292, II, pp. 1235-1238.
- COUTEAUX M., GUIOT J. et TESSIER L. (1986) : Essai de datage d'un sédiment de la dernière récurrence glaciaire par confrontation de données pollenanalytiques et dendroclimatiques. *Communication à la Société hydrotechnique de France*, 19 pages.
- COUTURIER B. (1974) : *Contribution à l'étude géologique et géotechnique du bas Grésivaudan*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble. 174 p, 42 fig, 24 tabl, 3 cartes h.t.
- CRECY de L. (1985) : Les risques naturels en montagne. *Bull. Techn. Information*, n° 399-401 intitulé "Eléments pour la connaissance et la mise en valeur de la montagne", pp. 257-263.
- CRECY de L. (1988) : Les risques en montagne. *Aménagement et Nature*, n° 90, pp. 12-14.
- CROZIER MJ. (1973) : Technics for the morphometric analysis of landslide. *Ziet. für geomorphologie*, vol. 17, fasc. 1, pp. 78-101.
- CROZIER MJ. (1986) : *Landslides. Causes, consequences and environment*. Ed. London & Sydney - Croom Helm, 252 p.

- DARDEAU G., GRACIANSKY PC., LEMOINE M. et TRICART P. (1988)- De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp. 779-785.
- DAUDE G. (1992) : Culture, nature et tourisme à travers l'exemple du Parc National des Ecrins. *Revue de Géographie de Lyon*, vol. 67, n 1.
- DAVID J. (1967) : Excursion dans la haute montagne intra-alpine du Sud. Quelques formes froides. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 55, pp. 205-210.
- DAWSON A.G. : *Ice Age Earth. Late Quaternary Geology and Climate*. Routledge, London and New York, 293 p.
- DE SMEDT S. (1990) : *Etude géomorphodynamique et cartographie des risques naturels des vallons de Restefond et des Terres Plaines (Alpes de Haute-Provence)*. D.E.A. "Analyse géographique du milieu physique, ressources et risques naturels", Lab. Géomorph. Etude. Quaternaire, Université de Lille I. 210 p, 44 fig. et tabl.
- DEBELMAS J. (1954) : Conceptions nouvelles sur la structure de la zone intra-alpine du sud : les montages entre Vallouise et Guillestre. *Rev. de Géogr. Alpine*, t. XXXXII, pp.211-232.
- DEBELMAS J. (1955) : *Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 171 p, 37 fig., 7 planches h.t., 2 carte h.t.
- DEBELMAS J. (1956) : Marbre de Guillestre. In *Lexique Stratigraphique International*, vol. 1 "Europe", fasc. 4a "Jurassique", p 76.
- DEBELMAS J. (1961a) : La zone subbriançonnaise entre Vallouise et Le Monétier (Hautes-Alpes). *Bull. Serv. Carte Géologique de France*, t.58, n°264, pp.131-146.
- DEBELMAS J. (1961b) : L'âge des "calcaires de Vallouise", zone subbriançonnaise, à l'Est du Pelvoux. *C.R. Acad. Sciences*, t. 252, p 299.
- DEBELMAS J. (1982) : *Découverte géologique des Alpes du Sud*. Ed. B.R.G.M. et Ophrys, 85 p.
- DEBELMAS J. (1983) : *Alpes du Dauphiné*. Collection "Guides géologiques régionaux" dirigée par Ch. Pomerol, Masson éd., Paris, 198 p.
- DEBELMAS J. (1993) : *L'homme et la montagne*. Le léopard d'or. Muséum de Lyon, 96p.
- DEBELMAS J. dir. (1974) : *Géologie de la France ; volume II : Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays*. Doin éd., 544p.
- DEBELMAS J. et GIDON P. (1950) : Sur la tectonique du versant Sud du massif du Pelvoux : l'écaille de l'Eychauda. *C.R. Acad. Sciences*, t. 231, p 495.
- DEBELMAS J. et GIDON P. (1951) : La couverture tertiaire du massif du Pelvoux entre Chambran, dans le vallon de l'Eychauda, et la croix de Cibouit (Hautes-Alpes. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, séance du 22janvier.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1963) : Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. *Actes du colloque "Trias français"*, Montpellier, 1961. Mémoire du B.R.G.M. n° 15, pp. 232-242.

- DEBELMAS J., DUROZOY G., KERCKHOVE Cl., MONTJUVENT G., MOUTERDE R. et PECHER A. (1980): *Notice de la carte géologique d'Orcières au 1/50000ème*. Editions du B.R.G.M, Orléans, 27 pages.
- DEBELMAS J., PECHER A. et BARFETY JC. (1989) : *Guide géologique du Parc des Ecrins. Itinéraires de découverte*. Ed. du B.R.G.M., 74 p, 51 fig et photos.
- DEBELMAS, J.(1970): *Alpes: Savoie et Dauphiné*. Guides géologiques régionaux, Ed: Masson, Paris, 244 pages.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. et LIENNHARDT MJ. (1984) : *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, volume I : Stratigraphie et paléogéographie*. Mémoire du B.R.G.M. n° 125, Orléans, 615 p, 400 fig.
- DECAILLOT P. et GARRY G. (1987) : La représentation cartographique des risques naturels. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp. 20-28
- DEGOUTE G. (1986) : Lac du Glacier d'Arsine. *Rapport C.E.M.A.G.R.E.F.*, Groupement d'Aix-en-Provence, Division hydraulique générale. Rapport inédit, 16 p.
- DELAUNAY (1983) : *Carte des zones exposées à des glissements, écroulements, effondrements et affaissements de terrain en France*. Ed. B.R.G.M., Mémoire du B.R.G.M., 18p., 3 fig., 1 carte h.t.
- DELHAYE A. et PLANTET JL. (1976) : Sismicité générale de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} série, t. XVIII, n° 5, pp. 1095-1102.
- DELIBRIAS G. et JORDA M. (1981) : Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes françaises du Sud. Le Würm récent du bassin de la Bléone (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 3/4, pp. 173-182.
- DELIBRIAS G., GABERT J. et JORDA M. (1984) : Données nouvelles sur le chronostratigraphie et l'évolution paléomorphologique postglaciaire des Alpes du Sud (Moyenne Durance). *C.R. de l'Académie des Sciences*, Paris, 299, sérieII, pp.. 263-266.
- DELINÉ P., 1998 : L'étagement morphodynamique de la haute Montagne alpine : l'exemple du Val Veny (Val d'Aoste, Italie). *Revue de géographie alpine*, T. 86, n°3, pp..27-35.
- DEMANGEOT J. (1979) : Géographie séismologique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXVII, pp. 153-160, 1 fig.
- DEMANGEOT J. (1980) : La composante endodynamique dans l'étagement montagnard tempéré et équatorial. *Rev. Géogr. Alpine*, n° spécial "Montagnes et montagnards", pp. 95-104.
- DEMEULEMEESTER P. (1982) : *Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises) : distribution cartographique des âges sur biotite et amphibole*. Thèse 3^{ème} cycle, Grenoble, 227p.
- DEPARDON JP. (1979) : *Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Lyon, 76 p.
- DESPEYROUX J. et GODEFROY P. (1986) : *Nouveau zonage sismique de la France en vue de l'application des règles parasismiques de construction et de la mise en œuvre des plans d'exposition aux risques (P.E.R.)*. Délégation aux Risques Majeurs, La Documentation Française, 147 p, 16 fig, 5 carte h.t.

- DESVARREUX P. (1970) : *Recherches d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques*. Thèse de docteur ingénieur, Fac.Sc. Grenoble. 162 p, 67 fig, 4 tabl, 6 photos.
- DEYMIER C. (1990) : Les outils du Génie civil dans la lutte contre l'érosion torrentielle. *Géol. Alpine*, mémoire h.s.n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp. 93-104.
- DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. et IBSEN M-L Ed. (1996) : *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. International Association of Geomorphologist n°5. Report of the European Commission Environment Programme. John Wiley and sons, Chichester, 251p.
- DOUGUEDROIT A. (1974) : Le rôle de l'humidité des sols dans l'opposition de la végétation entre adrets et ubacs. *Bulletin de l'association des Géographes français*, 51,n° 415-416, pp..133-140, 1 fig.
- DOUGUEDROIT A. (1982) : *Les paysages forestiers de la Haute-Provence et des Alpes Maritimes*. Géographie. Ecologie. Histoire. Thèse, Edisud, Aix-en-Provence, 550p.
- DOUGUEDROIT A. (1987) : Les topoclimats thermiques de moyenne montagne. *Les colloques de l'INRA*, n° 39, pp.. 197-213.
- DOUGUEDROIT A. et DE SAINTIGNON, M.F. (1970) : Méthode d'étude de la décroissance des températures en moyenne montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du Sud. *Revue de Géographie Alpine*, Grenoble, LVIII, pp.. 453-472.
- DOUGUEDROIT, A. et DE SAINTIGNON, M.F. (1974): A propos des Alpes françaises du sud. Un nouveau mode de représentation des températures moyennes en montagne : l'orothermogramme. *Revue de Géographie alpine*, Grenoble, n° DXII, t.2, pp..205-217.
- DOUGUEDROIT, A. et DE SAINTIGNON, M.F. (1981): Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes du Sud et en Provence (séries 1959-1978).in *Eaux et climats*, Mélanges Géographiques offerts en hommage à Ch. P. Péguy, Grenoble : p. 179-194.
- DREW F. (1873) : Alluvial and lacustrine deposit and glacial records of the Upper-Indus Basin. *Quarterly Journal of the Royal Society of London*, n°29, pp. 441-471.
- DUBAR M. (1980) : Moyenne vallée de la Durance. *Bull Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, Numéro Spécial I, pp. 58-62.
- DUBAR M. (1983) : *Stratigraphie des dépôts du Néogène et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance. Interprétations géodynamiques et paléogéographiques*. Thèse Sciences, Université de Provence, 428 p, 40 tabl, 76 fig.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. et RAFFY J. (1984) : Mouvements de terrain et risques associés : présentation d'un essai cartographique. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 163-171.
- EDOUARD J.L. (1978) : *La glaciation du bassin de la Romanche. Contribution à l'étude des fluctuations glaciaires post-würmiennes*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, Institut de Géographie Alpine. 329 p, 22 fig, 19 tabl, 16 graph, 18 cartes, 31 pl photos, 14 croquis interprétatifs.
- EDOUARD JL. (1983) : Les lacs des Alpes françaises. *Revue de géographie alpine* vol LXXI, n°4, pp.. 381-397
- EDOUARD JL. (1986) : Evolution récente d'un lac juxtaglaciaire : le lac des Quirles (Massif des Grandes Rousses, Romanche, Isère). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXIV, n°1-2, pp. 93-98.

- ELLENBERGER F., LEMOINE M. et SIGAL J. (1952) : Sur l'âge des marbre en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 146-148.
- EMBLETON C. et KING C. (1968) : *Glacial and periglacial geomorphology*, E. Arnold, Londres, 608 p., 102 fig.
- ESCALON de FONTON M. (1971) : Stratigraphie, effondrements, climatologie des gisements préhistoriques du Sud de la France du Würm III à l'Holocène. *Bull Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, n° 29, fasc. 4, pp. 199-207.
- ETLICHER B. (1988) : Etagement des modelés en moyenne montagne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVI, pp. 229-248.
- EVIN M. (1983) : Présence et signification morphoclimatique de sédiments gelés à l'amont des glaciers rocheux. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp. 137-142.
- EVIN M. (1983) : *Structure et mouvement des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse de 3^{ème} cycle. Institut de Géographie Alpine. Grenoble. 343 p., 148 fig.
- EVIN M. (1984) : Sondages électriques sur quelques glaciers rocheux et moraines des Alpes du Sud. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. XXXIII, pp.128-137.
- EVIN M. (1985a) : Colonisation végétale et étagement des glaciers rocheux dans les Alpes du Sud franco-italiennes. *Communication à la Société hydrotechnique de France. section glaciologie*. Grenoble les 11-12 mars 1985, 8 p.
- EVIN M. (1985b) : Contribution à l'étude de la macrofissuration dans les parois situées à l'amont des glaciers rocheux des Alpes du Sud. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. XXXIV, pp. 17-30.
- EVIN M. (1985c) : Les glaciers rocheux : une mise au point. *Notes et Comptes-rendus du Groupe de Travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. X, pp. 19-29.
- EVIN M. (1987) : *Structure, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse de Doctorat d'Etat. Institut de Géographie Alpine, Grenoble I. 1500 p, 304 fig, 67 tabl, 159 photos, 206 annexes.
- EVIN M. (1988) : Répartition, morphologie et structure interne des glaciers rocheux des Alpes du Sud en fonction de la lithologie et de la fracturation. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n° 34, pp. 137-158.
- EVIN M. (1990) : Le glissement de La Valette (Barcelonnette). *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 2, pp. 149-157.
- EVIN M. (1991) : La colonisation végétale sur les glaciers rocheux des Alpes du sud franco-italiennes. *Notes et comptes rendus du groupe de travail "Régionalisation du périglaciaire."*, fasc. XVI, pp.33-49.
- EVIN M. (1993) : Une moraine de refoulement au Viso (Italie). *Zeitschrift für Gletscherkunde und glazialgeologie*, 27/28, 1991/1992, pp.11-24.
- EVIN M. et ASSIER A. (1982) : Mise en évidence de mouvements sur le glacier rocheux du Pic d'Asti (Queyras, Alpes du Sud, France). *Rev. Géomorph. Dynamique*. t. XXXI, n° 4, pp. 127-136.

- EVIN M. et ASSIER A. (1983) : Mise en évidence de mouvements sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXI, fasc. 2, pp. 165-178.
- EVIN M. et BEAULIEU de J.L. (1985) : Nouvelles données sur l'âge de la mise en place et les phases d'activité du glacier rocheux de Marinet I (Haute-Ubaye, Alpes du Sud françaises). *Méditerranée* (4), pp. 21-30, 8 fig.
- EVIN M., FABRE D. et GUIGAN N. (1987) : Résistivité électrique sur quelques glaciers rocheux des Alpes du Sud. *Communication à la Société hydrotechnique de France, section glaciologie*. Grenoble, mars 1987.
- FABRE J. (1955) : Volcanisme dans le Permo-carbonifère de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sciences*, t. 241, pp. 1795-1798.
- FABRE J. (1961) : *Contribution à l'étude de la Zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie)*. Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris. Publiée dans les Mémoires du B.R.G.M., n° 2, 315 p, 38 fig, 26 pl. i.t., 10 pl. h.t., 8 dépl. h.t., 1 carte coul h.t.
- FABRE P., LAMI A., PAIRIS J.L., GIDON M. (1985) : Influence de la paléomorphologie et de la tectonique synsédimentaire dans les massifs du Devoluy et du Pelvoux (Alpes externes méridionales) *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, vol. 26, n° 4, pp. 193-199.
- FANTHOU T. et GAMBIER G. (1991a) : *Atlas départemental des risques naturels et technologiques*. Préfecture des Hautes-Alpes, Conseil Général.
- FANTHOU T. et GAMBIER G. (1991b) : Un atlas des risques majeurs dans les Hautes-Alpes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 68, fasc. 3, pp. 205-210.
- FANTHOU T. et KAISER B. (1990) : Evaluation des risques naturels dans les Hautes-Alpes et la Savoie. Le recours aux documents d'archives et aux enquêtes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 67, fasc. 4, pp. 323-341.
- FAUGERES L. (1990) : Géographie physique et risques naturels. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°2, pp. 89-98.
- FAUQUETTE S. et TALON B. (1995) : Histoire de la végétation forestière d'un site du Briançonnais : le lac de Saint Christol. (Hautes-Alpes, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, série II*, vol.321, pp. 255-262.
- FAURE J.L. et MEGARD-GALI J. (1988a) : Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur - Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp. 705-715.
- FAURE J.L. et MEGARD-GALI J. (1988b) : L'émersion jurassique en Briançonnais : sédimentation continentale et fracturation distensive. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 4, pp. 681-692.
- FAVAGER C. (1989) : La flore des Alpes. In SCHAEER J-P et Al., : *Guide du naturaliste dans les Alpes*. Delachaux et Niestlé, Neuchâtel, pp.131-203.
- FLAGEOLLET J.C. (1989) : *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Ed Masson, Collection Géographie. 224 p, 119 fig, 37 photos.
- FLAGEOLLET J.C. et LHENAFF R. (1989) : Les risques naturels en géomorphologie. In *"La recherche française récente en géomorphologie"* présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors

de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp. 159-166.

FOLLACCI JP., PEREZ JL. et JULIAN M. (1984) : Crêtes doubles et perturbations de versants dans un domaine de montagne alpine (Mercantour et ses bordures). *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 533-542.

FONT F. (2000) : *La révision du P.O.S. de Briançon face à la Loi Montagne et au principe d'équilibre*. Mémoire de maîtrise d'aménagement du territoire, Université Paul Valéry-Montpellier III, 137p., annexes.

FOUCHER JP. (1972) : *Bilan thermique sur alpage au col du Lautaret*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. Publication n° 156 du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du C.N.R.S., 64 p, 20 fig, 11 tabl.

FRANCOU B. (1977a) : La "moraine de névé" du Lautaret, nouvelle interprétation. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 54, n° 445-446, pp. 247-253, 3 fig.

FRANCOU B. (1977b) : Formes d'éboulis élevés en Briançonnais. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXV, fasc. 1, pp. 63-77.

FRANCOU B. (1981) : *Géodynamique des éboulis et formes associées dans la combe de Laurichard (H.A.)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Institut de Géographie Alpine, Grenoble. 153 p, 70 fig et tabl, 20 photos, 3 annexes, 1 carte h.t.

FRANCOU B. (1982) : Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXX, Fasc. 3, pp. 279-300.

FRANCOU B. (1983a) : Processus en inter-action sur les talus d'éboulis de l'étage périglaciaire. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp. 143-152.

FRANCOU B. (1983b) : Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire. *Rev. Géol. Dynamique. Géogr. Phys.*, vol. 24, fasc. 5, pp. 411-424.

FRANCOU B. (1983c) : Régimes thermiques de sols de l'étage périglaciaire et leurs conséquences géomorphologiques. Exemple de la combe de Laurichard, Alpes du Briançonnais, France. *Géogr. Phys. et Quaternaire*, vol. XXXVII, n° 1, pp. 27-38.

FRANCOU B. (1984) : La combe de Laurichard. *Les Alpes, Symposium Pré-congrès n°12, 25^{ème} Congrès International de Géographie*. Paris-Caen, 19 pages.

FRANCOU B. (1987) Formes d'éboulis élevés en Briançonnais. *Revue de Géographie Alpine*, I, pp.63-75.

FRANCOU B. (1988) : *L'éboulisation en haute montagne. Andes et Alpes*. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Paris VII (1987). 696 p, 275 fig, 69 tabl, 11 pl photos h.t.

FRANCOU B. (1991) : Pentes, Granulométrie et Mobilité des Matériaux le long d'un talus d'Eboulis en Milieu Alpin. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.2, pp. 175-186.

FRANCOU B. (1993) : *Hautes montagnes : passions d'explorations*. Paris, Masson, coll. "Pratiques de la Géographie", 202 P.

FRANCOU B. et HETU B. (1989) : Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Notes et comptes-rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. XIV, pp. 11-69.

- FRANCOU B. et MANTE C. (1990) : Analysis of the Segmentation in the Profile of Alpine Talus Slopes. *Permafrost and periglacial Processes*, vol.1, pp.53-60.
- FRANCOU B. et REYNAUD L. (1990) : Bilan de 10 années de mesures de la dynamique de surface du glacier rocheux de Laurichard (Massif du Combeynot, Alpes françaises). Communication à la *Société hydrotechnique de France, section glaciologie*, Grenoble, 15-16 mars 1990.
- FRANCOU B. et REYNAUD L. (1992) : 10 years Surficial Velocities of a Rock Glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.3, pp. 209-213..
- FRANCOU Ch. (1971) : *Les glaciers du versant oriental du Massif Pelvoux-Ecrins*. Trav. Etudes. Recherche., Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 66 p, 2 cartes h.t.
- FRECHET J. (1978) : *La sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 159 p, 47 fig, 3 annexes.
- FRECHET J. et PAVONI N. (1979) : Etude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portable. *Eclogae Geol. Helv.*, vol.72, heft.3, pp. 763-781.
- FUNCK M. et HOELZLE M. (1992) : Application of a potential direct solar model for investigating occurrence of mountain permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3.
- GABERT P. (1971): *Les modelés supraforestiers dans les flyschs des montagnes de l'Embrunais*. In colloque interdisciplinaire sur les milieux naturels supraforestiers des montagnes du bassin occidental de la Méditerranée, Perpignan, 5-6 février, p.71-87.
- GABERT P. (1982) : L'intérêt des recherches géomorphologiques et leur cartographie pour l'aménagement et la gestion d'une haute vallée alpine consacrée au tourisme et au ski (exemple de la vallée de Vars). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXX, n° 3, pp. 301-308.
- GABERT P. et LAUTRIDOU JP. (1969) : Gélifraction artificielle et gélifraction au cours du Quaternaire. *Méditerranée*, n°3, pp. 293 312.
- GALLIBERT G. (1965) : *La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison*. Thèse, Toulouse, 405 p.
- GAMS H. (1931 -19322) : Die Klimatische Begrenzung von Pflanzenarealen und die Verteilung der hygrischen Kontinentalität in den Alpen. *Zeitschrift f'r Erdkunde*, 1931 pp..321-346 et 1932 pp.. 52-68 et 178-198.
- GARCZYNSKI F. (1973) : Rôle spécifique des services du Ministère de l'Agriculture pour la cartographie à moyenne échelle des risques naturels (hormis les avalanches) en haute montagne. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions*. Cannes, t. 1, pp. 140-147.
- GAUDET F. (1973) : *Les cours d'eau alpins de régime glaciaire*. Thèse de Doctorat d'Etat, Brest. Atelier de Reproduction des thèses de l'Université de Lille III, 1975. 417 p, 93 fig.
- GELLATLY AF., WHALLEY WB. et DOUGLAS GR. (1984) : Rockfalls in mountains regions : establishing a rationale for effective study. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 101-108.
- GEORGE P. (1980): *Glaciations quaternaires des Alpes Franco-Suisses et leurs piemonts*. Gap, éd Ophrys, 34 pages.

- GIDON M. (1955) : Résultats d'une étude tectonique du massif du Pelvoux. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXXIII, pp. 129-149.
- GIDON M. (1979) : Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci.*, t. 288, D, pp. 803-806.
- GIDON M. et DEBELMAS J. (1951) : La couverture tertiaire du Massif du Pelvoux entre Chambran, dans le vallon de l'Eychauda, et la Croix de Cibouit (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 2, pp. 17-18.
- GIDON M. et MONJUVENT F. (1969) : Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du Haut Drac (H.A). *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 2, pp. 145-161.
- GIDON M., BARFETY JC. et DEBELMAS J. (1982) : Un exemple de "collapse-structure" jurassique dans le Nord-Est du massif du Pelvoux : contribution à la connaissance des panneaux glissés synsédimentaires des Alpes externes françaises. *Géol. Alpine*, t. 58, pp. 69-72.
- GIDON P. (1951) : Acquisitions nouvelles et considérations générales sur la tectonique du massif du Pelvoux. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, séance du 3 décembre.
- GIDON P. (1953) : Sur la tectonique des bordures orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *C.R. Acad. Sciences*, t. 237, p. 1064.
- GIDON P. (1954) : Les rapports des terrains cristallins et leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n° 31, pp. 1-200.
- GIDON P. (1955) : Résultats d'une tectonique du Pelvoux. *Rev. Géogr. Alpine*, pp. 126-149.
- GIDON P. (1957) : Structure de la lisière orientale du massif d'Escreins (zone Briançonnaise, Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 7, fasc. 6, pp. 811-817.
- GIDON P. (1962) : A propos de l'éventail Briançonnais. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 12-13.
- GIDON P. (1965) : Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n° 41, pp. 177-185.
- GIGNOUX M. (1936a) : Stratigraphie de la bordure Ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier : origine de la "4^{ème} écaille" Briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. France*, t. VI, fasc. 4-5, pp. 155-163.
- GIGNOUX M. (1936b) : Le prolongement de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 15, pp. 247-249.
- GIGNOUX M. (1946) : Un moraine de névé particulièrement typique près du col du Lautaret. *C.R. de la Société géologique de France*.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1933a) : Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. *C.R. Acad. Sciences*, t. 196, pp. 830-833.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1933b) : Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. *C.R. Acad. Sciences*, t. 196, p. 1064.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1938a) : Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Géol. Alpine*, n° 21, 288 p.

- GIGNOUX M. et MORET L. (1938b) : Remarques complémentaires à notre "Description géologique du bassin supérieur de la Durance". *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, n° 22, pp. 45-58.
- GIGNOUX M. et SCHNEEGANS D. (1939) : Sur l'âge des "calcaires de Vallouise" près de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p 66.
- GIGNOUX M., MORET L., SCHNEEGANS D. (1933) : Structure géologique de la fenêtre de l'Argentière au Sud de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R Acad. Sci. , Paris, t.197, n°22, pp..1265-1267.*
- GILOT-BARBIERI C. (1970) : *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : Le complexe intermédiaire*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 118 pages, 36 fig, 13 planches h.t., 2 tabl h.t.
- GIRARD M., BINTZ P. et BOCQUET A. (1981) : La végétation et les climats au Tardiglaciaire et à l'Holocène en Savoie d'après l'étude pollinique des grottes de St-Thibaud de Couz. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 2, pp. 89-106.
- GLUCK S. (1969) : Epaisseur du Glacier Blanc (Massif de l'Oisans) dans sa partie supérieure. *C.R. Académie des sciences*, D 268, p.1583-1585.
- GOBERT J., OZENDA P., TONNEL A. (1964): *Carte de la végétation de la France à 1/200000, feuille de Gap*. C.N.R.S. Toulouse.
- GODARD A. (1977) : *Pays et paysages du granite*. P.U.F., Paris, 232 p.
- GODARD A. (1984) - Le rôle de la structure dans les éboulis de haute altitude. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X ,pp. 79-90
- GODARD A. (1990) : La place des risques naturels dans la recherche en géographie physique. L'exemple du Laboratoire 141 CNRS. *Bull. Assoc. Géogr. Français.*, n°2, pp. 99-112.
- GOFFIN S. (1987) : *La Vallouise*. Agep, Marseille, 104 p.
- GOGUEL J. (1940a) : Sur les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p 55.
- GOGUEL J. (1940b) : Tectonique de la chaîne de Montbrison (feuille Briançon au 50000^e). *Bull. Serv. Carte Géol. France*, pp..139-140.
- GOGUEL J. (1943) : Sur l'influence possible du reboisement sur les glissements de terrain. *C.R. Acad. Sciences*, t. 216, pp. 124-125.
- GOGUEL J. (1965) : *Traité de tectonique*. Masson, Paris, 457p.
- GONNET R. (1971) : Morphologie glaciaire du Pelvoux oriental et de ses marges : les montagnes entre Guisane et Vallouise. *Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine*. Grenoble, 105 p, 17 fig, 26 photos, 1 carte h.t; non publié.
- GOULOUBIEU, G.N. et al (1981): Traits communs et particuliers du régime climatique des glaciers et leurs oscillations. *Revue de Géographie Alpine*, t LXIX ,2.
- GRAIG RF. (1978) : *Soil mechanics*. International Student Edition, seconde édition, 318 p.
- GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1975) : Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules, associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 17, fasc. 7, pp. 242-259.

- GREBENCHTCHIKOV S.A et OZENDA P. (1981) Principaux traits de ressemblance et de différence de la couverture végétale des Alpes et du Caucase. *Revue de Géographie Alpine*, T.XIX, 2.
- GREBER C. (1952) : Flore et stratigraphie du Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 2, fasc. 6, p 207.
- GREBER C. (1966) : *Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises*. Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Paris (1959). Publié dans les Mémoires du B.R.G.M., n° 21, 380 p, 37 fig, 11 tabl, 60 planches h.t., 1 carte coul. h.t.
- GROUPE D'ETUDE DES FALAISES (1978) : Eboulements et chutes de pierres sur les routes. Fasc. I : Méthode de cartographie. *Rapp. Rech. Lab. Ponts et Chaussées*, n° 80, 68 p.
- GUEREMY P. (1987a) : Géomorphologie et risques naturels : rapport introductif. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. 34, n° 3, pp. 98-107.
- GUEREMY P. (1987b) : Principes de cartographie des risques inhérents à la dynamique des versants. *Trav. Inst. Géogr. Reims*, n° 69-72, pp. 5-41.
- GUEREMY P. et MARRE A. (1996) : Une nouvelle méthode de cartographie géomorphologique applicable aux aléas naturels., Travaux de l'institut de Géographie de Reims, n°93-94, pp.. 5-40.
- GUERIN J-P (1984) : *L'aménagement de la montagne*. Ophrys, Gap, 467 p.
- GUEYMARD E. (1830) : *Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes*. Grenoble.
- GUIL Z. (1880) : Six jours en Vallouise. *Annuaire de la Société des touristes du Dauphiné*.
- GUILLAUME P. (1887) : Les forêts des Hautes-Alpes en 1727 et 1728 et la question des déboisements. *Bull. Soc. Etude des Hautes-Alpes*, t. VI, pp. 81-114.
- GUITER V. (1972) : Une forme montagnarde : le rock-glacier. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 60, n° 3, pp. 467-487, 3 fig, 3 tabl, 3 photos.
- HAEBERLI W. (1983) : Permafrost-Glacier relationships in the Swiss Alps. Today and in the past. *4th Intern. Conf. on Permafrost. Proc.*, pp. 415-420.
- HAEBERLI W. (1985) : Creep of mountain permafrost internal structure and debris-flow of alpine rock glaciers. *Hydrologie und Glaciologie*, n°77, 142p.
- HAIGH MJ. (1988) : Dynamic systems approaches in landslide hazard research. *Zeitschr. Geomorph.*, suppl. band 67, pp. 79-91.
- HAIGH MJ. et SCHEIDEGGER AE. (1988) : Dynamic system approach to natural hazard : an introduction. *Zeitschr. Geomorph.*, suppl. band 67, pp. 1-3.
- HAMELIN, L.E. et COOK, F.A. (1967): *Le périglaciaire par l'image*. Presses de l'Université de Laval, Quebec, 237 pages.
- HANSS C. (1970) : Les glaciers les plus méridionaux des Alpes : observations de morphologie glaciaire dans les Alpes Maritimes, versant italien. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LVIII, n°4, pp. 619-648.
- HAUG E. (1904) Les grands charriages de l'Embrunais-Ubaye. *C.R. du congrès géologique international de Vienne*, t.1, p.493.
- HERNANDEZ F. et SERRATE C. (1978) : Essai de mesures d'érosion par la technique des chéneaux. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°5, pp. 45-54.

- HETU B., VAN STEIJN H. et BERTRAND P. (1995) : Le rôle des coulées de pierres sèches dans la genèse d'un certain type d'éboulis stratifiés. *Permafrost and Périglacial Processes*, Vol. 6, pp.173-194.
- HOELZLE M. (1992) : Permafrost occurrence from BTS Measurement and Climatic Parameters in the Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, pp.143-147.
- HUMBERT M. (1972) : Les mouvements de terrain : principes de réalisation d'une carte prévisionnelle dans les Alpes. *Bull. B.R.G.M.*, 2^{ème} série, t. 3, fasc. 1, pp. 13-28.
- INNES J.L. (1982) Lichenometric use of an aggregated *Rhizocarpon* "species". *Boréas*, 11, pp. 53-57.
- JACOB Ch. et FLUSIN G. (1905) : Etude sur le glacier noir et le glacier blanc dans le massif du Pelvoux. *Annuaire de la société des touristes au Dauphiné, n°30, publié par la Commission française des glaciers*, Allier éd., pp.5-62.
- JAHN A. (1964) : Slopes morphological features resulting from gravitation. *Zeitschr. Geomorphol.*, Numéro supplémentaire 5 intitulé : "Avancement, sur le plan international, des recherches concernant l'évolution des versants", pp. 59-72.
- JAIL M. et VIVIAN R. (1971) : Les glissements de terrain et les éboulements dans les Alpes françaises du nord en 1970. Etude physique et problèmes posés par ces phénomènes. *Rev. Géogr. Alpine*, n°4, pp.473-502.
- JAUBERT J-P (1985) : Le glacier blanc et la glacier noir. *B.T.* n°973, Déc.1985, pp.1-29.
- JOLY F. et TRICART J.(1972) : *Travaux de la R.C.P.77*. Mémoires et documents C.N.R.S. Paris..
- JOLY F. (1997) : *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie.* . Colin, Paris, 325p.
- JOMELLI V. (1999) : Les effets de la fonte sur la sédimentation de dépôts d'avalanche de neige chargée dans le massif des Ecrins (Alpes françaises), *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, n°1,pp.23-38.
- JORDA M. (1980a) : Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°472, p.295-304, 1 fig, 1 tabl.
- JORDA M. (1980b) : La Glaciaire quaternaire des Alpes-de-Haute-Provence. *Rev. Géogr. Alpine*, "Montagnes et Montagnards" ,pp. 183-194.
- JORDA M. (1983a) : L'évolution glaciaire d'altitude dans les Alpes françaises du Sud au cours des quinze derniers millénaires. Actes Colloque "*Late and Postglacial oscillations of glaciers*", Trèves le 15-17 mai 1980 (409 p), Balkéma Ed, pp. 35-54, 2 fig, 2 tabl, 6 photos.
- JORDA M. (1983b): Eboulis et glaciers rocheux. Actes du colloque "Eboulis et environnement passé et actuel" *Bulletin de l'association des géographes français*, 1983-60, n°491,p 15-24.
- JORDA M. (1985) : La torrentialité holocène dans les Alpes françaises du Sud. Facteurs et paramètres naturels de son évolution. Symp "les modifications de l'environnement à la fin du Pléistocène et pendant l'Holocène dans le bassin méditerranéen occidental". 5-6 sept 1983, Toulouse. Publié dans les *Cahiers Ligures de Préhistoire et de Protohistoire*, Nouvelle série, vol. 2, pp. 49-70.

- JORDA M. (1988a) : Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (bassin durancien et Alpes de Haute-Provence). *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 2/3, pp. 111-122.
- JORDA M. (1988b) : Du pléniglaciaire supérieur au postglaciaire : Le concept de tardiglaciaire européen et son évolution récente. *Géologie alpine*, pp.. 241-249.
- JORDA M. (1993) : Histoire des paléoenvironnements tardi et post-glaciaires sud-alpins de moyenne altitude. Essai de reconstitution cinématique. *Géomorphologie et aménagement de la montagne. Hommage à Pierre Gabert*, C.N.R.S. Caen, pp..99-111.
- JORDA M. et DELIBRIAS G. (1981) : Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes Françaises du Sud : le Würm récent du bassin de la Bléone. *Bulletin de l'A.F.E.Q.*, 3-4, pp.. 173-182.
- JORDA M. et PROVANSAL M. (1996) : Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence). *Bulletin de la Société géologique de France*, vol.167, n°1, pp..159-168.
- JORDA M. et ROSIQUE T. (1994) : Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud. Rythme et modalités des changements bioclimatiques. Echelle des variations chronoclimatiques quaternaires et réponses des environnements. Colloque C.N.F.-I.N.Q.U.A. et A.F.E.Q. Q1, Montpellier ; 15-17 mars 1994, Bulletin de l'A.F.E.Q., 3-4, pp.. 141-149.
- JORDA M., ROSIQUE T., EVIN J. (a paraître) : Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*.
- JULIAN M. (1978) : Les risques naturels dans les vallées étroites des Alpes-Maritimes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 55, n° 453, pp. 193-197, 1 fig.
- JULIAN M. (1983) : Eboulis et glaciers rocheux. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp. 153-158.
- JULIAN M. et MARTIN J. (1982a) : Risques naturels et catastrophes. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 59, n° 485-486, pp. 114-121, 1 fig.
- JULIAN M. et MARTIN J. (1982b) : Milieu naturel, risque et gestion. Séismes et mouvements de terrain. *Méditerranée*, n° 3-4, pp. 3-6.
- KAISER B. (1982) : Morphodynamique périglaciaire et morphodynamique globale : le cas de quelques éboulis de Tarentaise et de Maurienne (Sortie de la Commission pour l'étude des Phénomènes Périglaciaires). *Notes et Comptes-rendus du Groupe de Travail "Régionalisation du Périglaciaire"*, fasc. VII, pp. 3-80.
- KAISER B. et LECOMPTE M. (1978) : Recherches sur la dynamique des versants de montagne dans le Briançonnais, exemple du versant sud de la Tête Noire du Galibier. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°5, fasc. 1, pp. 7-32.
- KELLER F. (1992) : Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 3, pp.133-138.
- KERCKHOVE Cl. et MONTJUVENT G. (Coll.) (1979) : *Notice explicative de la carte géologique de Gap à 1/250000*. Orléans, Ed. B.R.G.M., 46 P.
- KIENHOLZ H. (1984) : Landslide hazard assessment for landslide zonation. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 317-326.

KILIAN W. (1890) : Contribution à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moutier (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sc.*, t.112, p.63.

KILIAN W. (1890) : Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. 2^{ème} partie : description des terrains qui prennent part à la constitution géologique des zones intra-alpines françaises (terrains anté-triasiques). *Mem. serv. Carte Géol. France*.

KILIAN W. (1899) : La zone briançonnaise. Essai de synthèse tectonique. *Assoc. Fr. pour l'av. des Sciences*, 28^{ème} session, Boulogne sur mer, pp.. 403-405.

KILIAN W. et REVIL J. (1904) : Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. 1^{ère} partie : description orographique et géologique de quelques parties de la Tarentaise, de la Maurienne et du Briançonnais septentrional. *Mem. serv. Carte Géol. France*.

KIRKBY MJ et STATHAM I. (1975) : Surface stone movement and scree formation. *Journ. of Geol.*, n°83, fasc.3, pp..349-362.

KLEIN C. (1993) : *Du dynamisme des processus à la dynamique des formes en géomorphologie*. Ophrys, Gap, 188 p.

KNAFOU R. (1994) : *Les Alpes*. P.U.F., Coll. Que sais je ?, 128p.

KREBS R. (1984) : Modèle proposé pour l'implémentation des méthodes de détection des terrains instables dans les processus de l'aménagement du territoire en Suisse. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 205-212.

LACOMBE JC. (1970) : *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : le complexe volcano-sédimentaire*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 123 pages, 15 fig, 3 tabl, 19 planches.

LAHOUSSE P. (1988) : *Etude géomorphologique des environs de Monétier-les-Bains*. Trav. Etudes. Recherches, Lab. Géomorph. Etude. Quatenaire, Université de Lille I. 133 p, 23 fig, 5 tabl, 12 planches.

LAHOUSSE P. (1989) : *Evolution géomorphologique du versant méridional du Granon et risques associés*. D.E.A. "Analyse du milieu physique, ressources et risques associés", Lab. Géomorph. Etude. Quatenaire, Université de Lille I. 201 p, 54 fig, 18 tabl, 16 photos.

LAHOUSSE P.(1991) : Mouvement de terrain ancien et héritages glaciaires sur le versant méridional du Granon (Briançonnais) : tentative d'établissement d'une chronologie relative. *Méditerranée*, n°4, pp..23-30.

LAHOUSSE P. (1994): *Recherches géomorphologiques et cartographie des aléas naturels dans la vallée de la Guisane (Hautes-Alpes, Briançonnais)*. Thèse de doctorat, Université de Lille I, 431 p.,101 fig., 25 tabl., 30 photos, 2 cartes h.t.

LAMB H-H. (1982) : *Climate history and the modern world*. London, Methuern, 387p.

LAMI A. (1988) : *Le Paléogène du revers oriental du massif du Pelvoux : stratigraphie, modalités de transgression, paléomorphologie, tectonique synsédimentaire et déformations alpines*. Thèse doctorat Université de Grenoble, 159p.

LAUTRIDOU JP. (1971) : Conclusions générales des recherches de gélifraction expérimentale. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°21, pp. 63-84.

LAUTRIDOU JP. (1984) : Les expérimentations dans le domaine de la cryoclastie. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°27, pp. 15-18.

LAUTRIDOU JP. et GABERT P. (1987) : Mesures des mouvements superficiels et des températures dans les Alpes du Sud. *Actes du 25^{ème} Congrès International de Géographie "Processus et mesure de l'érosion"*, Paris, 1984. Publication du C.N.R.S., pp. 455-476.

LAUTRIDOU JP., OZOUF JC., PELLERIN J., GABERT P., IGOUT M., VAN-VLIET LANOE B., LEVANT M. et COUSTUMIER MN. (1980) : Observations sur quelques formes et processus périglaciaires dans le massif de Chambeyron (Alpes de Haute-Provence). *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXVIII, n° 4, pp. 349-382.

LAUTRIDOU JP., VALADAS B. et VAN VLIET-LANOE Br. (1989) : Le domaine périglaciaire. In *"La recherche française récente en géomorphologie"* présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp. 87-94.

LE FORT P. (1973) : Géologie du haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse *Sciences de la Terre*, Nancy, mèm. n°25,373p., 46pl.

LE FORT P. (1973) : Géologie du haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse *Sciences de la Terre*, Nancy, mèm. n°25,373p., 46pl.

LE FORT P. et Al (1969) : De l'existence d'un socle précambrien dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C.R. Acad. Sciences.*, t. 268, sér. D, pp. 2392-2395.

LE FORT P. et PECHER A. (1971b) : Présentation d'un schéma structural du haut Dauphiné cristallin. *C.R. Acad. Sciences*, t.273, D, p.3-5.

LE ROY LADURIE E. (1967) : *L'histoire du climat français depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 376 p.,31 fig., 31 photos, 17 annexes.

LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J-P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J-P., LAVILLE P., MACAIRE J-J., MENILLET F., MEYER P. (1993) : Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50000. *Géologie de la France*, n°4, pp.39-54, 4 fig.

LEMOINE M. (1950) : Observations sur la transgression du Jurassique supérieur à Notre-Dame-des-Neiges, près de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sciences*, t. 230, pp. 2033-2035.

LEMOINE M. (1952) : Le décollement de la couverture briançonnaise et ses conséquences. *C.R. Acad. Sciences*, t. 234, pp. 1195-1197.

LEMOINE M. (1953a) : Le problème de la transgression des marbres en plaquette dans la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sciences*, t. 236, pp. 1056-1058.

LEMOINE M. (1953b) : Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 3, fasc. 6, p 105.

LEMOINE M. (1964) : Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon. *C.R. Acad. Sciences*, t. 259, pp. 845-847.

LEMOINE M. et All (1969) : *Notice explicative de la feuille Briançon à 1/80.000*. Ed. B.R.G.M., Orléans, 15 p.

LEMOINE M., BARFETY J-C, CIRIO R., TRICART P. (1994) : *Montagnes du Briançonnais. Promenades et randonnées. Initiation à la géologie*. Ed. B.R.G.M.-Centre briançonnais de géologie alpine, Orléans,136p., 104 fig.

- LEONE F., ASTE J-P., VELASQUEZ E. (1995) : Contribution des constats d'endommagement au développement d'une méthodologie d'évaluation de la vulnérabilité appliquée aux phénomènes de mouvements de terrain. *Bulletin de l'association des Géographes français*, Paris, n°4, pp. 350-371.
- LEROI-GOURHAN A. (1980) : Les interstades du Würm supérieur. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, Numéro Supplémentaire 1, pp. 192-194.
- LEROY R. (1957) Les forêts des Alpes françaises. *Revue de Géographie Alpine*, Grenoble, XXXV, pp. 441-457.
- LETAVERNIER G. (1984) : *La gélivité des roches calcaires. Relations avec la morphologie du milieu poreux*. Thèse de 3^{ème} cycle, centre de géomorphologie du C.N.R.S., Caen, 181p.
- LETOURNEUR J. et MICHEL R. (1971) : Les mouvements du sol. In *Géologie du Génie civil*, 1^{ère} partie, chapitre IV. Ed Armand Colin, Collection U, Série dirigée par BELLAIR P., pp. 159-211.
- LETREGUILLY A. (1982) : *Analyse des mesures effectuées sur le Glacier Blanc, massif des Ecrins, France*. Mémoire de D.E.A. Université de Grenoble I, Laboratoire de Glaciologie du C.N.R.S.
- LETREGUILLY A. (1986) : Bilans de masse des glaciers alpins. Méthode de mesure et répartition spatio-temporelle. *La houille blanche*, n°3; pp. 241-244.
- LETREGUILLY A., REYNAUD L. (1989) : Past and forecast fluctuations of Glacier blanc (french Alps). *Annals of glaciology*, n° 13.
- LEVILLAIN JP. (1987) : Les risques hydrauliques : inondations, érosions, affouillements. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp. 158-168.
- LHENAFF R. (1996) : Les formations liées à des écroulements rocheux : exemples alpins. *Quaternaire*, vol.7, n°2-3, pp. 69-74.
- LI TIANCHI (1983) : A mathematical model for predicting the extent of major rockfall. *Zeitschr. Geomorphol.*, 4, pp. 325-341.
- LIEVOIS J. et TRUCHE M. (1990) : Les Plans d'Exposition aux Risques naturels prévisibles (P.E.R.) en Haute-Savoie; bilan de 5 années d'expérimentation (1984-1989). *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp. 139-145.
- LLIBOUTRY L. (1965) : *Traité de glaciologie*. 1^{er} volume : glace, neige, hydrologie nivale. 2^{ème} volume : glaciers, variations du climat, sols gelés. Paris, Masson Ed., 1040 pages, 80 planches..
- LLIBOUTRY, L. (1955): Origine et évolution des glaciers rocheux. *C.R.Acad.Sc.*, n°240, p.1913-1915.
- LOUP J. et JAIL M. (1972) : La prévention des crues dans les Alpes. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LX, pp. 488-497.
- LOVIE C. (1988) : Le gel dans le sol et les avalanches de fond. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXXVI, pp. 195-206.
- MALATRAIT AM. (1975) : *Analyse et classement des mouvements gravitaires (feuille de St-Jean-de-Maurienne à 1/50.000)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 219 p, 81 fig, 25 tabl.

- Mc CARTHY D.P. et LUCKMAN B.H. (1993) : Estimation ecesis for tree-ring dating of moraines : acomparative study from the Canadian Cordillera. *Arctic and Alpine Research*, 25 (1) pp.. 63-68.
- MALATRAIT AM. et Al (1988) : *Rapport concernant le torrent de La Salle*. Rapport inédit de l'A.D.R.G.T., Grenoble. 8 p, 5 profils sismiques, 19 sondages électriques.
- MANTE C, PISSART A, OZOUF JC et COUTARD JP (1988) : Traitement par analyse des données de mesures de déplacement en milieu périglaciaire d'altitude (haute vallée du Chambeyron, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bulletin du Centre de géomorphologie de Caen*, n° 34; pp.. 87-117.
- MANTE C. (1985) : Evolution du champ de température dans une paroi rocheuse naturelle : le cas de la crête de Vars. *Bull. Centre. Géomorph. du C.N.R.S. de Caen*, n°30, pp. 99-139.
- MANTE C. et COUTARD JP (1988) : Recherche sur les situations thermiques types dans une paroi rocheuse. Détection de périodes propices à la cryoclastie. *Bulletin du Centre de géomorphologie de Caen*, n°34, pp..181-221.
- MARIE R. (1984) : La cartographie C.E.M.A.G.R.E.F. des risques naturels en montagne au 1/25.000ème. *C.R. inédit du colloque "mouvements de terrain"*, 4 p.
- MARIE R. et FEUVRIER JP. (1990) : La programmation des opérations R.T.M., un outil efficace pour la prévention. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp. 157-163.
- MARNEZY, M. (1977): Aspects du modelé périglaciaire dans le vallon de La Rocheure (Massif de La Vanoise). *Revue de Géographie Alpine*, t. LXX, n°4, pp..367-384.
- MARNEZY, M. (1977): Glaciers rocheux et phénomènes périglaciaires dans le massif de la Vanoise. *Revue de Géographie Alpine*, t. LXX, n°3, p.279-300.
- MARRE A. (1987) : Le mouvement de terrain de Rilly-la-Montagne du 23 août 1986 : naissance et évolution. *Trav. Inst.Géogr.Reims*, n°69-72, pp..95-111.
- MARTIN A. (1914) : Formation brusque d'un entonnoir dans les dépôts gypseux des Hautes-Alpes. *La géographie*, t. XXIX, n° 1, p 281.
- MARTIN B. (1998) : La réhabilitation d'un ancien réseau de drainage comme moyen de lutte contre les mouvements de terrain à Vars (Hautes Alpes, France). *Revue de Géographie Alpine*, T. 86, n° 1, pp.. 59-65.
- MARTIN B. et WEBER D. (1996) : Vitesse de déplacement des mouvements de terrain à Vars (Hautes-Alpes, France). Le recours aux archives et à la topométrie. *Revue de Géographie Alpine*, T.84, n°2, pp..57-66.
- MARTIN J. (1980) : Etude des séquences de jours consécutifs secs ou pluvieux dans la zone intra-alpine. Actes du *XVI^e Congrès International de Météorologie Alpine*, Aix-les-Bains. Publication provisoire, pp. 221-227.
- MARTIN S. (1987) : Analyse fréquentielle des données de l'insolation journalière dans les Alpes françaises. *Les colloques de l'INRA*, n° 39, pp.. 71-85
- MARTINAUD C. (1982) : Equilibre naturel et aménagement touristique. Le cas des stations de sports d'hiver des Alpes françaises. *Méditerranée*, n°3-4, pp.. 57-60.
- MASSEPORT J. et VIVIAN R. (1965) : Symposium International de Davos sur les aspects scientifiques des avalanches de neige et de glace. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LIII, n° 4, pp. 651-656.

- MAYR F. (1968) : Postglacial glacier fluctuations and correlative phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. I.N.Q.U.A. 1965, *University of Colorado Stud. Ser. in Earth Sci.*, n°7, pp.167-177.
- MENEROUD JP. (1990) : L'aléa sismique : une revue des méthodes d'étude. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp. 165-175.
- MERCIER D. (1977) : *Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris VI, 351 p, 56 fig, 5 tabl, 20 pl photos.
- MERCIER D. et BEAUDOIN B. (1984) : Le Briançonnais au Carbonifère : modalités de la subsidence d'un gouttière méridienne. *C.R. Acad. Sciences*, t. 298, n° 4, pp. 125-128.
- MERCIER JL. (1976) : *Simulation digitale de l'évolution géomorphologique d'un versant*. Thèse de doctorat d'état. Strasbourg I. 288 p.
- MESSINES J. (1948) : Les éboulements dans les gypses. Inefficacité des travaux de reboisement. *C.R. Acad. Sciences*, t. 226, pp. 1295-1296.
- MEYZENQ C (1984) : A propos de la limite Alpes du Nord Alpes du Sud: limites, pays de marge et organisation spatiale en montagne, évolution des concepts. *Revue de géographie alpine*, Vol. 72, n°2-3-4, pp. 241-251.
- MEYZENQ C. (1984) : *Hautes-Alpes, Ubaye, Haut-Drac, Préalpes drômoises. Pays de transition entre Alpes du Nord et Alpes du Sud*. Thèse de doctorat d'Etat, Grenoble. Ed Ophrys, 983 p, 151 fig, 40 tabl.
- MEYZENQ C. et VIVIAN R. (1980) : Peut-on aménager la montagne sans connaître les contraintes du milieu naturel ?. *Rev. Géogr. Alpine*, numéro spécial "Montagne et montagnards", pp. 263-271.
- MICHAUD J. (1950) : Emploi des marques dans l'étude des mouvements du sol. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n°4, pp. 180-189.
- MILLIES-LACROIX A. (1981) : Classification des talus et versants instables. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp. 55-62.
- MILTENBURG, J. (1986): Verkenning naar de trepasbaaheid van lichenometrie in de Franse Alpen. Vakgroep Fysische Geografie, ryksuniversiteit Utrecht, *rapport non publié*, 30 pages.
- MIRAMONT C. et BONNEFOY J-L. (1996) : L'apport de la dendrochronologie en géomorphologie et dans la reconstitution des paléoenvironnements. Jeunes chercheurs, nouvelles orientations, nouveaux outils. *Méditerranée*, vol.85, n°4, pp. 63-66.
- MISKOVSKY JC. (1971) : Stratigraphie et paléoclimatologie du Quaternaire du Midi Méditerranéen d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris sous roche. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire.*, fasc. 4, pp. 259-275.
- MISKOVSKY JC. dir. (1987) : *Géologie de la Préhistoire : méthodes, techniques, applications*. éd. Ass. Et. Env Géol. de la Préhistoire, Paris, 1297p.
- MONJUVENT G. et MARNEZY A. (1986) : Processus d'évolution des versants dans les Alpes françaises. *Géol. Alpine*, t. 62, pp. 87-105.
- MONJUVENT G. et NICOUD G. (1988) : Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèse et réflexions. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, n° 2/3, pp. 147-156, 2 tabl.

- MONJUVENT G. et WINISTORFER J. (1980) : Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont. *Geol. Alpine*, t. 56, pp. 251-282.
- MONTJUVENT G. (1973) : L'érosion sur les Alpes françaises d'après l'exemple du Pelvoux. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXI, pp. 107-120.
- MORET L. (1951) : Les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 29, pp. 97-100.
- MORET L. et BLANCHET F. (1924) : Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des "marbres en plaquettes". *Bull. Soc. Géol. France*, t. 14, fasc. 4, pp. 312-320.
- MORET L. et ROCH E. (1924) : Révision de la feuille Briançon au 1/80.000. Sur les tufs pléistocènes du Lautaret. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, t.28, n°155, pp. 114-115.
- MOUGIN JP. (1973) : *Les mouvements de terrain, recherches sur les apports mutuels des études géologique et mécanique à l'estimation de la stabilité des pentes*. Thèse de docteur ingénieur, Grenoble, 295 p.
- MOUGIN P. (1924) : La question du reboisement des Alpes. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XII, pp. 497-545.
- MOUGIN P. (1931) : *La restauration des Alpes*. Imprimerie Nationale, Paris, 584 p.
- MOUGIN, M-P. (1934) : Le déboisement des Alpes du sud. *Revue des eaux et forêts*, pp.194-198.
- MOYRAND-GATTEFOSSE F. (1982) : *Saint-Chaffrey. Approche historique et témoignages*. Edité par la commune de St-Chaffrey. 186 p, 1 carte h.t.
- NEBOIT R. (1983) : *L'homme et l'érosion*. Association des publications de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Clermont-Ferrand II. Nouvelles série, fascicule 17, 183 p, 23 fig, 12 tabl, 6 pl.
- NEBOIT-GUILHOT R. (1989) : Evolution géomorphologique et société. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp. 149-158.
- NEBOIT-GUILHOT R. (1990) : Les contraintes physiques et la fragilité du milieu méditerranéen. *Ann. Géographie*, vol. 90, n° 551, pp. 1-20.
- NIEUWENHUIJZEN M.E. et VAN STEIJN H. (1990) : Alpine Debris Flow and Their Sedimentary Properties. A Case Study from the French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*. Vol. 1, pp. 111-128.
- NICOD J. (1981) : Répartition, classification, relation avec les milieux karstiques et karstification. Actes du colloque "Formations carbonatées externes, tufs et travertins" publiés dans les *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 479-480, pp. 181-187.
- NODIN M. (1970) : *Un profil climatique de Lyon à Briançon*. Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 103 p, 37 tabl, 31 graph.
- NOVERRAZ F. (1984) : Cartographie des glissements de terrain. Méthode de levé; objectif et fonction des cartes d'instabilité. *Actes du colloque "Mouvements de terrain"*, Caen. Document du B.R.G.M., n° 35, pp. 217-234.

- NOYELLE J. (1990) : Les nouvelles orientations concernant la prise en compte des risques naturels majeurs dans l'aménagement. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp. 177-187.
- OHMORI H. et HIRANO M. (1988) : Magnitude, frequency and geomorphological significance of rocky mud flows, landcreep and the collapse of steep slopes. *Zeitschr. Geomorphol.*, suppl. Band 67, pp. 55-65.
- OLIVE P. (1972) : La région du Lac Lemman depuis 15.000 ans : données paléoclimatologiques et préhistoriques. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique*, vol. XIV, fasc. 3, pp. 253-264, 3 fig, 4 tabl.
- OLIVIER G. et CAMBOLY D. (1979) : Cartographie géotechnique pour l'aménagement. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, n° 99, pp. 55-64.
- OLYPHANT GA. (1983) : Computer simulation of rock-glacier development under viscous and pseudoplastic flow. *Geological society of America Bulletin*. n°94, pp.499-505.
- ONDE H. (1938) : La Maurienne et la Tarentaise. Etude de géographie physique. Thèse Lettres, Grenoble, Allier, 623 pages.
- ONO Y et WANATABE T. (1986) : A Protalus rampart to alpine debris fans in the Kuranosuke cirque, Northern Japanese Alps. *Geographiska Annaler*, 68A, 3, pp.213-223.
- OROMBELLI, G ET PORTER, S.C. (1983): Lichen growth curves for the southern flank of the Mont Blanc massif, Western Italian Alps. *Arctic and Alpine research*, Vol. 15, No. 2, pp. 193-200.
- OTTMANN L. et TRICART J. (1964) : Application de la cartographie géomorphologique détaillée à l'étude des versants. *Zeitschr. Geomorphol.*, Numéro supplémentaire 5 intitulé : "Avancement, sur le plan international, des recherches concernant l'évolution des versants", pp. 1-16.
- OZENDA P. (1966) : Perspectives nouvelles pour l'étude phytogéographique des Alpes du sud. *Doc. Carte Végét. Alpes*, t.IV, 198p.
- OZENDA P. (1981) : *Végétation des Alpes sud-occidentales. Notice détaillée des feuilles 60 Gap - 61 Larche - 67 Digne - 68 Nice - 75 Antibes*. Ed: C.N.R.S, Paris, 258 pages.
- OZENDA P. (1994) : *La végétation du continent européen*. Delachaux et Niestlé, Lausanne, 271p..
- OZENDA P. et CADEL G. (1981) : Analyse et cartographie des groupements végétaux de la Guisane (Hautes-Alpes). In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 2, pp. 5-13.
- P.I.R.D.E.S. (1980): *Atlas des fréquences de l'insolation journalière dans le midi méditerranéen*. Laboratoire associé n°6 et Equipe de recherche n°30 du C.N.R.S., Grenoble.
- PACHOUD A. (1981) : Influence de la disparition de l'activité agricole traditionnelle sur la stabilité des pentes en montagne. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp. 49-53.
- PAGET R. (1985) : Les moyens de protection collective contre les avalanches. *Bull. Techn. Information*, n° 399-401 intitulé "Eléments pour la connaissance et la mise en valeur de la montagne", pp. 283-286.
- PARDE M. (1959) : La grande crue alpestre de juin 1957. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XLVII, fasc. 3, pp. 325-338.

- PATZELT G. (1974) : Holocene variations of glaciers in the Alps. *Actes du Colloque International "Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène"*, Gif-sur-Yvette, 1973. Publication du C.N.R.S., pp. 51-59.
- PAUTOU G. et VIGNY F. (1989) : Etagement et connectivités, particularités des systèmes de montagne. *Revue de géographie alpine*, vol. LXXVII, n°1-2-3, pp.. 29-38.
- PECH P. (1986) : Essais de quantification de l'ablation en moyenne et haute montagne à partir d'analyses volumétriques : l'exemple de l'Ossola (Alpes Centrales, Italie du nord, 46° lat. N.). *Revue de géomorphologie dynamique*, Vol XXXV, n°1, pp.. 11-20.
- PECH P. (1991) : Végétation et processus morphogéniques périglaciaires à l'étage alpin du massif français du Dévoluy. *Notes et comptes rendus du groupe de travail "régionalisation du périglaciaire"*, Fasc.XVI, pp..51-57.
- PECHER A. (1970) : *Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux : le socle ancien*. Thèse de 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Grenoble. 122 pages, 39 fig, 4 photos, 4 planches h.t., 1 tabl h.t.
- PEGUY Ch P (1938) : Structure, hydrographie et relief du N.O. du Briançonnais. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, pp..79-84.
- PEGUY Ch p (1942) : Une analyse morphométrique de la zone intra-alpine dans les Alpes méridionales. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, pp..22-24.
- PEGUY Ch p (1976) : Une nouvelle expression graphique de la variabilité interannuelle des climats : les calendriers de probabilités. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n°431-432, pp..5-6.
- PEGUY Ch P. (1947a) : *Haute Durance et Ubaye : esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du Sud*. Thèse, Grenoble, éd Arthaud. 314 p, 74 fig, 21 planches.
- PEGUY C.P. (1947b) : Haute Durance et Ubaye : le relief. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXV, pp. 389-521.
- PEGUY C.P. (1947c) : Haute Durance et Ubaye : climat, végétation, eaux glaciers. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXV, pp. 585-735.
- PEGUY, C.P. (1952): *La Neige*, Ed: PUF, 119 pages.
- PEGUY C.P. (1978) : Le climat du Monêtier et de Briançon. Recherches méthodologique et actualisation des données. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°5, fasc. 2, pp. 1-52.
- PEGUY C.P. (1981) : Le Monêtier, mise au point climatique. In Recherches en Briançonnais, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 2, pp. 21-35.
- PEREZ F.L. : (1988) Debris transport over snow surfaces : a field experiment. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 37, pp..81-101.
- PERRUSSET AC. (1976) : *Glissements superficiels de terrains et rochers*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nice, 369 p.
- PIANTONE P. (1980) : *Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance : minéralogie, pétrographie, géochimie*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 214 p, 115 fig, 2 annexes

- PISSART, A. (1972): Vitesse des mouvements de pierres dans les sols et sur les versants périglaciaires au Chambeyron (Basses-Alpes). *Symposium: Processus périglaciaires étudiés sur le terrain*, Liège, p.251-268.
- PISSART A. (1987) : *Géomorphologie périglaciaire*. Textes des leçons de la Chaire Francqui belge. Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, 135 p.
- PISSART A. et FRANCOU B. (1992) : Vertical Movements of Boulders in Subnival Boulders Pavement at 2800m a.s.l in the Alps (France). *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.3, pp. 203-208.
- PONCET A. (1965) : Notes sur la lutte contre l'érosion et l'aménagement des bassins versants montagnards au Nord de la Méditerranée. *Rev. Forest. Française*, n° 10, pp. 637-661.
- PONCET A. (1978) : Actualité de la lutte contre l'érosion torrentielle en France. *Regard sur la France*, janv., pp..311-321.
- POUPARDIN D (1981) : Le rôle de l'Etat dans la mise en valeur des hautes vallées briançonnaises. In *recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F. Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc.3, pp..7-53.
- REBUFFAT G. (1974) : *Le massif des Ecrins*. Denoël, Paris, 237 p.
- RENAULT-MISKOVSKY J. (1972) : Contribution à la paléoclimatologie du Midi méditerranéen pendant la dernière glaciation, d'après l'étude palynologique du remplissage des grottes et abris sous roche. *Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco*, n°18, pp. 145-211.
- REY L. (1979) : Types d'hivers et catastrophes avalancheuses. *Neige et avalanches*, Assoc. Nat. Etude. Neige. Avalanches, n° 19, 42 p.
- REYNAUD L. (1984) : Mesures des fluctuations glaciaires dans les Alpes françaises. Collecte des données et résultats. *La Houille Blanche*, n° 6/7, pp. 519-528, 8 fig, 1 tabl.
- RICHARD L. et TONNEL A. (1985) : Contribution à l'étude bioclimatique de l'arc alpin. *Documents de cartographie écologique*, vol.28, pp.. 33-64
- RISSER V. (1979) : *Etude fréquentielle de l'enneigement et analyse des derniers stades de l'évolution du manteau neigeux dans des stations témoins des Alpes françaises*. Thèse de 3^{ème} cycle, Grenoble, 186 p, 17 tabl, 34 fig.
- ROBERT-MULLER C. et PEGUY CH. (1944) : Contribution à l'étude humaine des Alpes briançonnaises. *Rev. Géogr. Alpine*, t.XXXII, pp..59-93.
- ROGNON P. (1981) : Les crises climatiques. *La recherche*, n°128, pp..1354-1364.
- ROGNON P. (1983) : Quelques crises climatiques des douze derniers millénaires. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n°494, pp. 145-155.
- RONCHAIL J. (1980) : *Essai de climatologie dynamique dans le Briançonnais; extension aux Alpes françaises*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris VII, 131 p, 31 fig et tabl, 2 annexes.
- RONCHAIL J. et LECOMPTE M. (1981a) : Essai de climatologie dynamique dans les Alpes internes françaises. *Trav. Lab. Geogr. Phys. Université. Paris VII*, n°8, 108 p.
- RONCHAIL J. et LECOMPTE M. (1981b) : Essai de climatologie dynamique dans le Briançonnais. In *Recherches en Briançonnais*, publié par le C.E.M.A.G.R.E.F., Groupement de Grenoble, avec le concours de la D.G.R.S.T., fasc. 5, pp. 67-103.

- ROSIQUE T. (1993) : Détritisme torrentiel et activité érosive post-würmiens dans les Alpes Méridionales Françaises : l'exemple de la région de Gap (Hautes-Alpes). *Etudes de Géographie Physique*, XXII, Aix en Provence, pp.. 53-61.
- ROSIQUE T. (1996) : *Morphogenèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des temps glaciaires au début de l'Holocène : l'exemple de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud)*. Thèse Lettres et Sciences humaines, 288p., 52 fig.
- ROSIQUE T. (1997) : Détritisme et morphogenèse à la fin du Würm dans les Alpes françaises méridionales (Moyenne Durance), *Quaternaire*, 8, pp.. 39-48.
- ROSSIGNOL(Abbé) (1797) : *Lettres de Vallouise*. Inédit, Archives départementales des Hautes-Alpes.
- ROTHER JP. (1941) : Les séismes des Alpes françaises en 1938, et la sismicité des Alpes occidentales. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 3, pp. 1-105.
- ROTHER JP. (1942) : La sismicité des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, 5^{ème} série, t. 2, pp. 296-320.
- ROTHER JP. (1946) : La sismicité des Alpes occidentales (compléments). *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 4, pp. 89-105.
- ROTHER JP. (1967) : Cartes de sismicité de la France. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 8, pp. 3-10.
- ROTHER JP. (1972) : La sismicité de la France de 1961 à 1970. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 9, pp. 3-134.
- ROTHER JP. (1974) : Sismicité de la France, rapport de synthèse. *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*. Cannes, t. 2, pp. 49-64.
- ROTHER JP. et DECHEVOY N. (1954) : La sismicité de la France de 1940 à 1950. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 7, pp. 24-62.
- ROTHER JP. et DECHEVOY N. (1967) : La sismicité de la France de 1951 à 1960. *Ann. Inst. Phys. Globe. Strasbourg*, 3^{ème} partie, n° 8, pp. 19-84.
- ROTHER JP. et ROTHER E. (1942) : Sur les récents séismes des Alpes françaises. *C.R. Acad. Sciences*, t. 214, pp. 97-100.
- ROUBAULT M. (1970) : *Peut-on prévoir les catastrophes naturelles ?* P.U.F., Paris, 173p.
- RUDKIEWICZ JL. (1988) : Quantitative subsidence and thermal structure of the continental margin of Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble - Briançon transect). *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. IV, n° 5, pp. 623-632.
- SALOMEZ P. (1968) : *Le climat du Briançonnais*. Trav. Etudes. Recherches, Inst. Géogr. Alpine. Grenoble, 61 p, 16 tabl.
- SANDOZ H (1987) : Bioclimatologie du Mélèze d'Europe (*Larix europaea* DC. = *Larix decidua* Mill.) : bilan des connaissances et perspectives d'étude dans les Alpes françaises du Sud en particulier. *Bulletin d'écologie*, vol. 18, n°1, pp.. 23-30.L
- SAURET B. (1985) : Coulées de débris canalisées. Compte rendu bibliographique. *Bull. Liaison. Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp. 65-77.

- SAURET B. (1986) : Mise en évidence de mouvements récents le long de la faille de la Durance s.s. Déformation des terrasses du Würm de Villar-eyer à Montdauphin (Hautes-Alpes). *Note technique B.R.G.M.* 89 R 33971 PAC 4S-91.
- SAURET B. (1987) : coulées de débris canalisées. Compte rendu bibliographique. *Bull. liaison Labo. Ponts et Chaussées*, n° 150/151 : "Risques naturels", pp.65-67.
- SCHAER J-P (1989) : Géologie des Alpes. In SCHAEER J-P et Al., (1989) : *Guide du naturaliste dans les Alpes*. Delachaux et Niestlé, Neuchâtel, pp.9-107.
- SCHLOSSER F. (1988) : *Eléments de mécanique des sols*. Presses de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 276 p.
- SCHNEEGANS D. (1931a) : Observations sur la limite occidentale de la nappe du Briançonnais au Sud de la Maurienne. *C.R. Acad. Sciences*, t. 192, pp. 629-631.
- SCHNEEGANS D. (1931b) : Observations sur la série stratigraphique du massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, n° 5, pp. 60-63.
- SCHOENEICH P. (1993) : Comparaison des systèmes de légende français, allemand et suisse. Principes de la légende I.G.U.L., cartographie géomorphologique-cartographie des risques. *Travaux de Recherches* n°9, Institut de géographie de Lausanne, pp. 15-24.
- SCHOENEICH P. (1998) : Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland, *Quaternaire*, 9, pp. 203-275.
- SCLAFERT T. (1933) : A propos du déboisement des Alpes du Sud. *Ann. Géographie*, n° 42, pp. 266-277 et 350-360.
- SCLAFERT T. (1959) : *Cultures en Haute-Provence - Déboisement et pâturages au Moyen-Age*. Paris, 271p.
- SERET G. (1985) : Classification des sédiments morainiques. *Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, fasc. 1, pp. 41-43.
- SERRATE C. (1978) : *Dynamique des versants de haute montagne. Andes centrales péruviennes et Alpes briançonnaises*. Thèse de 3^{ème} cycle en géographie. Université. Paris VII. 335 p, 27 fig, 39 tabl.
- SHAKESBY R.A. (1997) : Pronival (protalus) ramparts : a review of forms, processes diagnostic criteria and paleoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21, pp. 394-418.
- SHAKESBY R.A., MATTHEWS J.A., Mc EWEN L.J., BERRISFORD M.S. (1999) : Snow-push processes in pronival (protalus) rampart formatio : geomorphological evidence from Smørtbotn, Romsalpane, Southern Norway. *Geografiska Annaler*, 81a, 1, pp.31-45.
- SLAYMAKER O. Ed. (1995) : Geomorphic hazards. International Association of Geomorphologist n°4. Report of the European Commission Environment Programme. John Wiley and sons, Chichester, 249p.
- SONNIER J. et CHARLIER C. (1985) : La localisation des avalanches. *Bull. Techn. Information*, n° 399-401 intitulé "Eléments pour la connaissance et la mise en valeur de la montagne", pp. 279-282.
- SOUTADE, G. (1980): *Modèle et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées orientales*. Albi, 452 pages.
- SOYEZ D. (1982) : Sports d'hiver et processus de pente : La nécessité d'une analyse spatio-temporelle des interactions. *Méditerranée*, n° 3-4, pp.45-50.

- STARKEL L. (1987) : Holocene climatic changes reflected in the slope and fluvial deposit in european mountains. *Actes du 25^{ème} Congrès International de Géographie "Processus et mesure d'érosion"*, Paris, 1984. Publication du C.N.R.S., pp. 33-43.
- STATHAM I.(1976) : A scree slope rockfall model. *Earth surf. Processes and Landforms*, Fasc.1, PP.. 43-62.
- STCHOUZKOY-MUXART T. (1971) : Contribution à l'étude de la solubilité de la calcite dans l'eau en présence d'anhydride carbonique, à 20°C et 30°C. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 389-390, pp. 215-226.
- SURREL A. (1841) : *Etude sur les torrents des Hautes-Alpes*. Ed. Dunod, Paris, 283 pages, 6 planches.
- TAILLEFER F. (1964) : Le modelé post-würmien des hautes montagnes française. *Rev. Géogr. Pyrénées et du S.O.*, t. 35, n°2, pp. 129-138.
- TAILLEFER F. (1969) : La cartographie des formes glaciaires et fluvio-glaciaires. In "*Etudes sur le Quaternaire dans le monde*", VIII^{ème} Congrès INQUA, Paris. Publication du C.N.R.S., vol. II, pp. 879-885.
- TAKAHASHI T. (1981) : Estimation of potential debris flow and their hazardous zones : soft countermeasures for disaster. *Journal. Nat. Disas. Sciences*, vol. 3, fasc. 1, pp. 57-89.
- TAZIEFF H. (1988) : Catastrophes naturelles. *Aménagement et Nature*, n° 90, pp. 2-6.
- TERMIER P. (1903) : *Les montagnes entre Briançon et Vallouise*. Thèse, Mém. Serv. Carte Géol. France.
- THENOZ M. (1981) : La pratique touristique estivale et son impact dans un espace protégé : le cas de la Vallouise dans le parc national des Ecrins. *Revue de Géographie de Lyon*, n°3, pp..277-302.
- THOMAS A.(1973) : Détermination et cartographie des zones à risques en mécanique des sols. *Symposium National "Sols et sous-sol et sécurité des constructions"*, Cannes, t.1, pp..202-211.
- TIERCELIN J.J. (1977) : Fronts glaciaires d'âge würmien dans les environs du Poët, vallée de la Durance, Géologie méditerranéenne, t.IV, pp.. 307-312.
- TIHAY JP. (1983) : Les éboulis et leur environnement géomorphologique autre que celui des glaciers rocheux. Actes du colloque "*Eboulis et environnement passé et actuel*" publiés intégralement par le Centre de Géographie Physique de ELHAI H. de l'Université de Paris X, pp. 21-27.
- TOULEMONT M. (1990) : Qualification de l'aléa "mouvement de terrain" dans la cadre des études préalables à la cartographie réglementaire des risques naturels prévisibles. *Géol. Alpine*, mémoire h.s. n° 15 : "Risques naturels dans le Sud-Est de la France", pp. 231-249.
- TRICART J. (1955) : *Carte des phénomènes périglaciaires en France*. Mém. Serv. Carte. Géol. France, 40 p, 3 photos h.t.
- TRICART J. (1957) : Une lave torrentielle dans les Alpes autrichiennes. *Rev. Géomorph. Dynamique*, t. VIII, fasc. 11/12, pp. 161-165.
- TRICART J. (1965) : *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Ed Masson, Paris, 496 p, 36 fig.

- TRICART J. (1972) : Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1/20.000, 1/25.000, 1/50.000). R.C.P. 77 publiée dans les *Mémoires et documents du C.N.R.S.*, numéro supplémentaire, vol. 12, pp. 37-105.
- TRICART J. (1974) : Phénomènes démesurés et régime permanent dans les bassins montagnards. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXIII, n° 3, pp. 99-114.
- TRICART J. (1989) : Dynamique des versants. In "*La recherche française récente en géomorphologie*" présentée par le Group. Fr. Géomorph. lors de la Seconde Conférence Internationale de Géomorphologie, Frankfurt. Publication du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, pp. 103-111.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1962) : *Le modelé glaciaire et nival*. Traité de géomorphologie, t. III. Ed Sédés, Paris, 508 p, 144 fig.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) : *Introduction à la géomorphologie climatique*. Traité de géomorphologie, t. I. Ed Sédés, Paris, 306 p, 50 fig.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1967) : *Le modelé des régions périglaciaires*. Traité de géomorphologie, t. II. Ed sédes, Paris, 512 pages, 127 fig.
- TRICART J., CAILLEUX A. et RAYNAL R. (1962) : Quelques aspects morphogénétiques des montagnes tempérées. In *Les particularités de la morphogenèse dans les régions de montagne*, Cours de l'Université de Strasbourg, C.D.U., pp. 107-119.
- TRICART P. (1986) : La tectonique polyphasée dans les zones internes et son prolongement en zone externe : canevas pour la transversale Sud-Pelvoux. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} série, t. II, n° 2, pp. 204-209.
- VALADAS, B. (1983) : *Les hautes terres du Massif Central*. Thèse, Paris, Université de Paris 1, 927 pages.
- VAN ASCH TWJ. (1984) : Creep processes in landslides. *Earth surface processes and landforms*, vol.9, n°6, pp.. 573-583.
- VALLON M., VINCENT C. et REYNAUD L. (1995) : Sensibilité des bilans de masses glaciaires aux fluctuations climatiques. *La houille blanche*, vol.50, n°5-6, pp..104-108.
- VAN ASCH TWJ., BRINKHORST WH., BUIST HJ. et VESSEM P (1984) : The development of landslides by retrogressive failure in varved clays. *Zeitschrift für Geomorphologie*, n° 49, pp.. 165-181
- VAN EFFENTERRE C. (1979) : Les laves torrentielles. *Rapp. Ecole. Gén. Rural. Eaux et Forêts*, Nancy, 44 p.
- VAN STEIJN H. (1989) : Etude de " debris flow " à partir de quelques exemples pris dans les Alpes françaises. *Travaux de l'Institut de géographie de Reims*, n°69-72, pp. 55-67.
- VAN STEIJN H., DE RUIG J. et HOOZEMANS F. (1988) : Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 32, n°2, pp..143-161.
- VAN STEIJN H., BERTRAN P., FRANCOU B., HETU B., TEXIER J-P (1995) : Models for the Genetic and Environmental Interpretation of Stratified Slope Deposits :Review. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol.6, pp.125-146.
- VAN VLIET-LANOE B (1988a) : Approche morphologique et micro-morphologique de la dynamique de solifluxion dans les massifs de la Font Sancte et du Chambeyron. *Bulletin du Centre de géomorphologie de Caen*, n°34, pp.. 29-45.

- VAN VLIET-LANOE B (1988b) : Teneur en glace et comportement thermique des sols cryoturbés. Leurs conséquences pour le développement des contraintes mécaniques dans les sols. Exemples pris au Spitzberg et dans les Alpes. *Bulletin du Centre de géomorphologie de Caen*, n°34, pp.. 119-135.
- VAN VLIET-LANOE, B (1988c): *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest, processus et héritages*. Thèse de doctorat d'Etat, Paris, Université de Paris I, tome I 379 pages.
- VAN VLIET-LANOE B (1991) : Interactions entre végétation et dynamique périglaciaire. Notes et comptes-rendus du groupe de travail "régionalisation du périglaciaire", Fasc XVI, pp.. 59-66.
- VAN VLIET-LANOE B. et FRANCOU B. (1988) : Etude micromorphologique et dynamique comparative de sols striés et petites formes fluantes superficielles en milieu arctique, alpin et andin. *Bulletin du Centre de géomorphologie de Caen*, n°34, pp.. 47-63.
- VARNES DJ. (1978) : Slope movement. Types and processes. In *Landslides : analysis and control*. Transportation Research Board, Nat. Acad. Sc, Washington, D.C. Special Report 176, Chap. 2, pp. 11-23.
- VARNES DJ. (1984) : Landslide hazard zonation, a review of principes and practice. *Natural hazard*, série 3, U.N.E.S.C.O., Paris, 63 p.
- VAUMAS de E. (1940a) : Le Briançonnais : étude morphologique. *Ann. Géographie*, t. XLIX, pp. 183-204.
- VAUMAS de E. (1940b) : Relations structurales des massifs cristallins externes et des massifs intra-alpins - Le principe d'altitude inverse. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, pp. 81-89
- VAUMAS de E. (1948a) : L'évolution morphologique des Alpes du Sud (zone intra-alpine). *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXVI, pp. 184-214.
- VAUMAS de E. (1948b) : Structure et morphologie des Alpes du Sud (régions intra-alpines et méso-alpine). A propos de travaux récents. *Rev. géogr. Alpine*, t. XXXVI, pp. 447-531.
- VAUMAS de E. (1964) : Sur la morphogenèse des versants cryogéniques de nivellement par éboulis. *C.R. Acad. Sciences*, t. 258, pp. 2131.2134.
- VERNET J. (1965) : La zone "Pelvoux-Argentera" : étude sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Bull. Serv. Carte. Géol. France.*, t. 60, n° 275, 294 p.
- VERNET J. (1966) : Observations nouvelles sur le synclinal d'Ailefroide et les bordures du Pelvoux en Vallouise. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t.42, pp.. 275-280.
- VERNET J. (1974) : Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur région culminante (Pelvoux, Grandes Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification. *Géol. Alpine*, t. 50, pp. 195-236.
- VERNET JL. (1986) : Travertins et végétations holocènes méditerranéennes. *Méditerranée*, n° 1/2, pp. 25-27.
- VEYRET P. (1943) : Un centenaire : l'étude sur les torrents des Hautes-Alpes de Surrel. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXX, pp. 513-524.
- VEYRET P. (1952) : Trois glaciers du Pelvoux. *Rev. Géogr. Alpine*, t. XXXIX, pp. 197-201.
- VEYRET P. (1968) : L'épaulement de la vallée glaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LVI-1, pp. 43-64.

- VEYRET P.(1989) : Le climat des Alpes. In SCHAEER J-P et Al., (1989) : *Guide du naturaliste dans les Alpes*. Delachaux et Niestlé, Neuchâtel, pp..108-130.
- VEYRET G. et P. (1970) : *Les grandes Alpes ensoleillées*. Arthaud, Paris, 130 p.
- VEYRET P. et G. (1967) : *Au cœur de l'Europe, les Alpes*. Flammarion, Paris, 546p.
- VEYRET P. et G. (1979) : *Les Alpes françaises*. Atlas et géographie de la France moderne . Flammarion, Paris,316p.
- VICKERS B. (1983) : *Laboratory work in soil mechanics*. Seconde édition, 170 pages.
- VILLAIN J. (1981) : Sur le rôle des structures géologiques dans les glissements de terrain. *Bull. Liaison. Lab. Ponts et Chaussées*, numéro spécial X "Risques géologiques, mouvements de terrain", pp. 119-125.
- VITTOZ P., COSTARELLA R., VIVIER G., OLIVER R. (1987) Typologie des granitoïdes hercyniens et zonation magmatique dans le massif du Haut-Dauphiné. *Géol. Alpine*, t. 63, p. 119-136.
- VIVIAN R. (1965) : Glaces mortes et morphologie glaciaire. *Rev. Géogr. Alpine*, fasc. 3, pp. 371-401.
- VIVIAN R. (1967a) : Morphologie des marges pro-glaciaires : sur quelques aspects caractéristiques de l'écoulement des eaux et de ses effets morphologiques dans les marges pro-glaciaires alpines. *Revue de Géographie alpine*. t.LV-2, pp..267-290.
- VIVIAN R. (1967b) : Fiches des glaciers français. Le glacier Blanc. *Revue de Géographie alpine*. t.LV n°4, pp..729-732.
- VIVIAN R. (1967c) : Fiches des glaciers français. Le glacier Noir. *Revue de Géographie alpine*. t.LV n°4, pp..733-736.
- VIVIAN R. (1971.a) : Les variations récentes des glaciers dans les Alpes françaises (1900-1970). Possibilité de prévision. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LIX, fasc. 2, pp. 229-243, 4 fig, 1 pl. photos.
- VIVIAN R. (1971.b) : Fiches des glaciers français. Le glacier du Sélé. *Revue de Géographie alpine*. t.LIX n°3 ,pp..425-427,2 ph.,2 fig.
- VIVIAN R. (1972) : Fiches des glaciers français. Les glacier de Séguret. *Revue de Géographie alpine*. t. LX n°1 ,pp..159-163,2 ph.,2 fig.
- VIVIAN R. (1975) : *Les glaciers des Alpes occidentales*. Thèse, Grenoble, 513 p, 89 fig, 36 planches photo.
- VIVIAN R. (1976) : Glaciers alpins et chronologie holocène. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, vol. 53, n° 433-434, pp. 105-118.
- VIVIAN R. (1978) : Les fluctuations récentes de la glaciation dans les Hautes-Alpes. *Inter-Nord*, n° 15, pp. 277-279.
- VIVIAN R. (1979a) : *Les glaciers sont vivants*. Denoël, Paris, 238 p.
- VIVIAN R. (1979b) : La prévision des débits en bassins montagneux. *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 459, pp. 81-91.
- VIVIAN, R. (1988) : Interface glace-roche et érosion sous-glaciaire. *Revue de Géographie Alpine*, t.LXXXVI, 1988, n°2.
- VIVIAN R. (1989) : Les glaciers alpins, mémoires et miroirs des civilisations et des environnements montagnards. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LXVII, n° 1/2/3, pp. 79-91.

- VIVIAN R. (1997) : La mesure de l'érosion des glaciers tempérés. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 85, n° 1, pp. 9-32.
- VIVIAN R. et GONNET R. (1972) : Fiches des glaciers français : les glaciers de Séguret. *Rev. Géogr. Alpine*, t. LX, fasc. 1, pp. 159-162, 2 fig, 1 tabl, 2 photos.
- VOGT J dir. (1979) : *Les tremblements de terre en France*. Mémoires du B.R.G.M., n°96, 220p.
- RAUMER (von) J.F, NEUBAUER F. (eds) (1993) *Pre mesozoic geology in the Alps*. Berlin, Springer-Verlag.
- WASHBURN A.L. (1973) : *Periglacial processes and environment*, E. Arnold, Londres, 320 p.
- WEECKSTEEN G. (1973) : Photo-interprétation et télédétection face à certains problèmes de stabilité des terrains . *Symposium National "Sol et sous-sol et sécurité des constructions"*, Cannes, t.1, pp..218-224.
- WEISROCK A. (1981) : Stratigraphie et pétrographie des formations travertineuses. Actes du colloque "Formations carbonatées externes, tufs et travertins" publiés dans les *Bull. Assoc. Géogr. Français*, n° 479-480, pp. 197-202.
- WHALLEY WB. (1983) : Rock-glaciers - permafrost features on relics *4th Intern. Conf. on permafrost*, pp.. 1396-1401.
- YOUNG A. (1964) : Slope profile analysis. *Zeitschr. Geomorphol.*, Numéro supplémentaire 5 : "Avancement, sur le plan international, des recherches concernant l'évolution des versants", pp. 17-27.
- YOUNG A. (1972) : *Slopes*. Ed. Olivier & Boyd, Edinburgh. Collection "Geomorphology texts", 288 p, 96 fig.
- ZARUBA Q. et MENCL V. (1969) : *Landslides and their control*. Amsterdam, Elsevier, Prague Academia, 202p.
- ZOLLER H. (1977) : Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardiglaciaire et le Postglaciaire dans les Alpes de la Suisse. Approche écologique de l'Homme fossile. *Suppl. Bull. Assoc. Fr. Etude. Quaternaire*, n° 47, pp. 297-302.

INDEX DES NOMS DE LIEUX

Les coordonnées correspondent à la carte page 281

| | | | |
|--------------------------|------|-------------------------------|------|
| Agulier (l') | D7 | Condamine (la) | I6 |
| Aiglière (l) | D10 | Coolidge (Pic) | B4 |
| Ailefroide (l') | B5 | Coste Blaou | I5-6 |
| Ailefroide (L) | F5 | Coste Counier | B8 |
| Ale (l') | B10 | Coste-vieille | G4 |
| Aulagnier (l') | E8 | Coul d'aval | H7 |
| Aup Martin (col de l') | B12 | Coumbaras | G5 |
| Balmette (Crête de) | J9 | Crête de la Balmette | J9 |
| Barres des Ecrins | B3 | Cros (Rif) | I8-9 |
| Barthalay | J8 | Cucumelle (la) | H2 |
| Bas Morand | I5 | Cugulion (ravin de) | H5 |
| Bas-la-Cime | G5 | Dormillouse | E3 |
| Béalmont | F8 | Entraygues (Entre-les-Aygues) | D8 |
| Béassac | E8 | Eychauda (col de l') | H2 |
| Belle-vue | H7 | Eychauda (col de l') | H2 |
| Besse (Bessée) | J8 | Eychauda (l') (Lac de) | G2 |
| Blache (Blâche) | F8 | Fontfroide | E3 |
| Bœufs rouges (Crête des) | C7 | Gerpa (Riou du) | D8 |
| Bois noir | H8 | Gouberts | F8 |
| Bonvoisin (Pic de) | B9 | Grand Bois | F9 |
| Boucheyre (Triéou de la) | B11 | Grand Fond (le) | E10 |
| Bouchiers (Col des) | A11 | Grand Laus (rochers du) | E4 |
| Carle (Pré de Mme) | E3-4 | Grangettes (Crête des) | H2 |
| Casse (la) | H8 | Grèsourières | E8 |
| Celse-Nière | D-E6 | Guyard (Pointe) | C7 |
| Cézanne (Refuge) | D3 | Gyr | H7 |
| Chambran (Vallon de) | H4-6 | Gyronde | IJ9 |
| Champarie (T. de) | H8 | Jacet (Côte de) | I7 |
| Chanteloube | B10 | Juliane | H7 |
| Chastenet (croix de) | F8 | L'Aiglière | D10 |
| Château-Lebrun | I10 | L'Ailefroide | B5 |
| Châtelard | F7 | Malacombe (Ravin de) | E8 |
| Choulières | E8 | Malamort | B9 |
| Cinéastres | E2 | Mandaré | D9 |
| Claphouse (Clapouse) | E7 | Mardanel | H6 |
| Claux (L) | G6 | Méan (le) | F6 |
| Clôt Agnel (Le) | C11 | Michel (le) | F9 |
| Clôt Agnel | C10 | Momie (la) | D4 |
| Clouzis | F4 | Montbrison | I7 |

| | | | |
|---------------------|-----|------------------------|-----|
| Narreyroux | E10 | Puy-Saint-Vincent | G9 |
| Neyzets (crête de) | H2 | Rascrouset | D7 |
| Neyzets (Pointe de) | D10 | Reychard (Crête de) | E9 |
| Nière (la) | E6 | Riou Blanc | C8 |
| Oréac (Tête d') | G10 | Rouya (la) | F7 |
| Ouro (l') | D6 | Sagnes (les) | F7 |
| Paillon (cîme du) | F4 | Sapenier | FG8 |
| Paillon | F4 | Sarret (le) | H7 |
| Palavar | E5 | Sarret (le) | H9 |
| Parapin (Bois de) | I9 | Séguret | G3 |
| Parcher (Grand) | H8 | Sélé (glacier) | B7 |
| Paulin (Rif) | H7 | Sellar | A8 |
| Pélistier (névé) | D5 | Souveille Bœuf | B9 |
| Pelvoux (Mont) | D5 | Sousteyran | F9 |
| Pelvoux-les-Claux | G6 | Tête d'amont | I7 |
| Pendine (la) | F10 | Tête d'aval | I8 |
| Peyre-Arguet | B8 | Triéou de la Boucheyre | B11 |
| Peyron (le) | G5 | Vachioux | D9 |
| Plarol (Crête de) | E11 | Vallon (le) | F8 |
| Pousterle (Col de) | I11 | Vallouise | H8 |
| Pré de Madame Carle | D3 | Verdonne (Pointe de) | D9 |
| Préron | G7 | Vigneaux (les) | I9 |
| Prés (les) | H9 | Villard | F8 |
| Prey d'Amont | H10 | Violettes (glacier) | D4 |
| Prey d'aval | H9 | Yret (l') | H2 |
| Puy-Aillaud (V) | G7 | | |

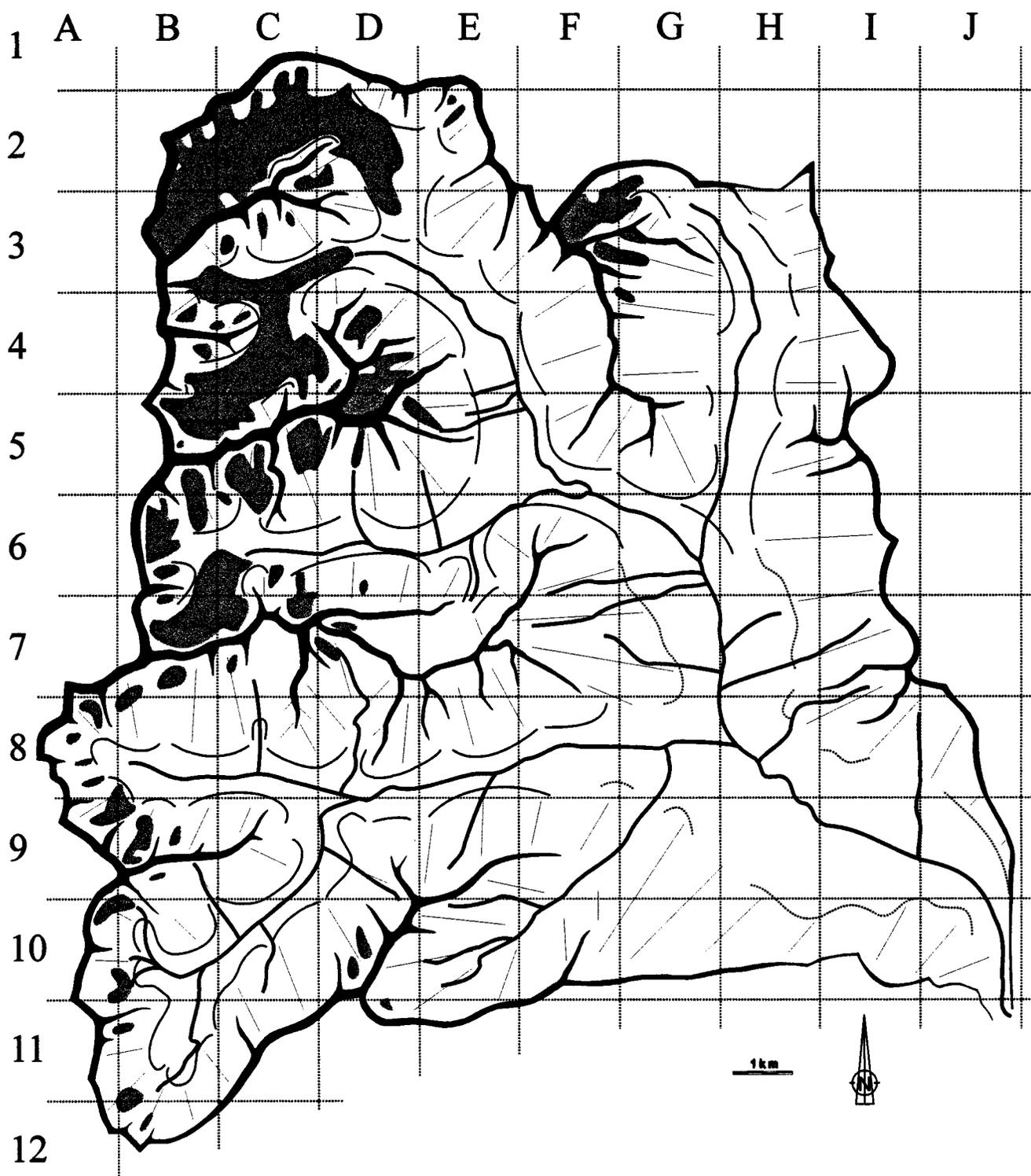


TABLE DES FIGURES

| | |
|---|-----|
| FIGURE 1 : LOCALISATION DE LA VALLOUISE..... | 6 |
| FIGURE 2 : LES PRINCIPALES LIGNES DE CRÊTE DE LA VALLOUISE. | 7 |
| FIGURE 3 : SCHÉMA SIMPLIFIÉ DES GRANDES ÉTAPES DE LA FORMATION DES ALPES INTERNES. | 14 |
| FIGURE 4 : CROQUIS GÉOLOGIQUE DE LA VALLOUISE. | 19 |
| FIGURE 5 : COUPES GÉOLOGIQUES SIMPLIFIÉES AU NORD ET AU SUD DE LA VALLOUISE. | 20 |
| FIGURE 6 : COUPES STRUCTURALES DU CRISTALLIN DU PELVOUX | 21 |
| FIGURE 7 : LE HAUT VALLON DE L'EYCHAUDA. | 23 |
| FIGURE 8 : ECHELLES STRATIGRAPHIQUES SIMPLIFIÉES DES GRANDES UNITÉS DE LA VALLOUISE. | 25 |
| FIGURE 9 : LE HAUT VALLON DE LA SELLE VU DU COL DE L'AUP MARTIN. | 27 |
| FIGURE 10 : COUPES GÉOLOGIQUES À TRAVERS LA VALLOUISE PENNIQUE. | 30 |
| FIGURE 11 : COUPE SYNTHÉTIQUE DU TRIAS BRIANÇONNAIS..... | 33 |
| FIGURE 12 : SCHÉMA DE STRUCTURES EN RAMPES ET PALIERS..... | 35 |
| FIGURE 13 : VUE 3D DE LA VALLOUISE. | 41 |
| FIGURE 14 : CARTE DES PENTES DE LA VALLOUISE. | 43 |
| FIGURE 15 : CARTE DES EXPOSITIONS DE LA VALLOUISE. | 44 |
| FIGURE 16 : DISTRIBUTION DES SUPERFICIES EN FONCTION DE L'ALTITUDE. | 46 |
| FIGURE 18 : DISTRIBUTION COMPARÉE DES ALTITUDES EN VALLOUISE CRISTALLINE ET EN VALLOUISE SÉDIMENTAIRE..... | 48 |
| FIGURE 19 : DISTRIBUTION COMPARÉE DES PENTES EN VALLOUISE CRISTALLINE ET EN VALLOUISE SÉDIMENTAIRE..... | 48 |
| FIGURE 20 : L'EXTENSION MAXIMALE PROBABLE DES LANGUES GLACIAIRES..... | 52 |
| FIGURE 21 : SCHÉMA SIMPLIFIÉ MONTRANT LES RELATIONS ENTRE LE RELIEF GLACIAIRE ET LA STRUCTURE EN VALLOUISE ORIENTALE. | 55 |
| FIGURE 22 : LA CRÊTE DES BŒUFS ROUGES. | 58 |
| FIGURE 23 : LA CRÊTE DE L'AIGLIÈRE VUE DE MALAMORT. | 59 |
| FIGURE 24 : LE MASSIF DE LA CONDAMINE VU DE LA ROUYA. | 61 |
| FIGURE 26 : PROFIL EN LONG DES PRINCIPALES VALLÉES DE LA VALLOUISE. | 63 |
| FIGURE 27 : PROFILS EN LONG DE VALLONS SECONDAIRES. | 64 |
| FIGURE 28 : PROFILS TRANSVERSAUX DE LA VALLÉE DU SÉLÉ..... | 65 |
| FIGURE 29 : PROFILS TRANSVERSAUX DE LA VALLÉE DE LA GYRONDE DU GLACIER NOIR..... | 66 |
| FIGURE 30 : TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES À BRIANÇON ET PELVOUX..... | 71 |
| FIGURE 31 : TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES ET INTERVALLE DES 80% DES VALEURS LES PLUS PROCHES DE LA MOYENNE À PELVOUX-LES-CLAUX..... | 73 |
| FIGURE 32 : AJUSTEMENT LINÉAIRE DES FRÉQUENCES DE TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES À PELVOUX-LES-CLAUX. | 73 |
| FIGURE 33 : NOMBRE DE JOURS AVEC GELÉES ET FORTES GELÉES À BRIANÇON ET PELVOUX-LES-CLAUX..... | 75 |
| FIGURE 34 : LES RELATIONS ENTRE ALTITUDES ET PRÉCIPITATIONS..... | 78 |
| FIGURE 36 : NOMBRE DE JOURS DE FORTES PLUIES À PUY-SAINT-VINCENT, PELVOUX ET BRIANÇON..... | 79 |
| FIGURE 37 : NOMBRE D'ÉPISODES DE TRÈS FORTES PLUIES EN VALLOUISE | 80 |
| FIGURE 38 : LES PRINCIPAUX PAYSAGES VÉGÉTAUX DE LA VALLOUISE. | 83 |
| FIGURE 39 : RÉPARTITION SPATIALE DES PAYSAGES VÉGÉTAUX DE LA VALLOUISE..... | 85 |
| FIGURE 40 : LES PRINCIPAUX PAYSAGES FORESTIERS DE LA VALLOUISE. ESPÈCE DOMINANTE. | 86 |
| FIGURE 41 : ÉVOLUTION DE LA POPULATION DE LA VALLOUISE. | 91 |
| FIGURE 42 : L'ÉROSION ANTHROPIQUE SUR LA MONTÉE DU GLACIER BLANC | 96 |
| FIGURE 43 : PRINCIPE DE REPRÉSENTATION DU SUBSTRATUM ROCHEUX | 103 |
| FIGURE 44 : PRINCIPE DE REPRÉSENTATION DES FORMATIONS SUPERFICIELLES..... | 105 |
| FIGURE 45 : UN EXEMPLE DE REPRÉSENTATION D'UNE FORME POLYGÉNIQUE. | 106 |
| FIGURE 46 : GRILLE D'OBSERVATION DE TERRAIN..... | 108 |
| FIGURE 47 : UNE FICHE DE TERRAIN. | 110 |
| FIGURE 48 : COURBES GRANULOMÉTRIQUES DES ÉCHANTILLONS 1,2 ET 3 DU SITE DU JAS LACROIX. | 113 |
| FIGURE 49 : ÉTAPES DE LA FORMATION ET DE L'ÉVOLUTION DE LA MORAINÉ DU JAS LACROIX. | 114 |
| FIGURE 50 : LES DÉPÔTS GLACIAIRES ET PRO-GLACIAIRES ANCIENS DU GLACIER ECRINS-PELVOUX. | 121 |
| FIGURE 51 : LES TÉMOINS DU RECUIL DES GLACES ENTRE PELVOUX ET LES VIGNEAUX. | 123 |

| | |
|---|-----|
| FIGURE 52 : COUPE À TRAVERS LA VALLÉE DE LA GYRONDE ENTRE PUY-SAINT-VINCENT ET LE BOIS NOIR . | 125 |
| FIGURE 53 : LES ÉTAPES DU DERNIER RETRAIT GLACIAIRE À VALLOUISE. | 126 |
| FIGURE 54 : LE SITE GLACIAIRE DE CHANTELOUBE. | 129 |
| FIGURE 55 : PROFIL EN LONG DES PRINCIPAUX VALLONS GLACIAIRES DE LA VALLOUISE. | 132 |
| FIGURE 56 : SUPERFICIE ENGLACÉE DES PRINCIPALES VALLÉES EN POURCENTAGE..... | 135 |
| FIGURE 57 : RELATIONS ENTRE L'ORIENTATION DES GLACIERS, LEUR ALTITUDE MOYENNE | 136 |
| FIGURE 58 : LE SITE DE LA MORAINÉ DE LA PYRAMIDE. | 138 |
| FIGURE 59 : LE RETRAIT GLACIAIRE EN VALLOUISE..... | 140 |
| FIGURE 60 : LES GLACIERS DE LA VALLOUISE ET LEUR ÉVOLUTION RÉCENTE. | 141 |
| FIGURE 61 : DISTRIBUTION DES SURFACES DU GLACIER BLANC ET DU GLACIER NOIR..... | 143 |
| FIGURE 62 : FORMES GLACIAIRES ET ÉTAPES DU RECU..... | 146 |
| FIGURE 63 : VARIATION DE LA LONGUEUR DES GLACIERS BLANC ET NOIR. | 148 |
| FIGURE 64 : DATATION PAR LICHENOMÉTRIE DES DIFFÉRENTES PARTIES DE LA GRANDE MORAINÉ LATÉRALE DU GLACIER NOIR. | 149 |
| FIGURE 65 : POSITION EN ALTITUDE DES FRONTS DES GLACIERS ROCHEUX EN BRIANÇONNAIS | 161 |
| FIGURE 66 : LES GLACIERS ROCHEUX DU VALLON DE NARREYROUX. | 164 |
| FIGURE 67 : LES GLACIERS ROCHEUX DU MASSIF DE MONTBRISON-CONDAMINE. | 166 |
| FIGURE 68 : DISTRIBUTION DES GLACIERS ROCHEUX EN FONCTION DE L'ORIENTATION DE LEURS FRONTS. ... | 167 |
| FIGURE 69 : TROIS INTERPRÉTATIONS DES BOURRELETS PROTALUS..... | 170 |
| FIGURE 70 : COMPARAISON ENTRE LES MODELÉS DES PROTALUS REMPARTS ET LES BOURRELETS DE FLUAGE. | 172 |
| FIGURE 71 : LE GLACIER REGÉNÉRÉ DES BRUYÈRES | 173 |
| FIGURE 72 : L'ENSOLEILLEMENT DU GLACIER REGÉNÉRÉ DES BRUYÈRES..... | 173 |
| FIGURE 73 : LE GLACIER REGÉNÉRÉ DES BRUYÈRES ET SES CORDONS MARGINAUX..... | 175 |
| FIGURE 74 : COUPE À TRAVERS LE GLACIER REGÉNÉRÉ..... | 176 |
| FIGURE 75 : RÉPARTITION PAR ANNÉES DES ÉVÉNEMENTS CATASTROPHIQUES CONNUS EN VALLOUISE AVANT 1995..... | 182 |
| FIGURE 76 : RÉPARTITION PAR TYPES ET PAR COMMUNES DES PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS RÉPERTORIÉS EN VALLOUISE JUSQU'EN 1995. | 183 |
| FIGURE 77 : NOMBRE D'ÉVÉNEMENTS CONNUS AYANT ENTRAÎNÉ DES DÉGÂTS HUMAINS OU MATÉRIELS GRAVES JUSQU'EN 1995..... | 184 |
| FIGURE 78 : NOMBRE DE VICTIMES ET DE DESTRUCTIONS MATÉRIELLES LIÉES À DES ALÉAS NATURELS JUSQU'EN 1995..... | 184 |
| FIGURE 79 : RÉPARTITION DES PRINCIPAUX MOUVEMENTS DE TERRAIN OBSERVÉS EN VALLOUISE..... | 186 |
| FIGURE 80 : L'ÉCROULEMENT DE FONTFROIDE..... | 188 |
| FIGURE 81 : LE GLISSEMENT DES CHARBONNIÈRES..... | 190 |
| FIGURE 82 : L'AFFAISSEMENT DU RASCROUSET. | 193 |
| FIGURE 83 : HYDROGRAMMES DES PRINCIPAUX COURS D'EAU DE LA VALLOUISE | 194 |
| FIGURE 84 : LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DE LA VALLOUISE. | 195 |
| FIGURE 85 : CHRONIQUE MENSUELLE DE L'ONDE À BÉASSAC ENTRE 1955 ET 1969. | 197 |
| FIGURE 86 : CHRONIQUE JOURNALIÈRE DU GYR EN JUIN, JUILLET ET AOÛT 1955 | 197 |
| FIGURE 87 : RÉPARTITION DES ÉVÉNEMENTS TORRENTIELS CATASTROPHIQUES DANS L'ANNÉE..... | 199 |
| FIGURE 88 : LES PRINCIPAUX COURS D'EAU À RISQUES ET LES ZONES SENSIBLES À L'ALÉA TORRENTIEL | 200 |
| FIGURE 89 : LE CÔNE DE LAVES TORRENTIELLES DE LA FESTE..... | 202 |
| FIGURE 90 : LES CRUES TORRENTIELLES DANS LA VALLÉE DE L'ONDE LE 16 AOÛT 1999. | 205 |
| FIGURE 91 : LA VALLÉE DE L'ONDE À BÉASSAC. | 206 |
| FIGURE 92 : CARTE DES ALÉAS DU VILLAGE DES VIGNEAUX. | 213 |
| FIGURE 93 : LE SITE DES CLAUX..... | 215 |
| FIGURE 94 : EXTRAIT DU DAUPHINÉ LIBÉRÉ DU 14 FÉVRIER 1980..... | 217 |
| FIGURE 95 : LE GLISSEMENT DES CLAUX..... | 219 |
| FIGURE 96 : CHRONIQUE JOURNALIÈRE OMBRO-THERMIQUE DES MOIS DE DÉCEMBRE 1979, JANVIER ET FÉVRIER 1980..... | 221 |

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

| | |
|--|-----|
| PHOTOGRAPHIE 1 : LA VALLOUISE VUE DU COL DE LA POUSTERLE..... | 9 |
| PHOTOGRAPHIE 2 : LE MASSIF DU PELVOUX VU DE EYGLIERS | 50 |
| PHOTOGRAPHIE 4 : LA SURFACE ANTÉ-PRIABONIENNE DU SOMMET DE LA BLANCHE..... | 54 |
| PHOTOGRAPHIE 5 : LA POINTE GUYARD ET LA CRÊTE DES AGUYES VUE DE PEYRE ARGUET | 57 |
| PHOTOGRAPHIE 6 : LA CRÊTE DES NEYZETS..... | 67 |
| PHOTOGRAPHIE 7 : DÉPART D'ÉROSION SUR LE CHEMIN DU COL DE L'EYCHAUDA | 97 |
| PHOTOGRAPHIE 8 : LES MORAINES LATÉRALES DE CHANTELOUBE. | 128 |
| PHOTOGRAPHIE 9: PANORAMA DE LA ZONE FRONTALE DU GLACIER NOIR. | 145 |
| PHOTOGRAPHIE 10 : GÉLIFRACTION DIFFÉRENTIELLE DANS LES GRÈS DU CHAMPSAUR..... | 155 |
| PHOTOGRAPHIE 11 : UN DES RARES CAS DE SOLS STRIÉS EN VALLOUISE | 157 |
| PHOTOGRAPHIE 12 : LES GLACIERS ROCHEUX DU VERSANT NORD DE LA COLETTE DU RASCROUSET. | 165 |
| PHOTOGRAPHIE 13 : LE GLACIER REGÉNÉRÉ DES BRUYÈRES LE 3 OCTOBRE 1990 | 174 |
| PHOTOGRAPHIE 14 : LE BOURRELET SUPÉRIEUR DU GLACIER REGÉNÉRÉ DES BRUYÈRES..... | 177 |
| PHOTOGRAPHIE 15 : LA MORAINÉ ORIENTALE LE 29 AOÛT 1997 | 177 |
| PHOTOGRAPHIE 16 : UN PROTALUS REMPART BANAL. FACE NORD DU "DOIGT" | 179 |
| PHOTOGRAPHIE 17 : L'ÉCROULEMENT DE FONTFROIDE..... | 189 |
| PHOTOGRAPHIE 18 : L'AFFAISSEMENT DU VALLON | 192 |
| PHOTOGRAPHIE 19 : L'AFFAISSEMENT DU REFUGE DU PELVOUX..... | 193 |
| PHOTOGRAPHIE 20 : LE CHENAL DE COULÉE DE FONTFROIDE DANS SA PARTIE AMONT. | 202 |
| PHOTOGRAPHIE 21 : LA COULÉE DE FONTFROIDE EN AVAL DU SEUIL ROCHEUX | 203 |
| PHOTOGRAPHIE 22 : LA COULÉE DE FONTFROIDE DANS SA PARTIE AVAL. | 203 |
| PHOTOGRAPHIE 23 : LE GLISSEMENT DES CLAUX..... | 220 |

TABLE DES TABLEAUX

| | |
|---|-----|
| TABLEAU 1 : DURÉES D'ENSOLEILLEMENT ET RAPPORTS D'INSOLATION À BRIANÇON. | 70 |
| TABLEAU 2 : COMPARAISON DES TEMPÉRATURES MOYENNES ANNUELLES À PELVOUX-LES-CLAUX ET DANS DEUX STATIONS VOISINES..... | 71 |
| TABLEAU 3 : ECART ENTRE LES TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES EXTRÊMES RELEVÉES PELVOUX-LES- CLAUX..... | 74 |
| TABLEAU 4 : GRADIENTS MOYENS CALCULÉS À PARTIR DE 41 STATIONS DES ALPES DU SUD..... | 74 |
| TABLEAU 5 : TEMPÉRATURES D'ADRET ESTIMÉES EN VALLOUISE..... | 74 |
| TABLEAU 6 : TEMPÉRATURES MOYENNES À DIFFÉRENTES ALTITUDES DANS LES ALPES DU SUD..... | 74 |
| TABLEAU 7 : RECORDS ABSOLUS DE TEMPÉRATURES OBSERVÉS À PELVOUX-LES-CLAUX..... | 76 |
| TABLEAU 8 : MOYENNES PAR ANNÉES HYDROLOGIQUES DES TEMPÉRATURES À LAURICHARD..... | 76 |
| TABLEAU 9 : RÉPARTITION SAISONNIÈRE DES PRÉCIPITATIONS À PELVOUX ET DANS DES STATIONS VOISINES..... | 78 |
| TABLEAU 10 : PRÉCIPITATIONS ANNUELLES MOYENNES DANS QUELQUES POSTES DE LA VALLOUISE..... | 81 |
| TABLEAU 11 : HAUTEUR DE NEIGE ET COEFFICIENT NIVOMÉTRIQUE À VALLOUISE..... | 81 |
| TABLEAU 12 : POPULATION ET CAPACITÉ D'ACCUEIL DES COMMUNES DE LA VALLOUISE..... | 93 |
| TABLEAU 13 : ECHELLE DE CROISSANCE DU RHIZOCARPON GEOGRAPHICUM EN VALLOUISE..... | 115 |
| TABLEAU 14 : DISTRIBUTION PAR TAILLE DES GLACIERS DE LA VALLOUISE..... | 134 |
| TABLEAU 15 : RÉPARTITION DES CYCLES GEL-DÉGEL AUX SIX SONDES À LA CRÊTE DE VARS..... | 152 |
| TABLEAU 16 : RÉPARTITION DES CYCLES GEL-DÉGEL AU ROC NOIR DE COMBEYNOT..... | 152 |
| TABLEAU 17 : INVENTAIRE DES GLACIERS ROCHEUX DE PLUS DE 1 HECTARE..... | 163 |
| TABLEAU 18 : ESTIMATION DES DÉBITS LIQUIDES INSTANTANÉS DE PLUSIEURS COURS D'EAU..... | 198 |
| TABLEAU 19 : PRINCIPE DE BASE DE LA REPRÉSENTATION DU DEGRÉ D'ALÉA SUR LES CARTES Z.E.R.M.O.S. | 210 |
| TABLEAU 20 : COMPARAISON ENTRE LES TEMPÉRATURES DE L'HIVER 1979-1980 ET LES TEMPÉRATURES MOYENNES À PELVOUX-LES-CLAUX..... | 221 |

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|-----------|
| Remerciements | 2 |
| Sommaire..... | 3 |
| Introduction..... | 4 |
| 1 - Les objectifs des recherches :..... | 4 |
| 2 - Le choix de l'aire d'étude :..... | 5 |
| 2.1 - Une region de haute montagne originale et bien délimitée | 5 |
| 2.2 - des paysages morphologiques contrastés. | 8 |
| 2.3 - Une morphodynamique exacerbée par un climat rude. | 9 |
| <i>première partie : le cadre morpho-structural.....</i> | 11 |
| Chapitre 1 : La formation du substratum rocheux..... | 12 |
| 1 - Les bases de l'étude géologique | 12 |
| 1.1 - Les travaux antérieurs | 12 |
| 1.2 - Les cartes géologiques..... | 13 |
| 2 - Les étapes de la formation du substratum | 13 |
| 2.1 - L'histoire anté-alpine | 13 |
| 2.1.1 - La formation du socle..... | 13 |
| 2.1.2 - Du Carbonifère au Trias : une sédimentation de marge continentale..... | 15 |
| 2.1.3 Du Lias au Crétacé : la tectonique de distension | 15 |
| 2.2 - La tectonique alpine | 16 |
| 2.2.1 - L'Eocène : des mouvements internes encore limités..... | 16 |
| 2.2.2 - L'Oligo-Miocène : le paroxysme alpin..... | 16 |
| 2.2.3 - Les derniers mouvements de la fin du Miocène et du Plio-Quaternaire | 17 |
| Chapitre 2 : Deux grands domaines structuraux..... | 18 |
| 1 - La Vallouise dauphinoise et ultradauphinoise. | 18 |
| 1.1 - Le socle cristallin | 18 |
| 1.1.1 - Le noyau granitique | 18 |
| 1.1.2 - Les formations cristallophyliennes..... | 22 |
| 1.1.3 - Le rôle déterminant de la tectonique | 23 |
| 1.1.3.1 - Les principales fractures | 23 |
| 1.1.3.2 - les roches filoniennes..... | 24 |
| 1.2 - La couverture autochtone du socle..... | 24 |
| 1.2.1 - Les sédiments mésozoïques..... | 24 |
| 1.2.1.1 - Le Trias | 24 |
| 1.2.1.2 - Le Jurassique | 26 |
| 1.2.2 - Les formations cénozoïques | 26 |
| 1.2.3 - Tectonique de la couverture sédimentaire | 27 |
| 2 - La Vallouise pennique..... | 28 |
| 2.1 - La zone subbriançonnaise..... | 28 |
| 2.1.1 - Une tectonique dominée par les plissements | 29 |
| 2.1.2 - Des terrains peu résistants..... | 31 |
| 2.1.2.1 - Un soubassement calcaire | 31 |
| 2.1.2.2 - L'unité de l'Argentière..... | 32 |
| 2.2 - Les nappes briançonnaises et la « quatrième écaille » | 32 |
| 2.2.1. - Les terrains de la zone briançonnaise | 32 |
| 2.2.1.1 - Le socle cristallin..... | 32 |
| 2.2.1.2 - Le Houiller..... | 33 |
| 2.2.1.3 - Le Trias | 33 |
| 2.2.1.4 - Le Jurassique | 34 |
| 2.2.1.5 - Le Crétacé supérieur-Eocène | 34 |

| | |
|--|-----------|
| 2.2.2 – Une tectonique en écaïlles | 35 |
| 2.2.2.1 – L'organisation générale de la fracturation..... | 35 |
| 2.2.2.2 - Les grandes unités briançonnaises..... | 36 |
| 2.2.2.2.1 - La nappe frontale | 36 |
| 2.2.2.2.2 - La deuxième écaïlle | 36 |
| 2.2.2.2.3 - La troisième écaïlle | 37 |
| 2.2.2.2.4 - La quatrième écaïlle..... | 37 |
| Chapitre 3 - Les modelés de la Vallouise | 38 |
| 1 - Methode d'analyse topographique..... | 38 |
| 1.1 - Les bases de données topographiques | 38 |
| 1.1.1 - Le fond cartographique..... | 38 |
| 1.1.2 - Les photographies aériennes..... | 39 |
| 1.2 - Le traitement numérique des données topographiques | 39 |
| 1.2.1 - La méthode utilisée..... | 39 |
| 1.2.1.1 - Le choix de l'échelle | 39 |
| 1.2.1.2 - La saisie des données..... | 39 |
| 1.2.1.3.- La création du M.N.T. | 40 |
| 1.2.2 - Les documents produits..... | 40 |
| 1.2.2.1 - Les représentations de la topographie..... | 40 |
| 1.2.2.1.1 - Les cartes topographiques..... | 40 |
| 1.2.2.1.2 - Les profils | 41 |
| 1.2.2.1.3 - Les calculs de surface | 41 |
| 1.2.2.2 - La carte des pentes..... | 42 |
| 1.2.2.2.1 - Le procédé..... | 42 |
| 1.2.2.2.2 - Le problème des seuils..... | 42 |
| 1.2.2.3 - La carte des expositions..... | 42 |
| 2 - Une haute Montagne glaciaire | 45 |
| 2.1 - Un milieu de haute montagne..... | 45 |
| 2.1.1 - Des altitudes élevées..... | 45 |
| 2.1.2 - La Vallouise occidentale | 47 |
| 2.1.3 - La Vallouise orientale..... | 49 |
| 2.2 - Le siège du plus puissant glacier des Alpes du sud..... | 49 |
| 2.2.1. - Les témoins du passage des glaciers..... | 49 |
| 2.2.2. - Des épaisseurs de glace considérables..... | 51 |
| 2.3 – Des écoulements glaciaires conditionnés par le milieu preexistant..... | 53 |
| 2.3.1 - Le rôle du relief anté-glaciaire..... | 53 |
| 2.3.2 - Le rôle déterminant de la structure | 54 |
| 2.3.3 - Le rôle de l'exposition | 55 |
| 3 - Une grande diversité de paysages glaciaires | 56 |
| 3.1 - Les « hautes sphères » : Crêtes et cirques | 56 |
| 3.1.1 - La pureté des formes en milieu cristallin | 56 |
| 3.1.2 - L'influence de la structure en Vallouise sédimentaire..... | 58 |
| 3.2 - Des vallées profondes et étroites..... | 60 |
| 3.2.1 - Les profils en long | 62 |
| 3.2.2 - Le profil transversal..... | 62 |
| Conclusion de la première partie..... | 66 |
| Deuxième partie : le cadre de l'étude géomorphologique..... | 68 |
| Chapitre 4 - Le contexte bio-climatique actuel | 69 |
| 1 - Un climat de montagne méridionale | 69 |
| 1.1 – Les données climatiques..... | 69 |
| 1.2 - Un fort ensoleillement..... | 70 |
| 1.3 – Les températures..... | 70 |
| 1.3.1 – Les températures moyennes à Pelvoux | 70 |
| 1.3.2 – la variabilité des températures à Pelvoux | 72 |
| 1.3.3 – Les températures en Vallouise | 74 |
| 1.3.4 – Le gel en Vallouise | 75 |
| 1.4 - Les précipitations | 77 |
| 1.4.1 – Les précipitations à Pelvoux et Puy-Saint-Vincent. | 77 |

| | |
|--|------------|
| 1.4.2 – Les précipitations en Vallouise..... | 80 |
| 1.4.3 - La neige | 81 |
| 1.4.3.1 – Les précipitations neigeuses..... | 81 |
| 1.4.3.2 – Le manteau neigeux | 81 |
| 2 – Des paysages végétaux diversifiés | 82 |
| 2.1 – Une végétation étagée..... | 84 |
| 2.1.1 - L'exemple du versant méridional du massif de Montbrison | 84 |
| 2.1.2 – Un étagement perturbé par de nombreux facteurs naturels | 84 |
| 2.2 – Les forêts | 85 |
| 2.2.1 - Les chênaies..... | 85 |
| 2.2.2 - Les pinèdes | 86 |
| 2.2.3 - Les mélézins | 87 |
| 2.2.4 - Les formations hygrophiles | 87 |
| 2.3 – Les formations basses et les Dynamiques de la végétation | 88 |
| 2.3.1 - Les pelouses..... | 88 |
| 2.3.2 – Les formations dégradées | 88 |
| 3 - Une milieu anthropisé | 89 |
| 3.1 – L'exploitation traditionnelle du milieu naturel | 89 |
| 3.1.1 –Des activités traditionnelles tournées vers l'agriculture et l'élevage..... | 89 |
| 3.1.2 - L'impact de l'homme sur la végétation naturelle | 90 |
| 3.2.– Le déclin de la société agro-pastorale..... | 91 |
| 3.2.1 – Le déclin démographique..... | 91 |
| 3.2.2 – Une agriculture à l'agonie | 92 |
| 3.3 – Le boom touristique et ses conséquences | 93 |
| 3.3.1 – Le renouveau démographique et économique | 93 |
| 3.3.2 – Des paysages profondément transformés..... | 93 |
| 3.4 - L'homme et l'érosion | 94 |
| 3.4.1 – L'impact des activités traditionnelles..... | 94 |
| 3.4.2 – Les infrastructures nouvelles | 95 |
| 3.4.3 – L'action du piétinement..... | 96 |
| Conclusion du chapitre 4 | 98 |
| Chapitre 5 – Méthode d'analyse géomorphologique..... | 99 |
| 1 - La carte géomorphologique..... | 99 |
| 1.1 - Principes de base et problème de l'échelle | 99 |
| 1.1.1 - Le choix de l'échelle..... | 100 |
| 1.1.2 - Principes de base | 100 |
| 1.1.2.1 - Se limiter aux certitudes | 100 |
| 1.1.2.2 - Précision et simplicité..... | 101 |
| 1.2 - Le choix des figurés | 102 |
| 1.2.1 - Topographie et hydrographie..... | 102 |
| 1.2.2 - La représentation de la structure..... | 102 |
| 1.2.2.1 - La lithologie..... | 102 |
| 1.2.2.2 - Tectonique et structure..... | 104 |
| 1.2.3 - La représentation de la couverture..... | 104 |
| 1.2.3.1 - Les formations superficielles | 104 |
| 1.2.3.2 - Les formes et processus | 105 |
| 1.3 - Les limites du procédé..... | 106 |
| 2 – La collecte des données | 107 |
| 2.1 – L'identification des formes | 107 |
| 1.1.1 - Les indices géographiques : | 111 |
| 1.2.2 - Les formations | 111 |
| 2.2 – L'apport de la granulométrie..... | 112 |
| 2.3 – Dynamique des versants et datations..... | 115 |
| Conclusion du chapitre 5 | 116 |
| Troisième partie : la dynamique glaciaire et périglaciaire | 117 |
| Chapitre 6 – Le retrait glaciaire et les formes d'accumulation..... | 118 |
| 1 - Le retrait des glaces juqu'au Tardiglaciaire..... | 118 |
| 1.1 – L'apport des travaux récents | 118 |

| | |
|--|------------|
| 1.1.1 – L'optimum glaciaire et le retrait du Würm supérieur..... | 118 |
| 1.1.2 – Le Tardiglaciaire..... | 119 |
| 1.2 – Le retrait du Glacier de la Gyronde..... | 120 |
| 1.2.1 – Une situation originale dans le val de Durance..... | 120 |
| 1.2.2 – Les formations de retrait en amont de Pelvoux..... | 122 |
| 1.2.3 – La moraine de La Casse et les dépôts associés..... | 122 |
| 1.2.4 – Les formations glaciaires en aval de Vallouise..... | 125 |
| 1.2.5 – Un stade de retrait à la Casse..... | 127 |
| 1.3 – Le retrait des glaciers locaux..... | 127 |
| 1.3.1 – Le Glacier de Chanteloube..... | 127 |
| 1.3.1.1 – Le site et les formes glaciaires..... | 127 |
| 1.3.1.2 – Essai de datation des moraines..... | 130 |
| 1.3.2 – Corrélations avec les autres sites de la Vallouise..... | 131 |
| 1.3.2.1 – Les principaux sites..... | 131 |
| 1.3.2.2 – Le retrait tardiglaciaire..... | 133 |
| 2.- Les glaciers actuels et les fluctuations historiques..... | 133 |
| 2.1 – L'englacement actuel..... | 134 |
| 2.1.1 – Une masse glaciaire morcelée..... | 134 |
| 2.1.2 – La répartition des glaciers actuels..... | 135 |
| 2.1.3 – L'action géomorphologique des glaciers actuels..... | 136 |
| 2.2 – Les fluctuations glaciaires holocènes..... | 137 |
| 2.2.1 – Les oscillations des glaciers sud-alpins..... | 137 |
| 2.2.2 – Le retrait récent en Vallouise..... | 138 |
| 2.2.2.1 – Un optimum glaciaire au XIX ^{ème} siècle..... | 138 |
| 2.2.2.2 – Les sources documentaires..... | 139 |
| 2.2.2.3 – Un recul généralisé..... | 139 |
| 2.3 – Le retrait du Glacier Blanc et du Glacier Noir..... | 142 |
| 2.3.1 – Le Glacier Blanc et le Glacier Noir..... | 142 |
| 2.3.1.1 – Le Glacier Noir..... | 142 |
| 2.3.1.2 – Le Glacier Blanc..... | 144 |
| 2.3.2 – Le Pré de Madame Carle..... | 144 |
| 2.3.2.1 – Les formes glaciaires du Pré de Madame Carle..... | 144 |
| 2.3.2.2 – Les étapes du retrait glaciaire..... | 147 |
| 2.3.2.3 – La datation des moraines..... | 148 |
| Conclusion du chapitre 6..... | 150 |
| Chapitre 7 – Processus et formes périglaciaires..... | 151 |
| 1 – Le gel et la gélivation..... | 151 |
| 1.1 – Le gel dans les roches..... | 151 |
| 1.2 – la gélifraction..... | 153 |
| 1.2.1 – Rôle de l'exposition et de la pente..... | 154 |
| 1.2.2 – L'influence de la lithologie..... | 154 |
| 1.3 – Le gel dans les formations meubles..... | 156 |
| 2 – Transit et accumulation des matériaux dans les éboulis..... | 157 |
| 2.1 – Les éboulis de gravité..... | 157 |
| 2.1.1 – Le transit des matériaux..... | 157 |
| 2.1.2 – L'accumulation dans les éboulis de gravité..... | 158 |
| 2.2 – Répartition et diversité des éboulis assistés..... | 159 |
| 3 – Glaciers rocheux et éboulis fluants..... | 160 |
| 3.1 – Origine et répartition des glaciers rocheux..... | 160 |
| 3.1.1 – Une origine controversée..... | 160 |
| 3.1.2 – Répartition et âge des glaciers rocheux..... | 161 |
| 3.2 – Les glaciers rocheux de la Vallouise..... | 162 |
| 3.2.1 – Les principaux sites..... | 162 |
| 3.2.2 – L'âge des glaciers rocheux de la Vallouise..... | 166 |
| 4 – Le problème des bourrelets protalus..... | 168 |
| 4.1 – Les principales interprétations des bourrelets-protalus..... | 168 |
| 4.1.1 – L'interprétation classique : la "moraine de névé"..... | 168 |
| 4.1.2 – Les nouvelles interprétations..... | 169 |
| 4.1.2.1 – Le bourrelet de fluage..... | 169 |
| 4.1.2.2 – Le protalus-moraine..... | 171 |

| | |
|---|-----|
| 4.1.3 - Les critères de distinction des différents types de bourrelets..... | 171 |
| 4.2 – Les bourrelets du Glacier régénéré des Bruyères..... | 172 |
| 4.2.1 - Un site exceptionnel..... | 172 |
| 4.2.2 – La dynamique de la partie orientale..... | 175 |
| 4.3 – Les bourrelets protalus en Vallouise..... | 178 |
| Conclusion du chapitre 7..... | 179 |

Quatrième partie : Les aléas naturels géomorphologiques et hydrologiques 180

| | |
|--|------------|
| Chapitre 8 - Les principaux aléas | 181 |
| 1 - L'approche historique..... | 181 |
| 1.1 – Les principales sources..... | 181 |
| 1.2 – Les problèmes d'interprétation..... | 181 |
| 1.3 - Les enseignements de l'étude historique | 183 |
| 2 - Les mouvements de terrain | 185 |
| 2.1 – Eboulements et écroulements rocheux | 185 |
| 2.1.1 Les facteurs de la répartition..... | 185 |
| 2.1.2 L'écroulement de Fontfroide..... | 187 |
| 2.2 - Glissements et affaissements..... | 190 |
| 2.2.1 - Les grands glissements..... | 190 |
| 2.2.2 – Les affaissements rocheux..... | 191 |
| 3 – L'aléa torrentiel..... | 194 |
| 3.1 – Les principaux cours d'eau..... | 194 |
| 3.1.1 - Le régime moyen des principaux cours d'eau..... | 194 |
| 3.1.2 – Un écoulement marqué par des crues fréquentes..... | 196 |
| 3.2 – Les laves torrentielles | 199 |
| 3.2.1 – La répartition des laves torrentielles | 199 |
| 3.2.2 – Les crues du 16 août 1999 | 201 |
| Conclusion du chapitre 8..... | 206 |
| Chapitre 9 – Cartographie et prévision des aléas naturels..... | 207 |
| 1 – La cartographie des aléas géomorphologiques..... | 207 |
| 1.1 - Les travaux réalisés en Vallouise | 207 |
| 1.1.1 - La carte de localisation probable des avalanches | 207 |
| 1.1.2 - La carte des mouvements de terrain | 208 |
| 1.2 – La représentation des aléas | 209 |
| 1.2.1 – Les P.P.R..... | 209 |
| 1.2.2 – La représentation du degré d'aléa..... | 209 |
| Instabilité | 210 |
| 1.2.3 - Représentation et délimitation des "phénomènes" | 210 |
| 1.3. – La carte des aléas des Vigneaux | 212 |
| 2 - Les limites de la prévision des aléas : Le glissement des Claux..... | 214 |
| 2.1 – Un site apparemment exempt d'aléas..... | 214 |
| 2.2 - La catastrophe du 13 février 1980 et les premières réactions | 216 |
| 2.3 – Les difficultés du diagnostic..... | 218 |
| Conclusion du chapitre 9..... | 222 |
| Conclusion générale | 223 |
| Annexe 1 : Les glaciers de la Vallouise..... | 224 |
| Annexe 2 : Les aléas naturels de la Vallouise..... | 229 |
| bibliographie..... | 240 |
| Index des noms de lieux | 279 |
| Table des figures..... | 282 |
| Table des photographies | 284 |
| Table des tableaux..... | 285 |
| Table des matières..... | 286 |

ENGLISH ABSTRACT

Overlooked by the abrupt slopes of the Barre des Ecrins (4102m) and ice-covered upon more than 12% of its surface, the Vallouise area is the very picture of Alpine high mountains. Situated at the limits of the granitic central mountain mass and of internal zone, this area displays a large variety of geological landscapes and glacial landforms. Steep slopes associated with recently shaped landscape and with an important influence of mediterranean climate involve an active erosion which has strongly transformed the relief since the ices withdrew. This may implicate natural hazards which generated several dramatic accidents that are likely to extend as a consequence of the touristic developpement.

Based upon the realisation of high-scale map (1/10000), the geomorphological analysis allows us to replace the current dynamics of the slopes in its global context, in relation with the geomorphological consequences.

The knowledge of the circumstances under which the glaciers withdrew since the end of the Würm, may be improved by the obviousness of a precocious late-glacial period, by the confirmation of an important and complex glacier forwardness during the Younger Dryas and by the accuracy of the withdrawal conditions since the Late Ice Age.

The geochronological interpretation of the periglacial landforms has to be balanced in an area which characteristics are steep slopes, embanked valleys and influent micro-climates.

This analysis emphasize that major geomorphic risks are related with torrential hazards often associated with mass movements. Rockfalls and slides are mainly localised in contact zones, but the abruptness of the slopes and the geological complexity of the area make their mapping and forecast quite difficult.

KEYWORDS : Geography – Geomorphology – Cartography – Vallouise – Southern Alps – Glaciers – Glacial withdrawal - Periglacial – Natural risks.

