



Quaternaire

Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire

vol. 17/1 | 2006
Volume 17 Numéro 1

Les variations glaciaires en Haute Durance (Briançonnais, Hautes-Alpes) depuis la fin du XIX^e siècle : mise au point d'après les documents d'archives et la lichénométrie

Glacial variations in Upper Durance catchment (Briançonnais, Hautes-Alpes) since the end of the 19th century: a synthesis from lichenometry and archives documents

Etienne Cossart, Monique Fort, Vincent Jomelli et Delphine Grancher



Édition électronique

URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/694>
DOI : 10.4000/quaternaire.694
ISSN : 1965-0795

Éditeur

Association française pour l'étude du quaternaire

Édition imprimée

Date de publication : 1 mars 2006
Pagination : 75-92
ISSN : 1142-2904

Référence électronique

Etienne Cossart, Monique Fort, Vincent Jomelli et Delphine Grancher, « Les variations glaciaires en Haute Durance (Briançonnais, Hautes-Alpes) depuis la fin du XIX^e siècle : mise au point d'après les documents d'archives et la lichénométrie », *Quaternaire* [En ligne], vol. 17/1 | 2006, mis en ligne le 01 mars 2009, consulté le 06 mai 2019. URL : <http://journals.openedition.org/quaternaire/694> ; DOI : 10.4000/quaternaire.694

LES VARIATIONS GLACIAIRES EN HAUTE-DURANCE (BRIANÇONNAIS, HAUTES-ALPES) DEPUIS LA FIN DU XIX^e SIÈCLE : MISE AU POINT D'APRÈS LES DOCUMENTS D'ARCHIVES ET LA LICHÉNOMÉTRIE



Etienne COSSART¹, Monique FORT¹, Vincent JOMELLI² et
Delphine GRANCHER²

RÉSUMÉ

Les travaux reconstituant les variations glaciaires récentes se sont longtemps fondés sur des séries de mesures directes, établies sur quelques glaciers sélectionnés. Nous proposons de compléter ces séries en étudiant les fluctuations, depuis la fin du XIX^e siècle, du front d'une trentaine de glaciers, situés sur la retombée orientale du Massif des Ecrins. Des relevés géomorphologiques, la lichénométrie, et les documents anciens ont été utilisés conjointement, ce qui a permis d'identifier trois générations de moraines, délaissées respectivement entre 1915-1930, autour de 1950 et lors de la décennie 1970. Ces formations suggèrent l'existence de trois stades d'avancée et/ou de stationnement des glaces dans un contexte général de retrait glaciaire depuis le Petit Âge de Glace. Au cours du XX^e siècle, la surface englacée a diminué dans ce secteur de 30 % environ (35 à 25 km²). Cette évolution s'explique par un bilan de masse déficitaire de l'ordre de -0,2 à -0,4 m.ee.an⁻¹, valeurs qui sont de même ordre de grandeur que celles établies ailleurs dans les Alpes Occidentales.

Mots-clés : Glaciers, Petit Age de Glace, lichénométrie, archives, Massif des Ecrins.

ABSTRACT

GLACIAL VARIATIONS IN UPPER DURANCE CATCHMENT (BRIANÇONNAIS, HAUTES-ALPES) SINCE THE END OF THE 19th CENTURY: A SYNTHESIS FROM LICHENOMETRY AND ARCHIVES DOCUMENTS

Until recently, studies on glacial fluctuations were mostly relying on direct measurements of a few, selected glaciers. In order to complete these former datasets, we studied thirty glaciers located in the eastern part of the Massif des Ecrins. By using geomorphology surveys, lichenometry dating method, coupled with archives investigations, we identified three main stages of moraines deposition: between 1915-1930, around 1950, and in the 1970's. These moraines suggest the occurrence of three stages of glacial advances and/or stationary equilibrium in a general context of glacier recession subsequent to the Little Ice Age. The glaciated surface has decreased from 35 to 25 km² during the 20th century, thus representing a mass-balance ranging from -0,2 to -0,4 mwe.yr⁻¹, in agreement with what is known from other parts of western Alps.

Key-words: Glaciers, Little Ice Age, lichenometry, archive documents, Massif des Ecrins.

1 - INTRODUCTION

Les glaciers étant considérés comme de bons indicateurs des variations climatiques, le suivi de leurs variations constitue, pour les régions de montagne et de hautes latitudes, un moyen d'apprécier la réalité du réchauffement climatique actuel. Le bilan de masse glaciaire est ainsi mesuré, puis mis en relation avec des paramètres climatiques par des glaciologues, leur objectif étant de reconstituer l'évolution glaciaire passée pour tenter de prévoir son évolution future. Dans les Alpes, ces travaux portent sur un nombre

limité de glaciers (Reynaud, 1998 ; Reynaud & Vincent, 2000 ; Torinesi *et al.*, 2002 ; Vincent, 2002 ; Vincent *et al.*, 2004, 2005), dont le suivi a le plus souvent débuté dès la fin du XIX^e siècle (Bonaparte, 1890, 1891 ; Allix, 1924). Ainsi, sur le flanc est du Massif des Ecrins, les emblématiques glaciers Blanc et Noir ont été les seuls, parmi une trentaine de glaciers, à faire l'objet d'un suivi systématique.

La question de la représentativité de ces mesures à une échelle régionale est donc posée. Pour y répondre, l'acquisition de données quantitatives sur un effectif de glaciers élargi apparaît nécessaire. En l'absence de

¹ Equipe Dynamique des Milieux et Risques, UMR PRODIG 8586 – CNRS, Université Denis Diderot – Paris 7, case 7001, 2 place Jussieu, 75251 Paris cedex 05

² Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591 – CNRS, Meudon

Adresses e-mail : ecossart@yahoo.com (E. Cossart), fort@paris7.jussieu.fr (M. Fort), jomelli@cnrs-belleuve.fr (V. Jomelli)

séries de mesures directes, ce travail se fonde sur la reconstitution des variations géométriques des glaciers à partir des héritages glaciaires qu'ils ont laissés, afin d'en reconstituer avec un maximum de fiabilité la chronologie. Deux approches sont ainsi couplées : (1) la lichénométrie (Benedict, 1967 ; André, 1993 ; Luckman & Fiske, 1995 ; Bull, 1996), dont le principe a été récemment revisité (Jomelli *et al.*, 2004 ; Rabatel *et al.*, 2005) et (2) la consultation de documents anciens (Vivian, 1975 ; Orombelli & Porter, 1982 ; Assier, 1993 ; Deline, 1999b ; Holzhauser & Zumbühl, 2002 ; Gioda *et al.*, 2004). A partir des données recueillies sur trente glaciers du flanc est du Massif des Ecrins, nous chercherons à synthétiser, dans un Système d'Information Géographique, la variation spatio-temporelle de l'englacement dans ce secteur, avant de comparer les résultats obtenus avec les fluctuations jusqu'alors reconnues dans les Alpes occidentales.

2 - CONTEXTE DE L'ÉTUDE

2.1 - SECTEUR D'ÉTUDE

Le secteur d'étude, situé sur la retombée orientale du massif des Ecrins (fig. 1), présente deux caractéristiques topographiques antagonistes qui déterminent

l'ampleur et la nature de l'englacement. Certes, les altitudes des sommets sont très élevées, s'approchant voire dépassant les 4000 m (3942 m au Mont Pelvoux, 4102 m à la Barre des Ecrins), mais la raideur des pentes (fréquemment comprises entre 100 et 120 %) empêche le stockage de la neige et sa transformation en glace. En outre, la position à l'abri relatif des flux océaniques se traduit par des précipitations sensiblement inférieures à celles mesurées sur les parties occidentales du massif (Ronchail & Lecompte, 1981 ; Coursier & Isaac, 1999). Les hauteurs de précipitations annuelles (moyennes calculées sur la période 1976-95) sont de 995 mm à Pelvoux (altitude : 1250 m), station située en Vallouise, contre 1193 mm à Valjouffrey (altitude : 1100 m) et 1236 mm à Orcières (altitude : 1400 m), deux stations situées sur le flanc occidental des Ecrins. Si bien que, en dépit d'une altitude élevée, l'englacement de cette vallée ne se réduit qu'à des glaciers de cirque – à l'exception notable des langues des glaciers Blanc et Noir –, et se caractérise par son morcellement (36 glaciers d'après la carte topographique I.G.N. à 1:25.000^e levée en 1975) (fig. 1).

2.2 - CONNAISSANCES ACTUELLES ET PROBLÈMES POSÉS

Les conditions locales d'englacement interfèrent entre le signal climatique et le signal-réponse des

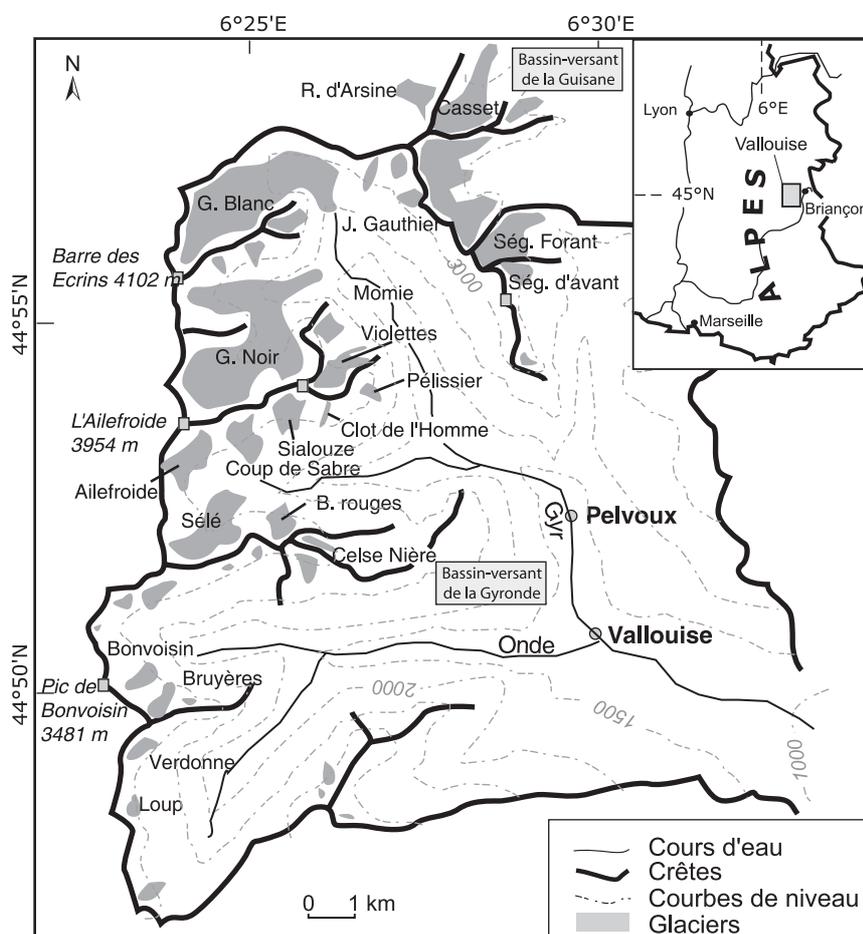


Fig. 1 : Secteur d'étude, localisé sur la retombée orientale du Massif des Ecrins. Les glaciers sont nombreux et de petite taille.
 Fig. 1: The study area, located in the eastern part of the Massif des Ecrins, is characterized by a large number of small glaciers.

glaciers. Une forte pente du lit glaciaire accélère notamment la vitesse de renouvellement du stock de glace (« turn-over »). Les glaciers à fort volume, ou protégés par une couverture détritique, ont un temps de réponse plus long aux fluctuations climatiques. Les fluctuations de deux glaciers soumis aux mêmes influences climatiques peuvent ainsi être désynchronisées, comme l'illustrent les variations du Glacier Blanc et du Glacier Noir au cours des XIX^e et XX^e siècles, synthétisées par le Parc National des Ecrins, ou par divers chercheurs (Reynaud, 1998 ; Rabatel *et al.*, 2002). L'avancée maximale de ces deux glaciers eut lieu, semble-t-il, vers 1815, date à laquelle ils confluaient au niveau du Pré de Mme Carle (1874 m d'altitude) (fig. 2). La tendance générale au retrait qui se manifeste ensuite se traduit par des évolutions différentes après la séparation des deux glaciers (postérieure à 1853). Le recul du Glacier Blanc, dont la vallée est perchée près de 400 m au-dessus du Pré de Madame Carle, est particulièrement prononcé entre 1870 et 1880, entre 1900 et 1910, entre 1945 et 1950, et enfin depuis 1990 (Rabatel *et al.*, 2002). Mais cette évolution fut irrégulière, marquée à trois reprises par des périodes de stationnement du glacier : entre 1895 et 1900, entre 1935 et 1940 et, dans une moindre mesure, dans les années 1970, voire des périodes d'avancée : entre 1915-1920 (?), au début des années 1980 et 1990 (Reynaud, 1998). L'évolution du Glacier Noir se traduit par un retrait plus régulier et quasiment continu – sauf au cours des années 1930 et 1940 – depuis la fin du Petit Âge de Glace (PAG), dû à sa couverture détritique qui l'isole de l'atmosphère et lisse les variations du signal climatique (Reynaud, 1998). Cette comparaison montre que des séries de mesures réalisées sur un faible

effectif de glaciers ne sont pas toujours totalement représentatives des variations glaciaires d'un secteur donné. Sur le flanc est du Massif des Ecrins, nous avons donc travaillé sur un effectif de glaciers élargi pour améliorer la résolution du calendrier de la déglaciation et voir si les glaciers de taille moyenne ou petite reflétaient les mêmes tendances.

3 - MÉTHODES

La méthodologie employée repose sur un travail de terrain (cartographie détaillée des héritages glaciaires), complété par des méthodes de datations. Une base de données géographiques et chronologiques concernant l'évolution, depuis le PAG, d'une trentaine de glaciers situés sur la partie orientale du Massif des Ecrins, a ainsi été constituée (Cossart, 2005).

3.1 - CARTOGRAPHIE DES HÉRITAGES GLACIAIRES

La cartographie des héritages glaciaires permet de reconstituer les limites et le volume du glacier qui les a façonnés. Dans le cas présent, les traces de l'abrasion glaciaire ont été inventoriées dans la partie amont des bassins-versants. Le contraste entre les polis glaciaires et les nunataks supraglaciaires, à l'aspect déchiqueté, ont permis de reconstituer la *trimline* (limite des marques d'abrasion glaciaire) avec une précision altitudinale de l'ordre de 20 mètres. À l'aide d'un GPS, les formes et formations morainiques ont été cartographiées avec une précision horizontale et verticale de l'ordre de 10 mètres. L'identification de leur origine glaciaire a essentiellement été fondée sur des critères sédimentologiques (diamicton à support matriciel, degré de compaction...), pétrographiques (blocs allochtones) et géomorphologiques (forme en cordon). Enfin, notre raisonnement chronologique appliqué à la lichénométrie repose sur le fait qu'en domaine alpin le volume d'un édifice morainique frontal est, indépendamment des conditions d'apports sédimentaires, très souvent en relation directe avec la durée au cours de laquelle le bilan de masse glaciaire est en équilibre stationnaire (Benn & Evans, 1998).

3.2 - DATATION PAR LICHÉNOMÉTRIE

Aux hautes latitudes et hautes altitudes, la rareté du matériel organique limite l'usage du radiocarbone, et l'absence de végétation ligneuse celui de la dendrochronologie. La lichénométrie constitue alors une méthode de datation particulièrement utile. Le principe de la méthode repose sur le fait que le diamètre des thalles de lichens est fonction de la durée d'exposition de la surface colonisée (Benedict, 1967). Si la courbe de croissance d'une espèce de lichen est connue, il est alors possible d'estimer l'âge de stabilisation d'un substrat en mesurant le thalle des lichens colonisant ce substrat. Dans le cas des édifices morainiques, nous avons considéré que le développement des thalles n'est

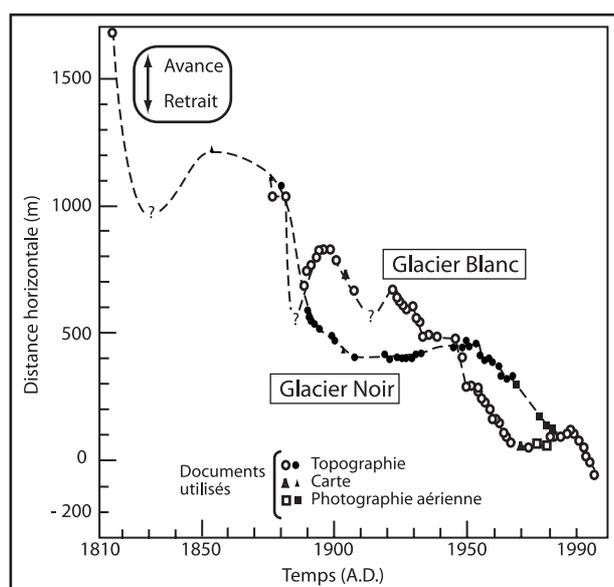


Fig. 2 : Variations de longueur du Glacier Blanc et du Glacier Noir depuis le XIX^e siècle (Reynaud, 1998). Noter la décroissance plus régulière du Glacier Noir, tandis que trois phases de ré-avancée interrompent le retrait du front du Glacier Blanc.

Fig. 2: Length variations of the Glacier Blanc and the Glacier Noir since the 19th century (Reynaud, 1998). Note the quite steady shrinking of the Glacier Noir, while the Glacier Blanc retreat is interrupted by three stages of readvance.

possible qu'à partir du moment où la surface de la moraine est stabilisée, ce qui indirectement témoigne d'une perte de contact entre la moraine et le front actif du glacier.

3.2.1 - Principes de la méthode classique

La courbe de croissance est classiquement établie de façon empirique en construisant une courbe enveloppe à partir des plus gros lichens observés sur chaque surface datée (Benedict, 1967 ; Smith & Desloges, 2000). Cette courbe sert alors de référence pour convertir les diamètres de thalles situés sur une surface d'âge non connu. Cette conversion s'effectue à partir des valeurs maximales de diamètres de thalles, mesurés sur les surfaces à dater. Sur chaque surface à dater, 50 ou 100 lichens sont échantillonnés, puis mesurés. Seuls les cinq ou les dix plus gros lichens sont considérés : leur diamètre moyen est calculé, puis la valeur de cette moyenne est convertie en âge à partir de la courbe de croissance. Cette approche présente trois limites. (1) Elle ne prend pas en compte l'ensemble des mesures de diamètres effectuées sur le terrain (5 mesures considérées pour une centaine effectuées). (2) Elle suppose que la distribution des diamètres des plus gros thalles suit une loi gaussienne : les calculs se fondent donc sur des théories qui ne correspondent pas à la nature des données (Jomelli *et al.*, 2004 ; Naveau *et al.*, 2005). Enfin (3) aucun intervalle de confiance n'est associé à chaque date.

3.2.2 - Améliorations méthodologiques

Les théorèmes de probabilité appliqués aux valeurs extrêmes (comme ici les diamètres des plus gros lichens) indiquent que la distribution des *maxima* ne suit pas une loi normale, ce quel que soit le nombre d'échantillons retenus (Gnedenko, 1943). Pour pallier ce biais, Jomelli *et al.* (2004) ont mis au point un traitement statistique qui analyse la distribution de ces valeurs extrêmes à partir de la seule loi applicable pour ce type d'échantillons : la GEV (*Generalized Extrem Value*) theory. L'ensemble des 50 à 100 lichens échantillonnés sur une surface non datée est pris en considération. La distribution fréquentielle des diamètres mesurés est alors reconstituée. La loi de distribution GEV est ajustée sur ces données, puis résumée à l'aide de deux paramètres μ (location parameter, ou paramètre de site) et σ (fig. 3), dont la valeur dépend étroitement de l'âge de la surface où les lichens ont été mesurés. La relation entre les paramètres μ , σ et l'âge des lichens constitue alors la nouvelle courbe de croissance (Jomelli *et al.*, 2004 ; Naveau *et al.*, 2005).

La méthode vise à comparer la fréquence des diamètres mesurés sur la surface non datée avec les fréquences obtenues sur des surfaces d'âge connu. Un calcul de probabilité, basé sur une procédure de Monté Carlo - Markoff Chain (MCMC), permet d'obtenir un âge probable accompagné d'une fourchette d'incertitude. La marge d'erreur intègre les biais liés à la mesure, ainsi que les effets de site pouvant introduire des

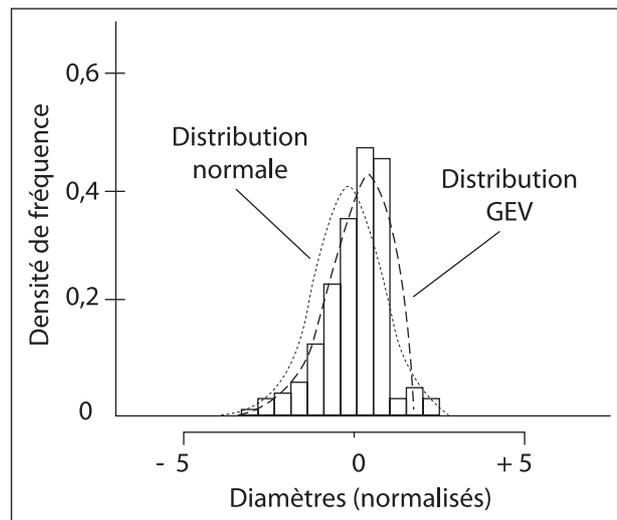


Fig. 3 : Exemple de distribution des valeurs normalisées des diamètres maxima de lichen (cm) mesurés sur le terrain. Les histogrammes représentent les données mesurées. Noter les différences d'ajustement entre les courbes correspondant à une distribution normale et à une distribution GEV. D'après Rabatel *et al.*, 2005.

*Fig. 3: Distribution of standardized maxima lichen diameters (cm) measured on the field. Black boxes correspond to the data base. Note that adjustment curves in gaussian and GEV distributions are different. After Rabatel *et al.*, 2005.*

variations de croissance (exposition, neige, etc.) trop complexes pour être clairement quantifiées.

3.2.3 - Application au flanc oriental du Massif des Ecrins

Dans cette étude, nous avons porté notre attention sur des lichens du genre *Rhizocarpon*. Nous avons étalonné la croissance des thalles sur dix supports datés : 4 pierres tombales (fig. 4A) ; 3 dépôts fluvio-glaciaires situés dans le vallon du Tabuc, dont la stabilisation est calée chronologiquement par photographies aériennes (fig. 4B) ; deux formations fluvio-glaciaires situées sur la marge du Glacier Noir et une sur la marge du glacier du Sélé (fig. 4C), leur date de dépôt étant connue grâce à des documents anciens (gravures, photographies).

Le diamètre (grand axe) des thalles a été mesuré à l'aide d'une réglette souple, graduée au demi-millimètre près. La distribution statistique des mesures montre que la valeur modale du diamètre augmente logiquement avec l'âge de la surface (7 mm à 25 ans, 43 mm à 139 ans) et que la gamme des valeurs mesurées augmente également avec l'âge de la surface. Par exemple, sur la surface de 25 ans, l'étendue des valeurs est de 4 mm (soit 60 % de la valeur modale) tandis qu'elle est de 39 mm à 139 ans (soit 95 % de la valeur modale). Les distributions observées ne suivent pas la loi gaussienne (fig. 4) : dans huit cas sur dix elles sont dissymétriques à droite ; dans deux cas elles sont pluri-modales avec une tendance à la dissymétrie à droite (surfaces de 48-54 ans et de 128-150 ans). Il est donc impossible de calculer une valeur moyenne, d'où la nécessité d'appliquer la théorie des valeurs extrêmes à l'exploitation des données lichénométriques. A titre indicatif, la courbe de croissance des lichens, établie selon la méthode classique, est représentée (fig. 4D).

3.2.4 - Stratégie d'échantillonnage sur le terrain

La méthode nécessite de mesurer de façon aléatoire les diamètres des thalles (grand axe) sur plusieurs blocs : sur chaque bloc, nous avons choisi un à cinq lichens parmi les plus gros observés, puis retenu pour l'analyse le plus gros lichen mesuré sur chaque bloc. L'opération a été réitérée jusqu'à obtenir un échantillon d'une cinquantaine d'individus. Deux précautions sont néanmoins à prendre. (1) Les mesures doivent être effectuées sur des blocs qui n'ont pas été mis en mouvement après le dépôt de la formation : blocs de grande taille, situés en position dominante (sur une crête morainique par exemple). (2) Les blocs ne doivent pas être situés dans l'axe de couloirs d'avalanches, ni dans des zones où la neige se maintient tardivement (zones favorables à la formation de congères...), ces deux facteurs réduisant considérablement les possibilités de croissance des lichens (Sancho *et al.*, 2003 ; Jomelli & Pech, 2004). Au total, 12 sites, essentiellement des cordons morainiques, ont été sélectionnés dans les bassins-versants de la Gyronde et de la Guisane (tab. 1).

3.3 - DATATION PAR DOCUMENTS D'ARCHIVES

Les documents à notre disposition sont de nature diverse (gravure, photographie, carte, esquisse...), mais leur conception plus ou moins rigoureuse nécessite d'en discuter la qualité et la nature de l'information retirée.

3.3.1 - Les cartes anciennes et photographies aériennes

Sept séries de cartes ont été inventoriées et, pour les plus récentes, intégrées dans une base de données géographiques (Système d'Information Géographique). Quatre séries de cartes sont antérieures au XX^e siècle : carte de Cassini, carte d'Etat Major (éditions de 1850 et 1874) et la carte-esquisse de 1897 (Joanne, 1897). Leur représentation du relief est cependant approximative, si bien que ces cartes n'ont pu être directement insérées dans le SIG. Seule la position relative du front glaciaire, en fonction de repères topographiques, a pu en être déduite.

Les documents ultérieurs ne présentent pas de déformations majeures. Les cartes de 1920 (1/50000), réalisées sous l'égide du Club Alpin Français, représentent le relief de façon simplifiée mais portent une attention particulière aux glaciers. Quant aux cartes topographiques de 1928 (1/20000) et 1975 (1/25000), elles constituent une référence en termes de précision géodésique. Ces trois cartes ont été projetées dans un système commun (Lambert III) à l'aide du logiciel TNT.

A partir de 1952, le secteur est couvert par les photographies aériennes. Sur ces clichés, la position des fronts glaciaires relativement aux héritages glaciaires permet d'obtenir un contrôle chronologique de ces héritages.

Fig. 4 : Distribution fréquentielle des diamètres de lichens, valeurs mesurées sur des surfaces d'âge connu, A : pierres tombales (Pelvoux, Puy Saint Vincent), B : terrasses fluviales dans le vallon du Tabuc, C : formations fluvio-glaciaires (Glacier Noir, Sélé), D : courbe de croissance des lichens établie à partir d'une courbe enveloppe des diamètres mesurés, en blanc sont représentés les lichens de taille anormale, dont la longueur est au moins le double de la largeur.

Fig. 4: Statistical distribution of lichen diameters, measured on well dated surfaces. A: Tomb stones (Pelvoux, Puy Saint Vincent), B: fluvial terraces (Tabuc catchment), C: fluvio-glacial deposits (Glacier Noir, Sélé), D: Growth curve of lichens, fit from an envelope curve, white dots represent abnormal data (lichen which main axis is at least twice longer than lichen width).

Vallon	Echantillon	Age (ans)	Borne Inférieure	Borne supérieure	Nombre de lichens mesurés
Tuckett	AGN.1.1	122,4	113,6	131,2	85
Celse-Nière	CN 1.2	93,7	88,4	98,9	92
	CN 1.1	> 139			99
Eychauda	eych 3.3	43,2	32,9	53,3	97
	eych 3.2	66,9	55,8	77,9	43
	eych 3.1	86,3	80,7	91,7	95
Tabuc	Tab.M.2	98,6	90,2	106	84
	Tab.M.1	80,2	74,8	85,4	92
Casset	CAS.1.1	> 139			89
	CAS.1.2	233,5	124,3	109,2	105
	CAS.2	81,5	75,1	87,8	102
	CAS.3	51,6	44,6	58,6	100

Tabl. 1 : Age des surfaces ayant fait l'objet de mesures lichénométriques. Ces âges correspondent à la durée de croissance des lichens ; ils sont ensuite convertis en dates A.D.

Table 1: Age of sampled surfaces, calculated from lichenometry measurements. Such ages correspond to the growth period of lichens; they are converted into dates A.D.

3.3.2 - Les descriptions des naturalistes

Les premières mesures des variations glaciaires ont été publiées à la fin du XIX^e siècle. Le Massif de l'Oisans étant cependant plus difficile d'accès que celui du Mont-Blanc ou de la Vanoise, les descriptions y furent moins nombreuses et les mesures des variations glaciaires moins systématiques. Des écrits, le plus souvent illustrés de gravures et croquis, ont tout de même été publiés dans la revue du Club Alpin Français (devenue ensuite *La Montagne*) ou dans les *Etudes glaciologiques* (Allix, 1924). Nous en avons effectué le dépouillement systématique. Les descriptions concernant la position relative des fronts glaciaires ont alors permis d'affiner la chronologie du dépôt des moraines (tab. 2).

3.4 - EVOLUTION DES SUPERFICIES ENGLACÉES

L'insertion dans un SIG des données géoréférencées permet, à l'échelle du flanc est du Massif des Ecrins, de

synthétiser en une seule carte les informations acquises dans chaque secteur. Chaque contour glaciaire, pour chaque glacier et pour chaque date, a été vectorisé et inséré dans une table sous MAPINFO. Le logiciel permet alors de déterminer la surface de l'appareil glaciaire correspondant à chacun des contours. Les variations de la superficie englacée depuis le PAG peuvent alors être évaluées.

4 - RÉSULTATS

Les résultats sont ici détaillés secteur par secteur, depuis le cœur du massif (Agneaux, Pelvoux) jusqu'à sa retombée nord-orientale (Casset, Tabuc).

4.1 - GLACIERS DE LA FACE SUD DE LA MONTAGNE DES AGNEAUX

Dans le secteur de la Montagne des Agneaux, à l'aval des glaciers de la Pyramide, Tuckett et Jean Gauthier,

Secteur	Date	Auteur	Document
Ensemble de la zone d'étude	1890	Bonaparte	Mesures géométriques, description
	1891	Bonaparte	Mesures géométriques, description
	1897	Joanne	Descriptions littérales
	1901	Kilian	Mesures géométriques
	1902	Rabot	Mesures et chronologie des variations
	1924	Allix	Mesures et chronologie des variations
	1924	Paillon	Descriptions littérales, croquis
Glacier Blanc	1877	Grand	Gravure
Mt-Pelvoux	1877	Schrader	Gravure
	1910	Selle	Photographie
Vallon de Celse-Nière	1910	Selle	Photographie
	1925	Service des armées	Photographie
	1925	Blanchard	Descriptions littérales, croquis
Vallon des Bans	1926	Blanchard	Descriptions littérales, croquis

Tabl. 2 : Synthèse des documents d'archives consultés.

Table 2 : Synthesis of consulted archives documents.

on observe d'imposants cordons morainiques recouverts en partie par des dépôts fluvio-glaciaires. L'absence de lichens sur les blocs morainiques, probablement en raison d'une forte activité avalancheuse, n'a pas permis de les dater. Aussi avons-nous effectué des mesures de thalles de lichens sur les dépôts fluvio-glaciaires. Leur diamètre est compris entre 20 et 47 mm, avec un mode situé autour de 37 mm, ce qui permet de les dater à 1882 ± 9 AD (échantillon AGN.1.1, fig. 5). La stabilisation des moraines est donc antérieure à cette date. Par ailleurs, la position de ces moraines semble très proche de l'extension glaciaire représentée sur les cartes d'Etat-Major de 1853 et 1874, où les fronts glaciaires se situent à des altitudes approximatives de 2700 à 2800 mètres. Ces deux types d'information indiquent que, même au cœur du XIX^e siècle, alors que le Glacier Blanc connaissait une forte avancée, les glaciers de la face sud des Agneaux ne confluaient pas avec le Glacier Blanc.

Les étapes du retrait sont déduites des cartes de 1920 et 1928 (fig. 5). Jusqu'en 1928, le retrait des fronts

glaciaires est modéré : ils se maintiennent à une altitude inférieure à 2900 mètres, environ 100 mètres en retrait (distance projetée) de la moraine antérieure à 1882 AD. En revanche, le morcellement de l'englacement se produit entre 1928 et 1975 : à cette dernière date, les deux glaciers principaux (glacier de la Pyramide d'une part, ensemble Tuckett - J. Gauthier d'autre part) se sont scindés en 8 corps.

4.2 - LE SECTEUR DU MONT PELVOUX

Le secteur du Mont Pelvoux est marqué par des versants particulièrement raides (100 à 150 %), peu favorables à l'accumulation de la neige et de la glace. L'énergie du relief n'est, de même, pas favorable au maintien des héritages glaciaires, et il convient d'avoir recours essentiellement aux documents anciens pour évaluer l'ampleur de l'englacement lors du PAG. En plus des cartes de 1853 (celle-ci très déformée sur ce secteur), de 1920 et de 1928 (fig. 6), quelques descriptions sont disponibles concernant le glacier de la

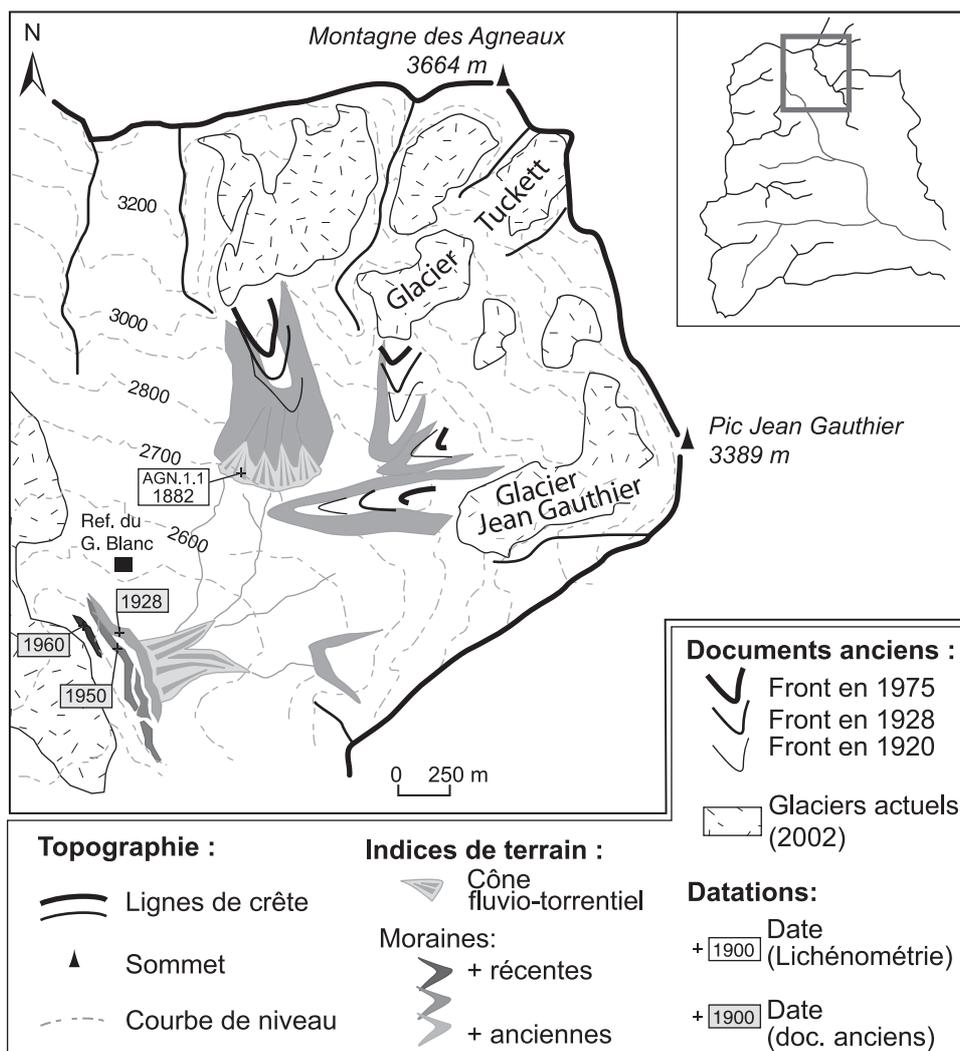


Fig. 5 : Cartographie des héritages glaciaires sur la face sud de la Montagne des Agneaux. Aucun indice ne permet d'affirmer que ces glaciers confluaient avec le Glacier Blanc lors du Petit Age Glaciaire.

Fig. 5: Glacial remnants, southern flank of the Montagne des Agneaux. No field evidence was found to assert that these glaciers were converging into the Glacier Blanc during the Little Ice Age.

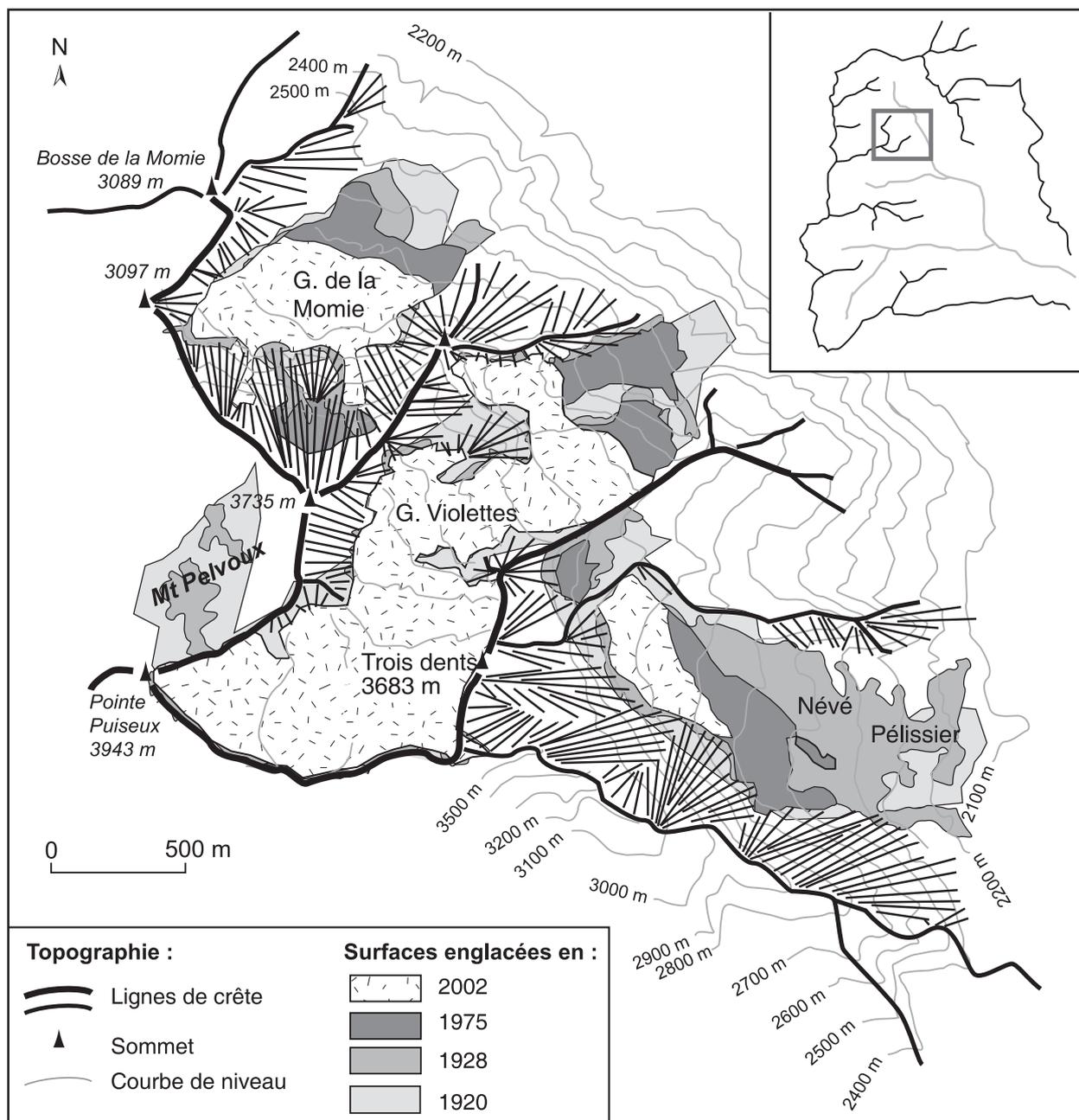


Fig. 6 : Evolution de l'englacement du secteur du Mont Pelvoux entre 1920 et 1975, reconstituée à partir des cartes de 1920, 1928 et 1975, vectorisées et géoréférencées dans un système de projection commun.

Fig. 6: Evolution of glaciated areas around Mont Pelvoux, from 1920 to 1975. Figure drawn from 1920, 1928 and 1975 maps, vectorized and georeferenced within the same projection system.

Momie. Les chroniqueurs de la fin du XIX^e siècle mentionnent l'amenuisement de l'englacement sur les parois de la face nord du Pelvoux (Bonaparte, 1891). Tandis que de véritables glaciers de parois sont identifiables jusqu'au début du XX^e siècle, la neige et/ou la glace ne se maintiennent ensuite que dans les anfractuosités des couloirs d'avalanche (fig. 6).

Cette évolution glaciaire dans le secteur du Mont Pelvoux s'est donc, dans un premier temps, matérialisée par la disparition d'un certain nombre de glaciers de parois (avant 1920) puis, dans un second temps (1920-75), par un retrait des langues glaciaires qui se

transforment progressivement en glaciers de parois. Sur cette dernière période, la remontée moyenne des fronts en altitude est de l'ordre de 100 à 200 mètres : à peine 100 mètres pour le glacier du Clot de l'Homme, mais jusqu'à 350 mètres pour le névé Pélissier.

4.3 - LE VALLON DE CELSE-NIÈRE

En recherchant sur le terrain des indices de l'avancée des glaciers du vallon de Celse-Nière, nous avons individualisé six générations de cordons morainiques (fig. 7). A l'aval du verrou du Sélé, deux ensembles de

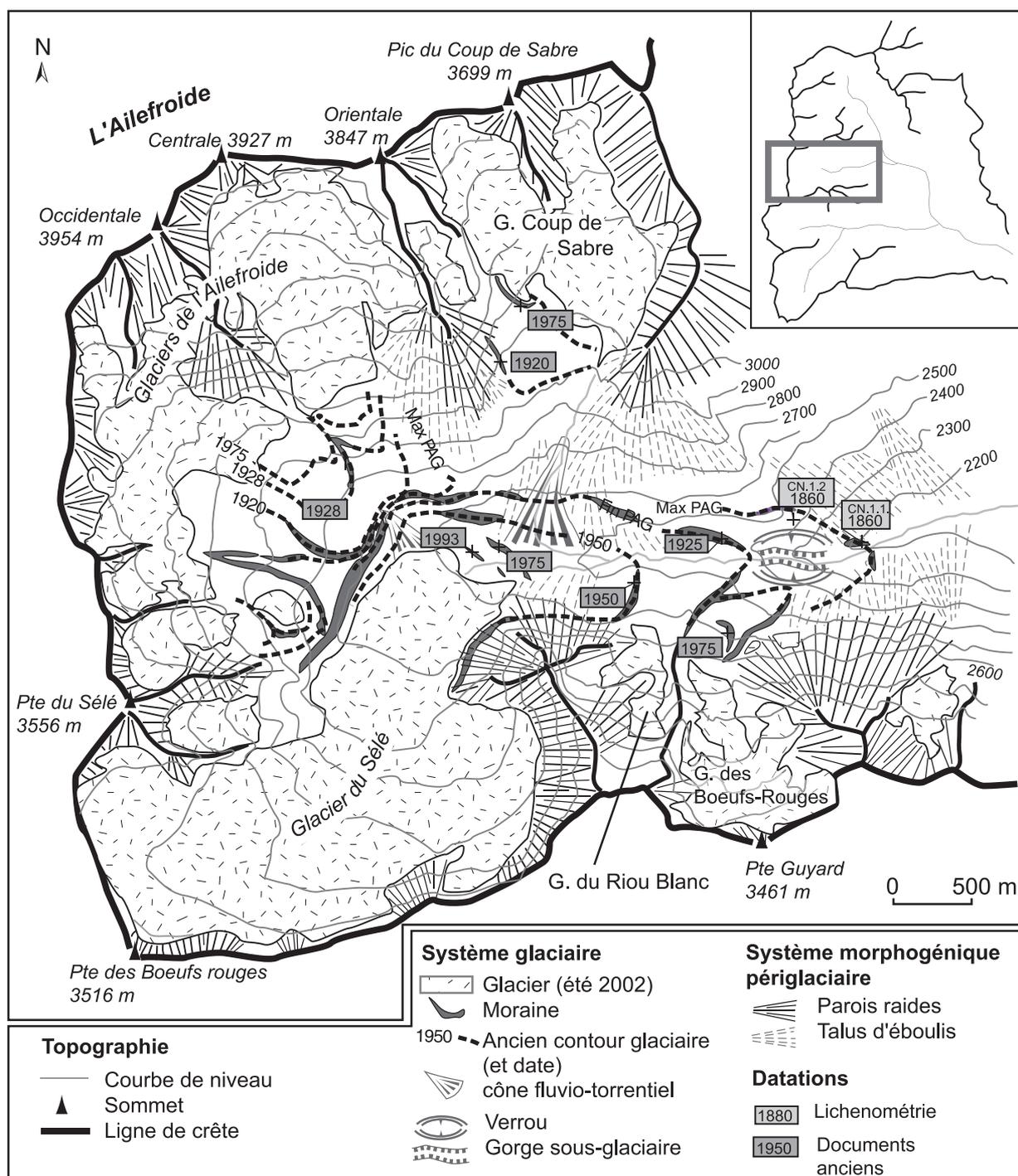


Fig. 7 : Cartographie géomorphologique des héritages glaciaires du Vallon de Celse-Nière. Noter le maintien d'une langue glaciaire dans le fond du vallon jusqu'en 1975.

Fig. 7: Geomorphic mapping of glacial remnants, Celse Nière catchment. Note that a glacial valley tongue occupied the valley floor until 1975.

moraines s'étendent respectivement à 2180 et 2200 mètres d'altitude, tandis qu'à l'amont du verrou quatre cordons morainiques s'échelonnent à des altitudes respectives de 2420, 2480, 2520 et 2530 mètres. Nous disposons pour ces édifices d'un bon contrôle chronologique grâce à l'utilisation conjointe de la lichénométrie et des documents anciens.

Les moraines situées en aval du verrou du Sélé ont été mises en place avant 1860 AD, date du plus ancien

support daté par lichénométrie (échantillons CN.1.1 & CN.1.2). L'hypothèse d'une extension de la langue glaciaire en aval du verrou du Sélé est corroborée par des témoignages (Borel, 1978). Les édifices situés en amont du verrou peuvent être datés relativement aux documents anciens. Les cordons externes ont été déposés vers 1925 (Blanchard, 1925), ce qui est confirmé par les cartes de 1920 et 1928. Les cordons situés à 2480 mètres d'altitude correspondent à la moraine

encadrant le glacier du Sélé en 1952 (date retenue : ~1950 AD). Les moraines situées à 2520 mètres d'altitude ont été déposées entre 1971 et 1979 (cf. contrôle par photographies aériennes). Enfin, les moraines les plus internes ont été datées de 1993. Sur le versant adret, l'interruption de la confluence entre les glaciers d'Ailefroide et la langue du Sélé intervient entre 1920 et 1928. Depuis 1928, les fronts glaciaires ont reculé quasiment sans interruption, comme en témoignent les clichés aériens et l'absence de cordons morainiques postérieurs à 1928.

4.4 - LE VALLON DES BANS

Ce secteur du massif des Ecrins est peu documenté : on ne dispose que d'une description faite par C. Blanchard (1926) et d'une carte esquisse au 1/50 000 levée par ses soins « après la guerre ».

Sur le terrain, l'énergie du relief ne favorise pas la conservation des héritages glaciaires. Toutefois, à l'aval des glaciers de Sellar, Bonvoisin, Bruyères et Amirée-Bruyères, trois à quatre générations de cordons morainiques sont identifiables (fig. 8), qui

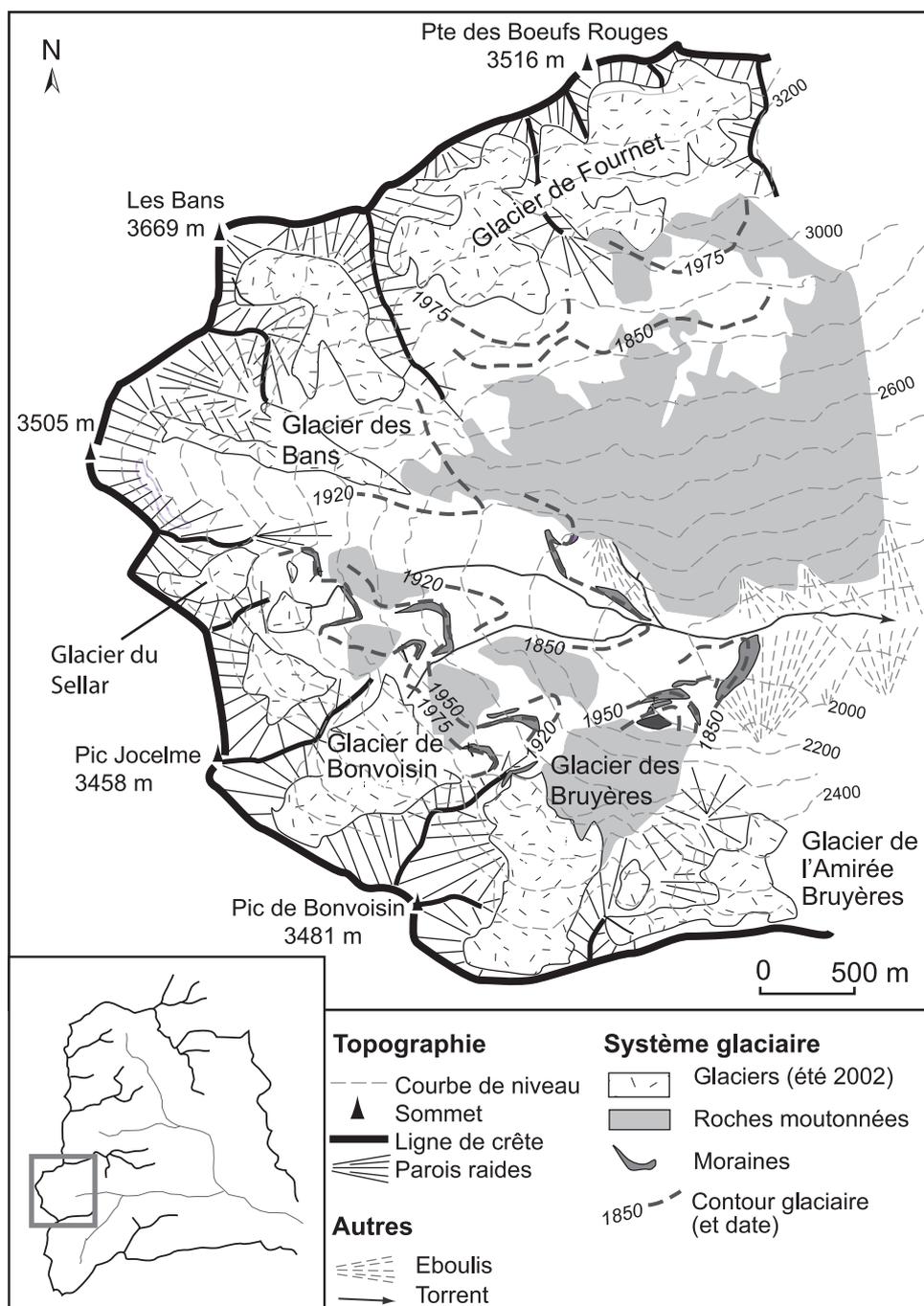


Fig. 8 : Cartographie des héritages glaciaires dans le Vallon des Bans. L'ancien glacier des Bans atteignait le fond de vallée mais ne confluaient pas avec le glacier des Bruyères. En adret, le front du glacier du Fournet était alors situé à plus de 2800 mètres d'altitude. En ubac, le glacier régénéré des Bruyères maintient son front à une altitude inférieure à 2200 mètres jusqu'en 2002.

Fig. 8: Geomorphic mapping of glacial remnants in the Bans catchment. The former Glacier des Bans occupied the valley floor but did not converge into the glacier des Bruyères. On south facing slope, the front of glacier du Fournet was above 2800 m.a.s.l., whereas on north facing slope, the front of glacier des Bruyères remained below 2200 m.a.s.l until 2002.

permettent de montrer que, jusqu'en 1920, les fronts glaciaires se maintenaient à des altitudes inférieures à 2200 mètres en ubac et 2700 mètres en adret (Paillon, 1924 ; Blanchard, 1926).

Après 1920, le recul des glaciers semble très comparable à celui observé autour du Mont-Pelvoux ou du secteur du Sélé : les fronts remontent en général de 100 à 200 mètres en altitude sur la période 1920-75. Le recul est principalement intervenu entre 1920 et 1928 (cf. carte de Paillon, 1924 ; carte des armées de 1928). Le morcellement des corps de glace apparaît particulièrement important dans ce secteur : des 7 glaciers cartographiés en 1920, on est passé à 11 glaciers en 1975, retranchés dans leurs cirques collecteurs, surtout en

adret où le glacier de Fournet se maintient aujourd'hui à plus de 3000 mètres d'altitude.

4.5 - LE VALLON DE L'EYCHAUDA

A l'image du secteur des Bans, peu de documentation est disponible sur ce secteur. Trois glaciers subsistent actuellement sur le versant ouest du vallon : Séguret-Forant, Séguret-d' Avant et Clouzis.

A l'aval du glacier de Séguret-Forant, trois séries de cordons morainiques ont été cartographiées, situées entre le front du glacier et le lac de l'Eychauda (fig. 9). Sur le cordon externe, les plus gros thalles observés mesurent entre 28 et 36 mm (échantillon Eych. 3.1),

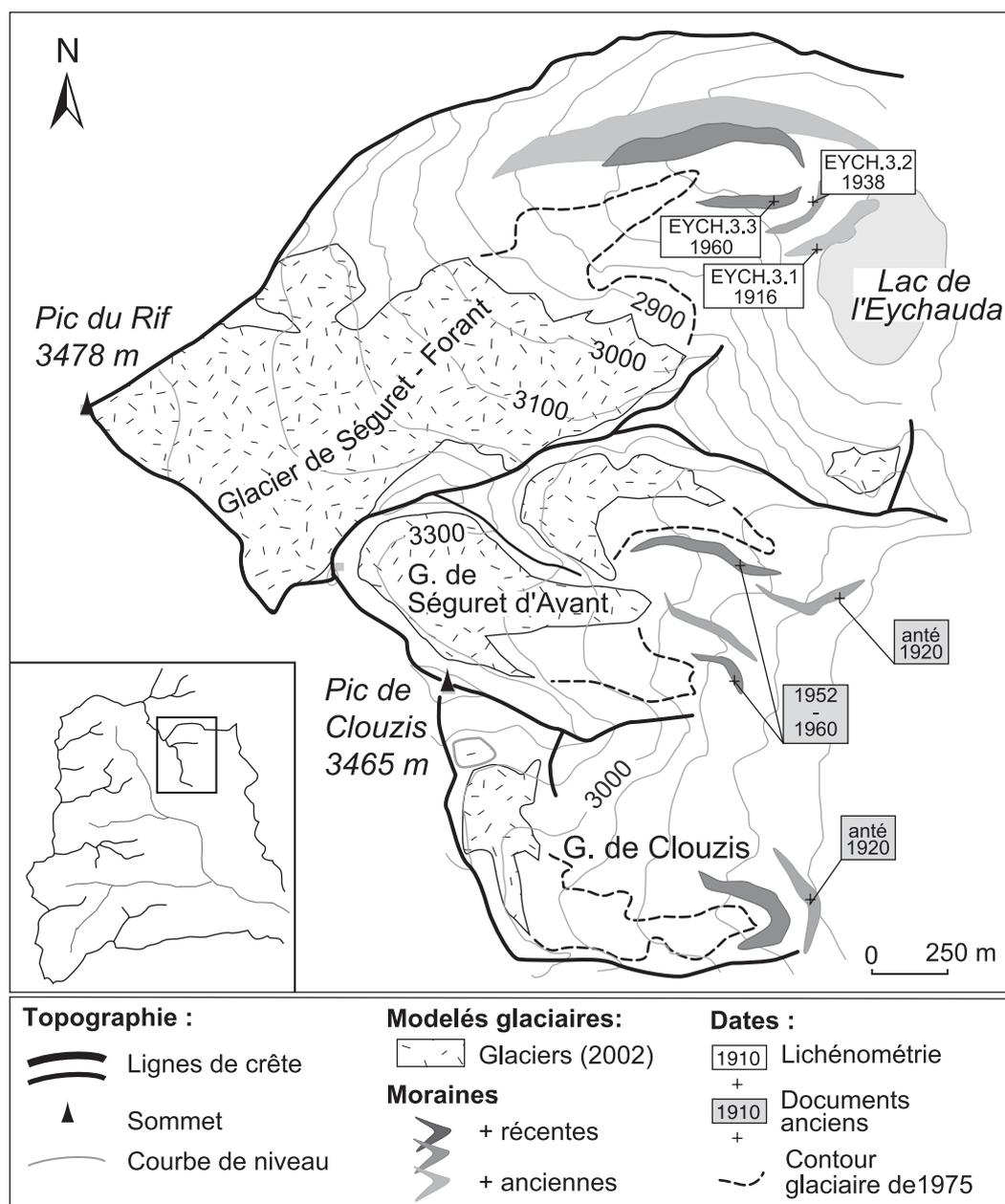


Fig. 9 : Cartographie des héritages glaciaires dans le vallon de l'Eychauda. A noter que le front glaciaire matérialisé par la carte de 1853 semble s'avancer à l'emplacement actuel du Lac de l'Eychauda.

Fig. 9: Geomorphic mapping of glacial remnants in the Eychauda catchment. According to the 1853 map, the Glacier de Seguret-Forant front seems to encroach over the present site of Eychauda Lake.

suggérant une date de stabilisation antérieure à 1916 ± 5 AD. Le cordon médian a été mis en place autour de 1938 ± 11 AD (Eych.3.2). Enfin, sur le cordon interne, les diamètres varient entre 8 et 20 mm, ce qui suppose une mise en place du dépôt vers 1960 ± 10 AD (Eych.3.3). Ces dates suggèrent que le front glaciaire a fluctué dans un espace relativement restreint jusqu'en 1960, son altitude restant inférieure à 2550 mètres. En revanche, son retrait s'est fortement accéléré depuis (fig. 10).

En aval des glaciers de Séguret d'Avant et de Clouzis, deux ensembles de cordons morainiques ont été identifiés. Leur datation repose sur les documents d'archives. La moraine visible sous le front actuel du glacier de Séguret d'Avant semble, d'après la carte de 1928, antérieure à cette date. De plus, sa position paraît compatible avec le contour glaciaire dessiné sur la carte de 1920. La moraine externe, plus ancienne, date donc probablement du maximum du PAG (début ou milieu du XIX^e siècle). Le glacier de Séguret d'Avant subit un important recul entre 1920 et 1975. Ce recul s'est accompagné, peu avant 1975, de la séparation de ce glacier en deux appareils distincts (fig. 9). Quant au

glacier de Clouzis, son front est resté quasiment en équilibre stationnaire entre 1928 et 1975 (altitude d'environ 2800 mètres), alors qu'au cours de la même période sa largeur diminuait de moitié dans sa partie aval (fig. 9). Depuis, ce glacier a considérablement reculé en longueur, et son front se trouve à près de 3000 m d'altitude (observation 2002).

4.6 - LE GLACIER DU CASSET

Le glacier du Casset se situe sur la face nord de la Montagne des Agneaux, dans le bassin-versant de la Guisane. Etant directement visible depuis la route menant au col du Lautaret, ce glacier a fait l'objet de descriptions littérales (Bonaparte, 1890, 1891 ; Joanne, 1897 ; Allix, 1924 ; Garitte & Lahousse, 2000) qui complètent les données de terrain. Sur le terrain, les jalons du retrait du glacier du Casset se matérialisent par trois cordons morainiques emboîtés (fig. 10). Sur des blocs du cordon le plus externe, les plus gros lichens présentent des diamètres entre 42 et 45 mm, ce qui suggère une mise en place entre 1860 ± 7 AD (échantillon CAS.1.1) et $1880 \pm 7,5$ AD (CAS.1.2). Sur

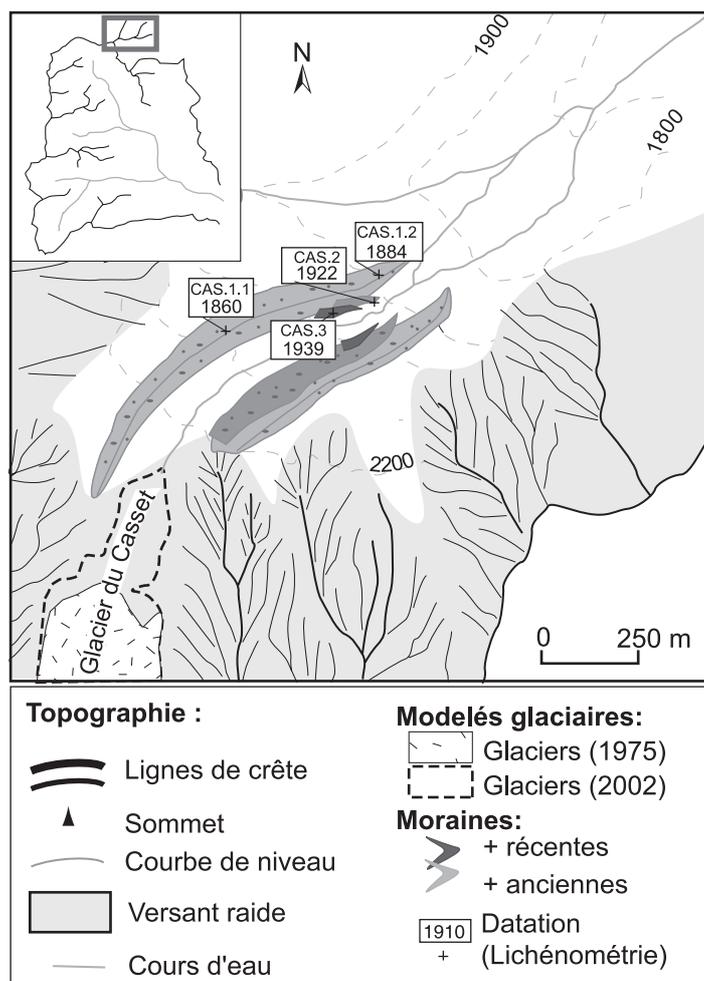


Fig. 10 : Cartographie des héritages glaciaires du vallon du Casset. Noter l'ampleur du retrait du front glaciaire (environ 1 km en projection horizontale) depuis 1939.

Fig. 10 : Geomorphic mapping of glacial remnants of the Casset catchment. Note the amplitude (around 1 km, horizontal projection) of the glacial front retreat since 1939.

le cordon médian, des lichens de 30-32 mm ont été mesurés, soit une stabilisation autour de 1922 ± 6 AD (CAS.2). Enfin le cordon le plus interne se serait mis en place vers $1939 \pm 3,2$ AD (CAS.3).

En associant ces critères lichénométriques aux descriptions naturalistes (Bonaparte, 1890, 1891 ; Kilian, 1901), nous pouvons placer l'avancée maximale du glacier avant 1860, probablement vers 1850 (cf. Carte d'Etat-Major). Une phase de retrait semble ensuite marquer la fin du XIX^e siècle (Joanne, 1897). Au début du XX^e siècle, une phase de progression glaciaire est mise en évidence (Paillon, 1924). Cette phase intervient jusqu'en 1920 environ, date de dépôt de la

seconde génération de moraines (fig. 10). La comparaison des fronts associés à la moraine de 1922 et aux levés de terrain de 1928 (carte des armées) indique un recul du front glaciaire de l'ordre d'une centaine de mètres entre les deux dates. Le front cartographié en 1928 est également en retrait par rapport à la moraine datée de 1940, ce qui suppose une réavancée du front glaciaire entre ces deux dates. Après 1940, le retrait du front est régulier jusqu'à nos jours. Ainsi, depuis le XIX^e siècle, le front est remonté de plus de 700 m en altitude (de 1900 à 2600 m environ) ; il est aujourd'hui suspendu au-dessus d'un impressionnant verrou de roches polies.

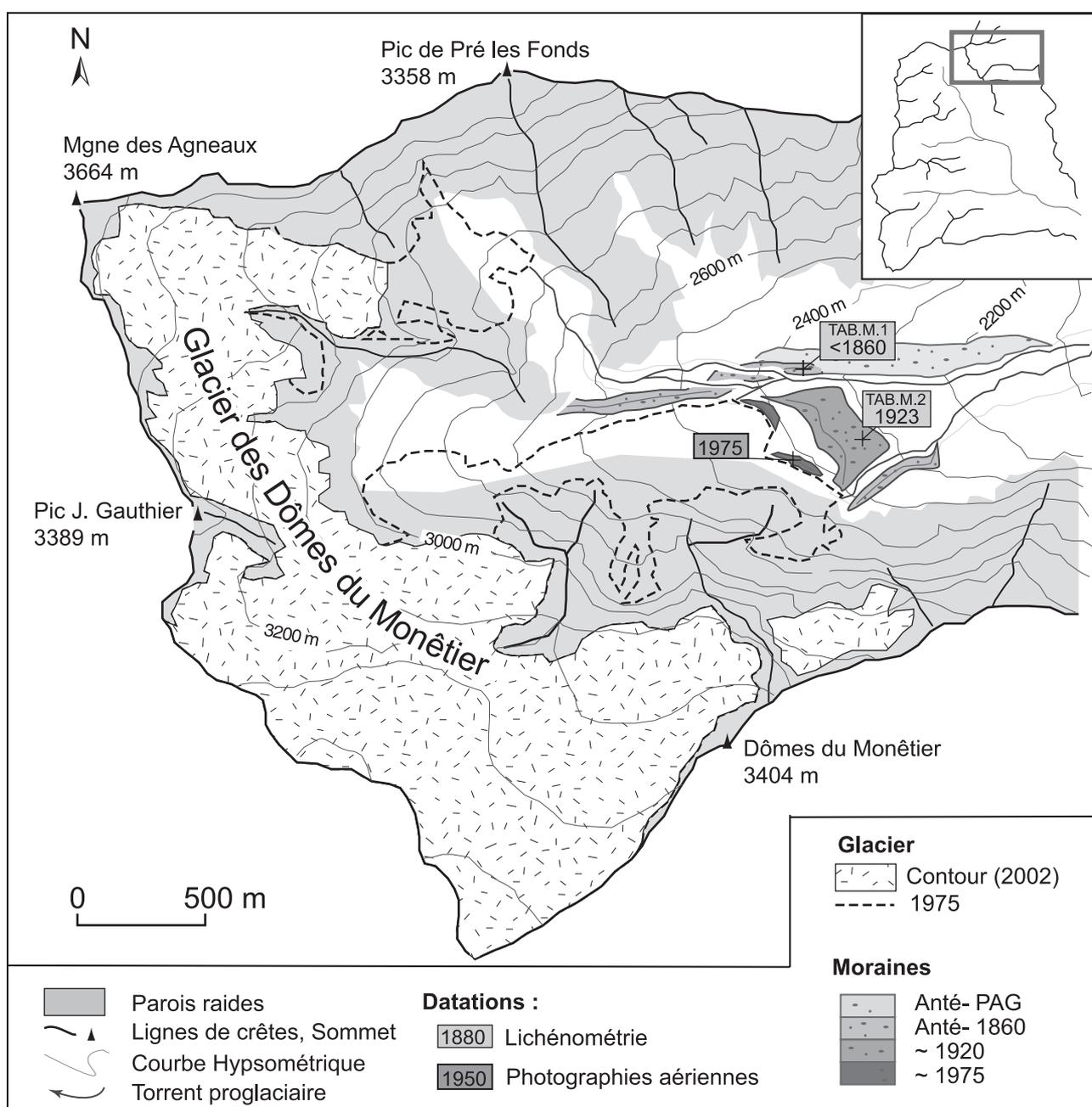


Fig. 11 : Cartographie des héritages glaciaires dans le vallon du Grand Tabuc. Noter le recul modéré du front glaciaire jusqu'en 1975 ; le retrait s'effectue principalement depuis ces trois dernières décennies.

Fig. 11: Geomorphic mapping of glacial remnants in the Grand Tabuc catchment. Note the moderate retreat of glacier front until 1975; glacial shrinking mainly occurred since the last three decades.

4.7 - LE VALLON DU GRAND TABUC

Le vallon du Grand Tabuc se situe au sud du vallon du Casset, dans le bassin-versant de la Guisane. Très encaissé et aujourd'hui déglacé, le fond de ce vallon est actuellement dominé par les calottes glaciaires du Dôme du Monétier (3404 m), du Pic de Dormillouse (3339 m) et du Pic J. Gauthier (3384 m), dont le front actuel (2002) se situe vers 3000 mètres d'altitude. En contrebas, trois séries de cordons morainiques, remarquables du fait d'une nette opposition entre leur face interne (pentue, de 35 à 37°) et leur face externe végétalisée (proche de la pente d'équilibre, de 30 à 32°), sont particulièrement bien conservées. Le plus ancien cordon a été daté entre 1860 et 1880 AD (thalles atteignant au maximum 41 à 45 mm), le front du glacier se situant alors autour de 2300 mètres (fig. 11). Le second stade a été daté de 1923 ± 5 années (lichens dont les thalles ont de 29 à 32 mm de grand axe). Il semble, d'après la carte de 1928, qu'à cette date le front glaciaire soit déjà en retrait de cet édifice, témoignant d'un recul rapide du glacier au cours de cette décennie. Après une longue phase de décrue, le front du glacier stationne vers 2450 mètres d'altitude autour de 1975 (cf. cordon morainique le plus interne). Depuis, la tendance au recul a repris, le front morcelé de ces glaciers se situant actuellement autour de 3000 mètres d'altitude. Le recul des glaciers des Dômes du Monétier semble donc s'être accéléré depuis 1975, tendance favorisée, comme pour le vallon du Casset, par les fortes pentes des Dômes de Monétier.

5 - SYNTHÈSE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

Deux points sont à commenter : tout d'abord la chronologie du retrait des glaciers depuis la fin du XIX^e siècle, ensuite la modification générale de la répartition de l'englacement.

5.1 - CADRE CHRONOLOGIQUE

Le croisement des relevés géomorphologiques de terrain et de la lichénométrie avec l'analyse des documents historiques nous a permis de reconstituer l'évolution spatio-temporelle des fronts de glaciers de taille moyenne et petite de la partie orientale du massif de l'Oisans. Dans notre approche, nous avons considéré que la taille des thalles était fonction de la durée écoulée depuis la stabilisation de la moraine, le volume de cette dernière reflétant souvent la durée au cours de laquelle le front du glacier stationne en équilibre dynamique (Benn & Evans, 1998). La confrontation des âges ainsi obtenus a permis d'identifier trois principales générations de moraines au cours du XX^e siècle (fig. 12A). La première génération de moraines observée au front de 9 glaciers est datée de la période 1915-1930 (Stade I) et semble correspondre à la phase de « stationnement » apparent des glaciers au début du XX^e siècle (Allix, 1922, 1924 ; Blanchard, 1922,

1925). La seconde génération de moraines, peu représentée (3 glaciers seulement, dans les vallons des Bans et du Sélé), se place entre 1945 et 1955 (Stade II), ce qui est par ailleurs confirmé par des témoignages d'alpinistes (Germain, 1955 ; Rebuffat, 1975) : elle précéderait la disparition de la langue glaciaire du Sélé et la dislocation des glaciers d'ubac du vallon des Bans. La troisième génération de moraines est datée de la période 1970-1982 (Stade III). Décrite par ailleurs au front des glaciers de la Pilatte (flanc occidental du Massif des Ecrins) et des Grandes-Rousses (Reynaud & Vincent, 2000), cette phase correspondrait à la dernière poussée enregistrée par les fronts glaciaires. En effet, dès le début des années 1980, les glaciers de la zone d'étude amorcent une décrue quasiment ininterrompue jusqu'à nos jours.

En définitive, les stades II et III mis en évidence par notre base de données semblent être décalés de cinq à dix ans en comparaison avec les phases de stationnement des Glaciers Blanc et Noir (fig. 2). Sans doute ce décalage temporel est-il lié au fait que notre échantillon porte sur des glaciers de taille moyenne à faible, dont le bilan de masse est très sensible aux paramètres locaux (forme du bassin glaciaire, exposition, altitude de la zone d'accumulation ; cf. Cossart, 2005 ; Vincent *et al.*, 2005), alors que le volume des Glaciers Blanc et Noir, les plus imposants du secteur, fait qu'ils ont une plus grande inertie face aux changements climatiques (Vincent *et al.*, 2002). À ceci s'ajoute aussi la présence ou non d'une couverture de débris, qui lisse encore plus le signal climatique (Reynaud, 1998 ; Deline, 2002). En revanche, les résultats obtenus cadrent bien avec les variations des glaciers du Massif des Grandes Rousses (Sarennes, Saint-Sorlin) (Vincent *et al.*, 2000 ; Torinesi *et al.*, 2002), voire du Massif du Mont-Blanc ou des Alpes Suisses (fig. 12B) (Haerberli & Hoelzle, 1995 ; Deline, 1999a et b). En effet, dans le Massif des Ecrins, le dépôt des moraines des stades I et II, lors des périodes 1915-1930 et 1945-1955, est synchrone de phases de retrait accéléré des fronts de ces grands glaciers nords-alpins. Le dépôt des moraines du stade III, bien que plus précoce que la phase de retrait majeur des glaciers nord-alpins intervenue lors de la décennie 1980 (effet de bilans de masse différents), traduit la même réponse au signal climatique sur l'ensemble des glaciers alpins.

5.2 - VARIATIONS DE LA SUPERFICIE ENGLACÉE

Dans le secteur étudié, nous notons dans les fonds de vallon la quasi-disparition des langues glaciaires depuis le PAG (fig. 13). L'interruption de la confluence entre le Glacier Blanc et le Glacier Noir, le désenglacement du fond des vallons de Celse-Nière et du Tabuc ou encore le retrait du glacier du Casset sont, à cet égard, révélateurs. De même, les glaciers situés à l'adret se sont disloqués : glaciers de cirque lors du PAG, ils se sont subdivisés en différents glacio-névés, à présent cantonnés en pied de paroi (cf. adret du vallon des Bans, de la Montagne des Agneaux, etc.). En définitive,

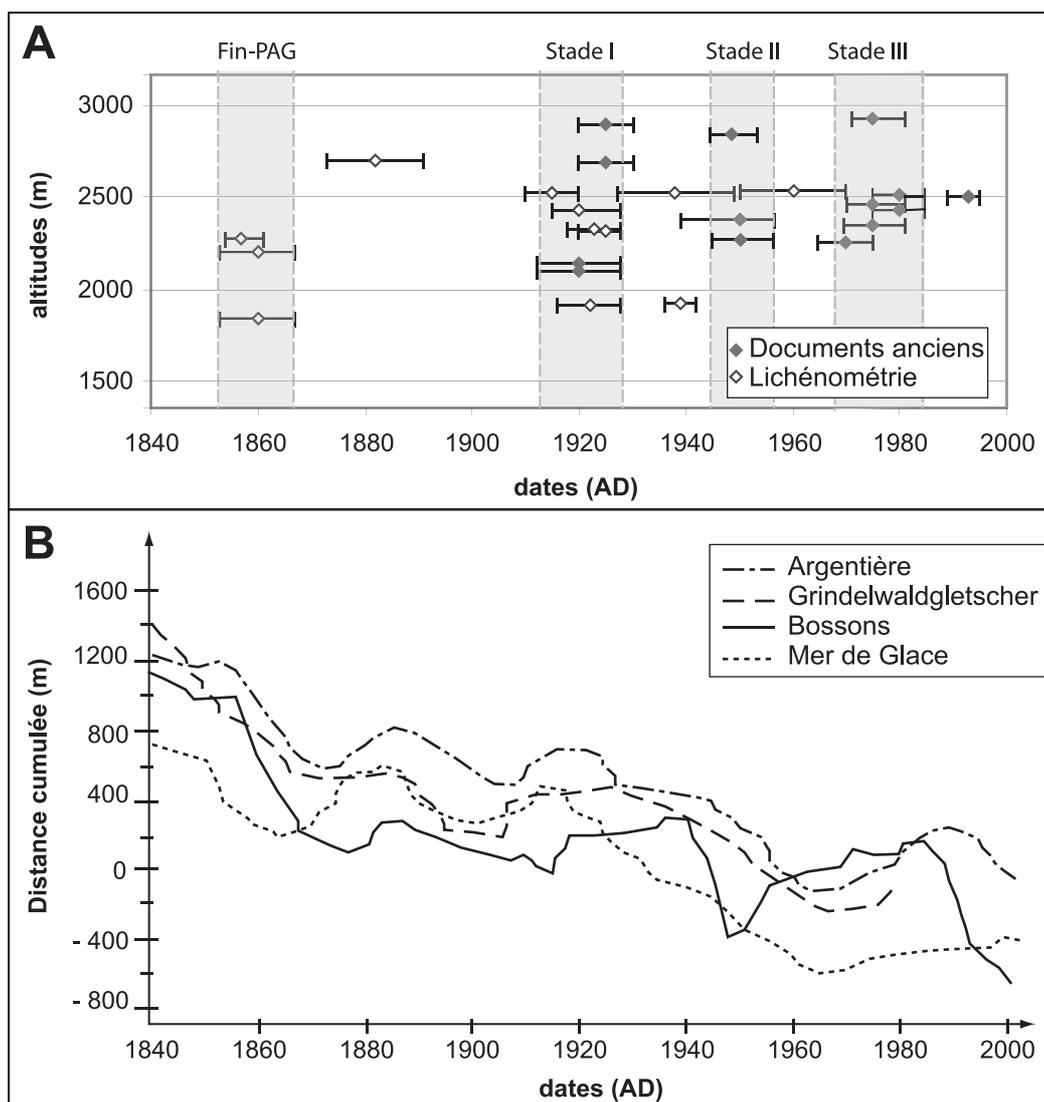


Fig. 12 : A : Synthèse chronologique des variations de l'englacement au sein du secteur oriental du Massif des Ecrins depuis le PAG. Les dates de mise en place des différents édifices morainiques sont représentées. Les marges d'erreur obtenues par consultation des documents d'archives correspondent aux dates des documents permettant de pré- et post-dater les moraines. En recoupant les dates et leurs marges d'erreur, trois principaux stades, interrompant la décrue glaciaire, peuvent être identifiés. B : Variations cumulées de la position des fronts (mètres) de quatre glaciers nord alpins (Vincent *et al.*, 2004). Les périodes 1915-1930 et 1945-1955 apparaissent comme charnières : elles correspondent, dans le Massif des Ecrins, au dépôt des moraines des stades I et II ; dans les Alpes septentrionales, elles se caractérisent par une accélération du retrait des fronts des quatre glaciers représentés, intervenant après une période de stationnement voire de progression des fronts glaciaires.

*Fig. 12: A: Chronological synthesis of glacial fluctuations in the eastern part of Massif des Ecrins since the LIA. Chronological data correspond to the moraines settings. In case of archives dating, the uncertainty margin corresponds to the date of documents which are younger and older than the moraine itself. Dates correlations (and uncertainty margin) evidence the occurrence of three main stationary or readvance stages in a general glacial recession trend. B: Cumulated variations of four glacier fronts (meters) of the French Northern Alps (Vincent *et al.*, 2004). 1915-1930 and 1945-1955 periods are recorded in both the Massif des Ecrins (deposition of moraines during Stages I and II) and Northern Alps (accelerated retreat of glacier fronts, following a period of stationary equilibrium and/or progression of the glacier fronts).*

depuis la fin du XIX^e siècle, la superficie englacée passe de 35,61 km² à 25,35 km², soit une diminution de l'ordre de 28 %. Ce recul des glaciers et leur morcellement (leur nombre augmente de 34 à 42) vont de pair avec la diminution de leur taille moyenne, qui est passée de 1,03 km² à 0,65 km².

D'après de premiers calculs réalisés à partir des données de trois glaciers (Casset, Séguret-Forant, Sélé) et de leur traitement géomatique, Cossart (2005) a par ailleurs estimé le volume d'eau libéré par ce retrait glaciaire entre 10 et 10² millions de m³, correspondant à des bilans de masse déficitaires de l'ordre de -0,2 à

-0,4 mee.an⁻¹ (mètres équivalent eau par an). Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles obtenues sur d'autres glaciers alpins (Greuell, 1992 ; Vincent *et al.*, 2000, 2004 ; Braithwaite & Zhang, 2002), avec des bilans de masse estimés de -0,1 à -0,2 mee.an⁻¹ sur les périodes suivant le PAG. Le déficit sur certains glaciers peut atteindre -0,3 mee.an⁻¹ lors de périodes de fonte plus marquées (Griesgletscher, période 1961-90). Géographiquement plus proche des cas étudiés, le glacier de Saint-Sorlin (Massif des Grandes Rousses) présente un bilan de masse de l'ordre de -0,29 mee.an⁻¹ sur la période 1900-1975.

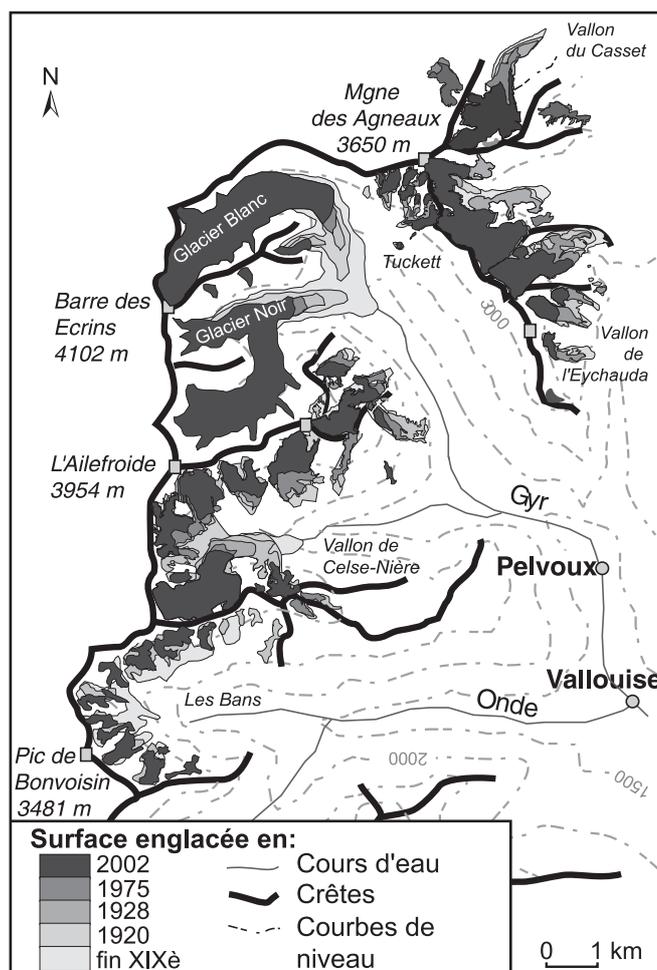


Fig. 13 : Synthèse cartographique des variations glaciaires depuis le PAG dans le secteur oriental du Massif des Ecrins. Noter la disparition de la plupart des langues glaciaires dès la fin du XIX^e siècle et le morcellement progressif de l'englacement.

Fig. 13: Synthetic mapping of glaciers fluctuations since the LIA in the eastern part of Massif des Ecrins. Note that most of the glacial valley tongues disappeared at the end of the 19th century, thus resulting in the progressive breaking down of glacier bodies.

Son voisin, le glacier de Sarennes, exposé plein sud, présente un bilan plus largement déficitaire de $-0,60 \text{ m.ee.an}^{-1}$ depuis 1950 (Valla, 2000). En définitive, nos données montrent bien que les glaciers du secteur étudié se comportent – aux paramètres scalaires près – comme les autres glaciers alpins et qu'ils connaissent actuellement une phase de recul prolongée, réponse à un signal climatique commun à l'ensemble de la chaîne (Vincent *et al.*, 2004).

6 - CONCLUSION

La datation d'héritages glaciaires, par la lichénométrie et les documents d'archives, a donc permis de reconstituer les étapes du retrait d'une trentaine de glaciers situés sur le flanc est du Massif des Ecrins. Trois principales générations de moraines postérieures au Petit Âge de Glace ont été mises en évidence : la première a été déposée lors de la période 1915-1930, la seconde entre 1945 et 1955, la troisième lors de la décennie 1970. La présence de ces édifices traduit la réponse de glaciers de taille limitée aux variations de leur bilan de masse induites par les signaux climatiques

(situation d'équilibre dynamique). La cartographie associée offre une première synthèse des variations spatiales de l'englacement, permettant de quantifier à -28% la diminution de la superficie englacée depuis la fin du XIX^e siècle.

Ces résultats montrent que l'inventaire et la datation des héritages géomorphologiques permettent de compléter de façon significative les bases de données acquises par les glaciologues. Ils montrent aussi un décalage, de l'ordre d'une décennie, entre les variations des glaciers étudiés et les fluctuations du Glacier Blanc et du Glacier Noir. Enfin, la vitesse du retrait glaciaire ainsi reconstitué apparaît conforme à celle estimée dans les Alpes du Nord, Suisses et Autrichiennes.

REMERCIEMENTS

Les travaux de terrain ont été financés par l'équipe DYNAMIRIS de l'UMR PRODIG – 8586 CNRS. Nous exprimons notre gratitude à S. Audebert (Centre de Documentation du Parc National des Ecrins) et R. Péraldo (Office du Tourisme de Vallouise) pour leur aide dans la consultation des documents d'archives. Nous remercions Philip Deline et Gérard Nicoud, dont les remarques ont contribué à améliorer la version finale de l'article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLIX A., 1922** - Les glaciers des Alpes Françaises en 1921. *Revue de Géographie Alpine*, **10**, 325-333.
- ALLIX A., 1924** - Mémoire sur les observations glaciologiques, faites en Dauphiné jusqu'en 1924. *Etudes glaciologiques*, **6**, 1-138.
- ANDRÉ M.F., 1993** - *Les versants du Spitzberg (Approche géographique des paysages polaires)*. Presses Universitaires de Nancy, Nancy, 361 p.
- ASSIER A., 1993** - *Le Petit Age Glaciaire dans les Alpes du Sud*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 372 p.
- BENN D.I., & EVANS D.J.A., 1998** - *Glaciers and glaciation*. Wiley, London, 734 p.
- BENEDICT J.B., 1967** - Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, U.S.A. Establishing a lichen growth curve. *Journal of Glaciology*, **6**, 817-832.
- BLANCHARD C., 1925** - Le refuge du Sélé. *La Montagne*, **182**, 129-145.
- BLANCHARD C., 1926** - La vallée d'Entre les Aigues. *La Montagne*, **191**, 101-115.
- BLANCHARD R., 1922** - La sécheresse en Dauphiné. *Revue de Géographie Alpine*, **10**, 181-199.
- BLANCHARD R., 1925** - La sécheresse de l'hiver 1924-1925 en Dauphiné. *Revue de Géographie Alpine*, **13**, 178-183.
- BONAPARTE R., 1890** - Variations périodiques des glaciers français. *Annuaire du Club Alpin Français*, **17**, 425-447.
- BONAPARTE R., 1891** - Variations périodiques des glaciers français. *Annuaire du Club Alpin Français*, **18**, 482-519.
- BOREL J., 1978** - *Etude géomorphologique de la Vallouise*. Université Aix-Marseille II, Mémoire de maîtrise, 100 p.
- BRAITHWAITE R.J., & ZHANG Y., 2000** - Sensitivity of mass-balance of five swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, **46** (152), 7-14.
- BULL W.B., 1996** - Dating San Andreas fault earthquakes with lichenometry. *Geology*, **24**, 111-114.
- COSSART E., 2005** - *Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation : contribution à la compréhension du fonctionnement du système paraglaciale*. Thèse de doctorat, Université Paris 7 - Denis Diderot, 389 p.
- COURSIER F., & ISAAC S., 1999** - *Intensités de précipitations dans les Alpes : organisation spatiale du Vercors à la plaine du Pô*. Mémoire de maîtrise, Université Denis Diderot - Paris 7, 199 p.
- DELINE P., 1999a** - La mise en place de l'amphithéâtre morainique du Miage (Val Vény, Val d'Aoste). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **1**, 59-72.
- DELINE P., 1999b** - Les variations holocènes récentes du glacier du Miage (Val Vény, Val d'Aoste). *Quaternaire*, **10**, 1, 5-13.
- DELINE P., 2002** - *Etude géomorphologique des interactions écroulements rocheux/glaciers dans la haute montagne alpine (versant sud-est du massif du Mont-Blanc)*. Thèse de doctorat, Université de Chambéry, 365 p.
- GERMAIN F., 1955** - *Cimes et visages du Haut-Dauphiné*. Paris, Arthaud, 142 p.
- GARITTE G., & LAHOUSSE P., 2000** - Le recul récent du glacier du Casset (Alpes françaises, massif du Pelvoux). *Mappemonde*, **59**, 18-21.
- GIODA A., JOMELLI V., & RABATEL A., 2004** - Petit Age de Glace, lichens et archives religieuses. *Pour la science*, **42**, 100-103.
- GNEDENKO B.V., 1943** - Sur la distribution limite du terme maximum d'une série aléatoire. *Annals of Mathematics*, **44**, 423-453.
- GREUILL W., 1992** - Hintereisferner, Austria: mass-balance reconstruction and numerical modeling of the historical length variations. *Journal of Glaciology*, **38** (129), 233-244.
- HAEBERLI W., & HOELZLE M., 1995** - Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, **21**, 206-212.
- HOLZHAUSER H., & ZUMBUHL H., 2002** - Reconstructions of minimum glacier extensions in the Swiss Alps. *PAGES News*, **10** (3), 23-25.
- JOANNE P., 1897** - *Dauphiné et Savoie*. Guide Diamant, Hachette, Paris, 523 p.
- JOMELLI V., NAVEAU P., COOLEY D., & GRANCHER D., 2004** - Lichénométrie : une nouvelle méthode basée sur la théorie des valeurs extrêmes. *Environnements périglaciaires*, **11**, 78-82.
- JOMELLI V., & PECH P., 2004** - Effects of the Little Ice Age on avalanche boulder tongues in the French Alps (Massif des Ecrins). *Earth Surface Processes and Landforms*, **29**, 553-564.
- KILIAN W., 1901** - Commission française des glaciers, rapport sur les variations des glaciers français. *Annuaire du Club Alpin Français*, **28**, 339-370.
- LUCKMAN B.H., & FISKE C.J., 1995** - Estimating long-term rock-fall accretion rates by lichenometry. In : Slaymaker O. (Ed), *Steep-land Geomorphology*, 232-255.
- NAVEAU P., JOMELLI V., COOLEY D., GRANCHER D., & RABATEL A., 2005** - Modeling uncertainties in lichenometry studies with an application : The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research* (accepted).
- OROMBELLI G., & PORTER S.C., 1982** - Late Holocene fluctuations of Brenva glacier. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **5**, 14-37.
- PAILLON M., 1924** - *Dauphiné*. Guides bleus, Hachette, Paris, 559 p.
- PECH P., JOMELLI V., BAUMGART-KOTARBA M., BRAVARD J.P., CHARDON M., JACOB N., KEDZIA S., KOTARBA A., RACKZKOWSKA Z., & TSAO C., 2003** - A lichenometric growth curve in the French Alps: Ailefroide and Vénéon Valleys; Massif des Écrins. *Geodinamica Acta*, **16**, 187-193.
- RABATEL A., DEDIEU J.P., & REYNAUD L., 2002** - Suivi du bilan de masse glaciaire par télédétection : application au Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) entre 1985 et 2000. *Revue de Géographie Alpine*, **3**, 99-109.
- RABATEL A., JOMELLI V., NAVEAU P., FRANCOU B., & GRANCHER D., 2005** - Dating of Little Ice Age glacier in the tropical Andes: Charquini Glacier, Bolivia. *Compte-rendus à l'Académie des Sciences, Geosciences*, sous presse.
- RABOT C., 1902** - Essai de chronologie des variations glaciaires. Paris, Bulletin de Géographie Historique et descriptive, **1**, 1-47.
- REBUFFAT G., 1975** - *Massif des Ecrins : les 100 plus belles courses*. Denoël, 240 pp.
- REYNAUD L., 1998** - *Suivis glaciologiques dans les Ecrins*. Rapport au Parc National des Ecrins, 36 p.
- REYNAUD L., & VINCENT C., 2000** - Relevés de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes Françaises. *La Houille Blanche*, **5**, 79-86.
- RONCHAIL J., & LECOMTE M., 1981** - *Essai de climatologie dynamique dans le Briançonnais ; extension aux Alpes françaises*. Travaux du Laboratoire de Géographie Physique de Paris 7, **8**, 108 p.
- SANCHO L.G., PALACIOS D., DE MARCOS J., & VALLADERES M., 2001** - Geomorphological significance of lichen colonization in a present snow hollow, Hoya del Cuchillar de las Navajas, Sierra de Gredos (Spain). *Catena*, **43** (4), 323-340.
- SMITH D.J., & DESLOGES J.R., 2000** - Little Ice Age history of Tzeetsaytsul glacier, Tweedsmuir provincial park, British Columbia. *Géographie Physique et Quaternaire*, **54** (2), 135-141.
- TORINESI O., LETRÉGUILLY A., & VALLA F., 2002** - A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, in the French Alps. *Journal of Glaciology*, **48** (160), 142-148.

- VALLA F., 2000** - Sareennes, un bassin versant de recherche et d'expérimentation nivo-glaciaire, cinquante années d'études. *La Houille blanche*, **5**, 34-42.
- VINCENT C., 2002** - Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research*, 107, D19, 4375, doi : 10.29/2001JD000832.
- VINCENT C., VALLON M., REYNAUD L., & LEMEURE., 2000** - Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France from 40 years of observations, 1957-1997. *Journal of Glaciology*, **46** (154), 499-506.
- VINCENT C., KAPPENBERGER G., VALLA F., BAUDER A., FUNK M., & LEMEURE., 2004** - Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research*, **109**, 2-9.
- VINCENT C., LEMEURE., & SIX D., 2005** - Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Journal of Geophysical Research*, 32, L09706, doi : 10.1029/2005GL022552.
- VIVIAN R., 1975** - *Les glaciers des Alpes occidentales*. Thèse de doctorat d'Etat, Université Joseph Fourier-Grenoble I, 470 p.