

TARDIGLACIAIRE ET POSTGLACIAIRE DES ALPES DE HAUTE PROVENCÉ. LE GLACIAIRE DE LA MONTAGNE DE LA BLANCHE-TROIS ÉVÊCHÉS ⁽¹⁾

par J.-L. de BEAULIEU* et M. JORDA**

RÉSUMÉ

L'étude géomorphologique précise des stades glaciaires post-würmiens de la Montagne de la Blanche (Alpes de Haute-Provence-France) complétée par des analyses polliniques de tourbières de moyenne altitude du bassin durancien et de tourbières de l'étage sub-alpin permet de proposer un schéma chronologique des fluctuations glaciaires au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les trois stades glaciaires principaux du massif sont attribués au Tardiglaciaire. La même conclusion paraît devoir s'appliquer à l'ensemble des Alpes françaises du Sud.

ABSTRACT

The precise geomorphological study of the post-wurmian glacial stages of the Montagne de la Blanche [Alpes de Haute-Provence-France] with the adjonction of pollen-analyses makes it possible to put forward a chronological table of glacial fluctuations during the Late glacial and the Holocene. The three principal periods of glacier advances can be ascribed to the Late glacial. It would seem that the same conclusion should be extended to the french Southern Alps as a whole.

Il se trouve que dans la même région des Alpes du Sud ont été entreprises, de façon indépendante d'une part des recherches palynologiques concernant l'histoire de la végétation tardiglaciaire et holocène, d'autre part des travaux de géomorphologie notamment en milieux supra-forestiers. Le problème du Tardiglaciaire constituant un point de convergence, il est apparu intéressant de présenter simultanément les conclusions de chacun à ce sujet et de dégager un premier complément d'information né de leur confrontation.

Cette amorce de dialogue permet d'envisager une collaboration plus systématique dans le but de résoudre les problèmes de chronologie du retrait des glaciers durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

I. — STADES GLACIAIRES POST WURMIENS DE LA MONTAGNE DE LA BLANCHE

Les hauts massifs des Alpes du Sud sont riches en formes glaciaires construites situées très en retrait des moraines du maximum würmien des grandes vallées et attribuées en conséquence à des stades de progression tardiglaciaires et holocènes. Depuis une dizaine d'années plusieurs auteurs ont tenté d'esquisser le schéma de cette évolution en se fondant jusqu'à présent sur des critères essentiellement géomorphologiques. Dans l'étude proposée ici nous avons choisi l'exemple de la Montagne de la Blanche - Trois Evêchés (Alpes de Haute Provence) où les observa-

* Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Fac. Sciences et Techniques de St. Jérôme, rue Henri Poincaré, 13397 Marseille.

** Institut de Géographie, Université d'Aix-Marseille, 29, avenue Robert Schuman, 13621 Aix-en-Provence.

¹. Manuscrit déposé le 2 Octobre 1976.

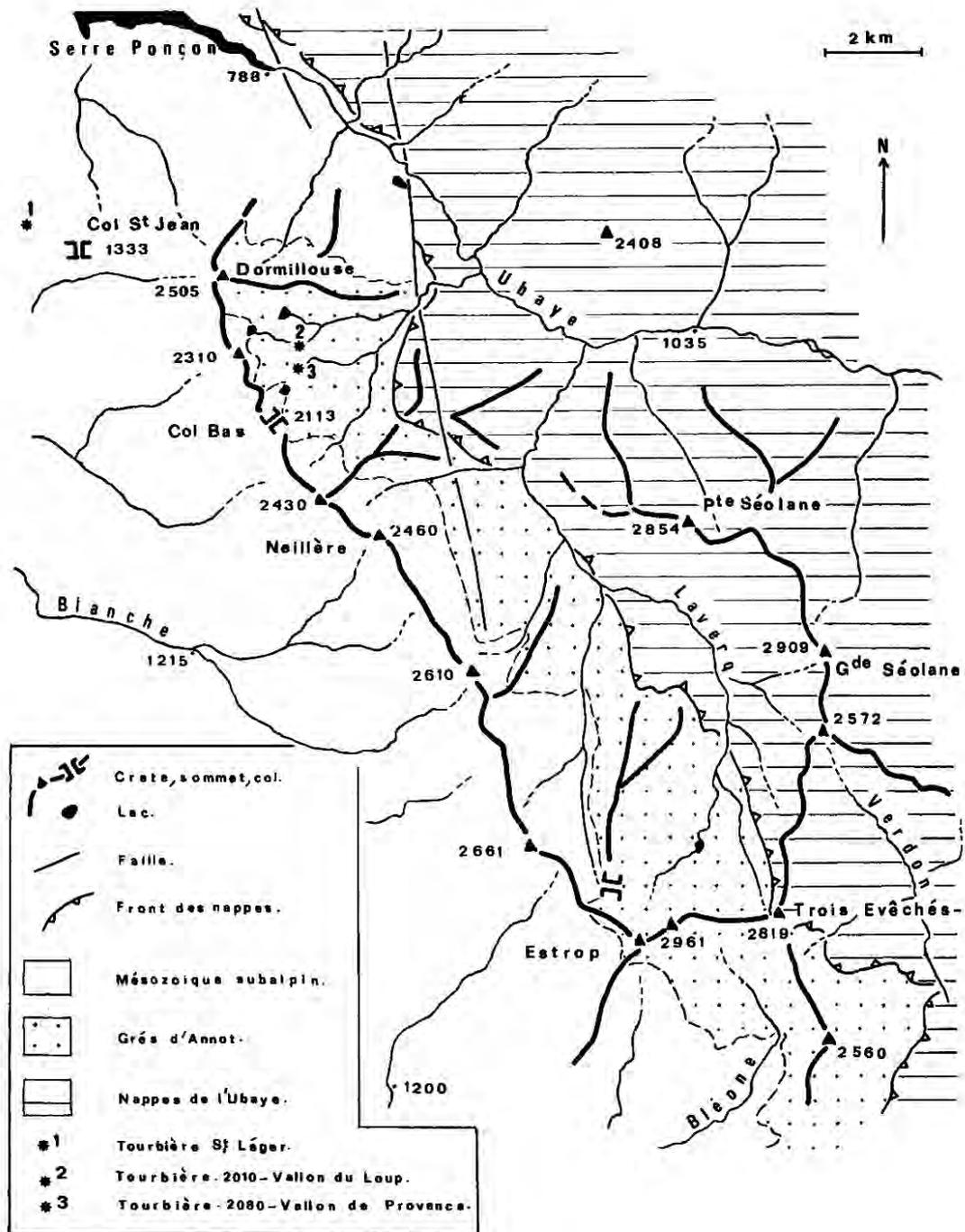


Fig. 1. — Localisation. Schéma structural.

tions géomorphologiques peuvent être complétées depuis peu par les premiers résultats d'analyses polliniques de tourbières locales.

La montagne de la Blanche située sur la rive gauche de l'Ubaye au S de la retenue du barrage de Serre-Ponçon, se développe du NNW au SSE sur une vingtaine de kilomètres depuis le sommet de

Dormillouse (2 505 m) jusqu'à la Tête de l'Estrop (2 961 m) (Fig. 1). Elle domine à l'W la dépression de Seyne-les-Alpes envahie au Würm par une diffluence du glacier de la Durance-Ubaye.

Au point de vue structural le massif appartient à la bordure interne de la zone subalpine. Il est formé par les calcaires du Crétacé supérieur épais

de plusieurs centaines de mètres que surmonte la série nummulitique autochtone classique (calcaires - marnes - grès d'Annot). L'ensemble plonge monoclinalement vers l'E.NE de 20 à 40° avant de disparaître sous le front des nappes de l'Ubaye. Le réseau hydrographique, tributaire de l'Ubaye et de son affluent la Blanche de Laverq est parfaitement adapté à la structure (rivières cataclinales et orthoclinales). Tous les vallons glaciaires sont ainsi orientés au N ou au NE.

La lithologie caractérisée par la prédominance des faciès gréseux et calcaires joue un rôle déterminant dans le développement et la morphométrie des ensembles morainiques. Aux deux extrémités du massif, les grès d'Annot coiffent la crête et couvrent le revers (secteur de Dormillouse au Nord et massif de l'Estrop au Sud). Ces grès ont parfaitement conservé le modelé d'érosion glaciaire, mais les formes construites sont rares et d'organisation souvent confuse. (M. Jorda, 1976). Cependant au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène la macrogélivation des grès, favorisée par la présence d'interlits silteux et la densité des diaclases, a permis le développement de puissants glaciers rocheux ou de guirlandes nivales de blocs qui accompagnent le pied des versants. Partout ailleurs les cirques et la partie amont des vallons glaciaires se développent dans les calcaires du Crétacé supérieur. Ces calcaires bien lités, affectés de nombreux replis sont très sensibles au gel. Lors des phases froides l'abondante fourniture de matériel cryoclastique riche en matrice limoneuse a favorisé la construction des ensembles morainiques aux formes les plus nettes.

Les stades glaciaires de la Blanche :

Quatre stades majeurs s'individualisent dans le massif (Stades I à IV). Les plus anciens correspondent à des glaciers de vallées de quelques kilomètres. Dans le massif de l'Estrop dont l'altitude moyenne des crêtes dépasse 2 800 mètres, des moraines plus récentes se développent dans les cirques au dessus de 2 500 mètres. Elles constituent les stades V et VI du Haut Laverq que nous avons retrouvés à l'E dans le massif du Pelat.

Les stades se différencient les uns des autres par l'altitude des moraines frontales, les caractéristiques morphométriques et la composition granulométrique des constructions morainiques, le degré d'altération et de pédogénèse du matériel. Nous avons évalué par ailleurs la limite approximative de la « ligne d'équilibre glaciaire » (« limite des neiges permanentes ») de chaque stade selon la méthode utilisée par les géomorphologues suisses et autrichiens. Cette méthode s'adapte parfaitement à la Montagne de la Blanche dont les hauts vallons glaciaires ont des

superficies, des altitudes moyennes et des orientations sensiblement identiques.

1) La région septentrionale : le massif de Dormillouse (Fig. 2).

L'altitude moyenne des crêtes ne dépasse pas 2 400 m. Les appareils tardiglaciaires n'ont occupé que partiellement l'amont des vallées et les auges glaciaires sont perchées à 1 800 m au dessus de la profonde vallée de l'Ubaye. Les vallons gréseux cataclinaux du massif de Dormillouse sont pauvres en formes construites. Leur profil longitudinal de pente faible est accidenté de gradins en marches d'escaliers rabotés par la glace et épaulés par les bancs de grès les plus résistants. Ces paliers successifs sont parsemés de cuvettes lacutres (lac Noir; lac du Milieu) ou tourbeuses dont les diagrammes polliniques accompagnent cette étude. Les constructions morainiques sont beaucoup plus abondantes dans les vallons de l'Ambouin et de la Néillère dont les cirques sont enchassés dans les calcaires.

Le stade le plus ancien est représenté entre 1 830 et 1 900 m par des bourrelets morainiques frontaux très avachis. Au cours de ce stade dont la « ligne d'équilibre glaciaire » peut être évaluée à 2 100 m en ubac, les vastes cirques würmiens n'étaient plus que partiellement englacés.

Les glaciers du stade suivant débordaient encore des cirques. Ils ont abandonné vers 2 000 m d'altitude des moraines frontales et latérales d'une grande netteté caractérisées par un matériel beaucoup plus grossier. Dans le vallon de l'Ambouin, de pente très faible, le retrait de ce stade a été lent et saccadé (bourrelets frontaux successifs et lobe morainique de glacier noir de la tourbière 2 050 m). Les puissants glaciers rocheux développés en exposition N dans les cirques de l'Ambouin et de la Néillère sont indépendants des systèmes morainiques précédents et doivent être attribués à une période plus récente.

Les mêmes stades se différencient dans les vallons gréseux de Dormillouse au N (vallons du Loup et de Provence). Fig. 2.

2) Les stades du massif de l'Estrop (2961 m) (Fig. 3).

Au Sud de la Néillère l'altitude du massif s'élève rapidement et des systèmes morainiques plus récents s'individualisent dans les hauts vallons et les cirques.

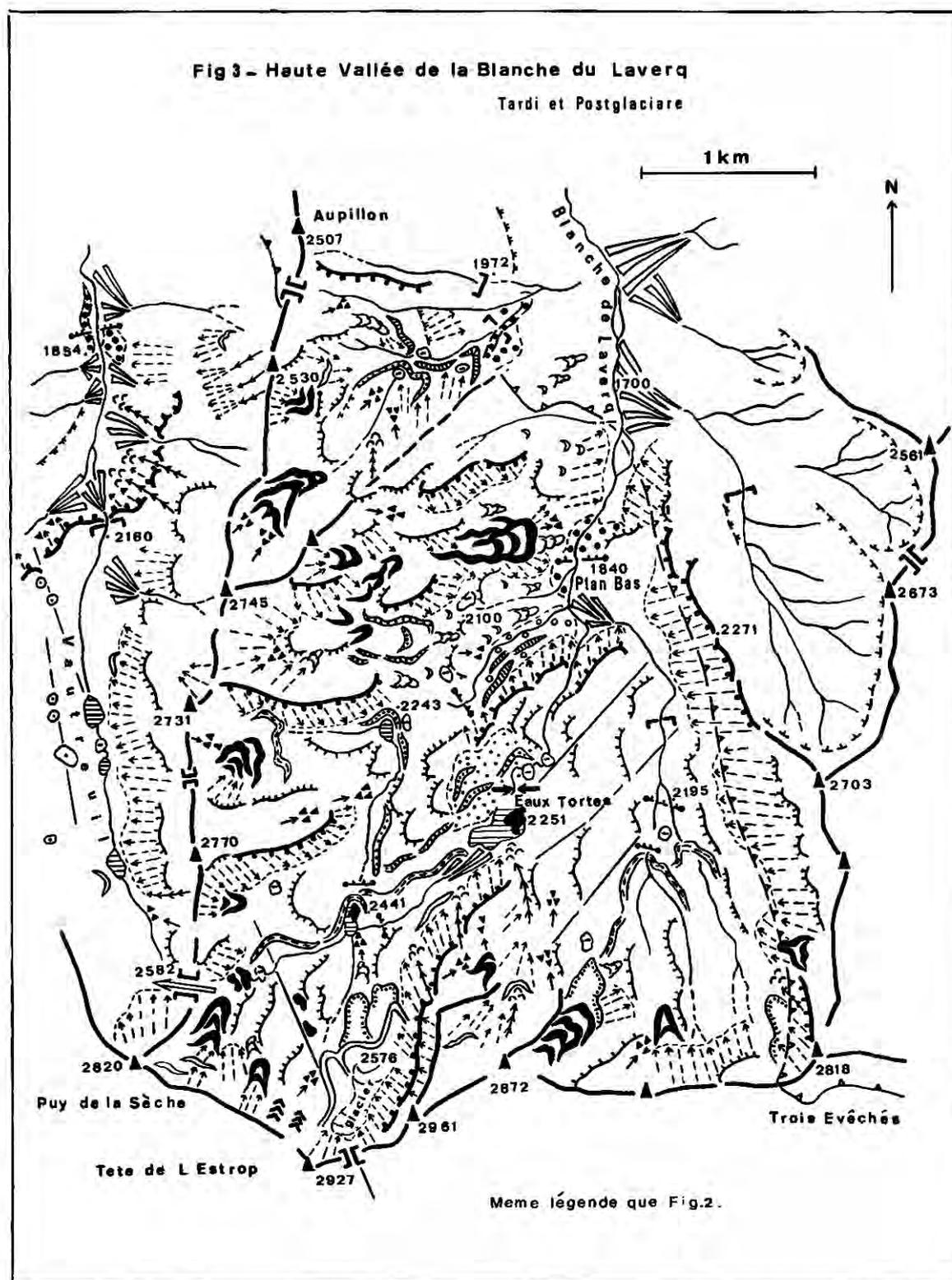
L'ancien bassin d'alimentation glaciaire de la Blanche du Laverq est établi dans les grès d'Annot. Il est suspendu au dessus du gradin de confluence de Plan Bas (1 830 m) qui inaugure la vallée gla-



Fig. 2 et 3. — Tardiglaciaire et Postglaciaire de l'Ambouin — Dormillouse et du Haut Bachelard — La Cayolle

1: Front des nappes de l'Ubaye; 2: Limite cartographique des Grès d'Annot; 3: Faille.

Versants et interfluvés: 4: Crête; sommet; col; 5: Escarpement sup. à 100 m; 6: Escarpement inf. à 100 m; 7: Crête ou paroi ruiniforme; 8: Eboulis fonctionnel; 9: Ebolement à blocs; 10: Couloir et cône d'avalanches; 11: Loupe et langue de gélifluxion.



Formes d'érosion glaciaire : 12 : Cuvette glacio-karstique; doline nivale; 13 : Cuvette rocheuse de surcreusement; 14 : replat rocheux glaciaire; 15 : Verrou gradin; 16 : Verrou barre; 17 : Gradin de confluence; 18 : Difffluence.

Formes construites tardi et post glaciaires : 19 : Moraine de névé; 20 : Glaciers rocheux et formes assimilées; 21 : Moraines du Stade I et placages morainiques associés; 22 : Moraines du Stade II et placages morainiques associés; 23 : Moraines du Stade III et placages morainiques associés; 24 : Moraines du Stade IV; 25 : Moraines du Stade V; 26 : Moraines du Stade VI; 27 : Cuvette lacustre; 28 : Cuvette tourbeuse; 29 : Cône mixte (Torrentiel et d'avalanches).

ciaire proprement dite. Les glaciers ont exploité dans le détail les zones de moindre résistance des grès et modelé un paysage d'érosion glaciaire classique dans les régions gréseuses supra-forestières des Alpes du Sud (M. Jorda, 1976). L'ensemble est dominé au S par les cirques du Puy de la Sèche et de l'Estrop, à l'W par la crête gréseuse où s'inscrit le col de diffuence de Vautreuil, et à l'E par la crête méridienne des Trois Evêchés qui constitue le front des nappes de l'Ubaye.

Les dépôts des deux stades les plus anciens situés à l'aval du verrou des Eaux Tortes (1 800 m et 1 880 m) sont assez mal conservés, mais ils se différencient cependant des moraines würmiennes qui drapent les versants de la vallée à l'aval du gradin de Plan Bas. Constituées essentiellement de matériel grossier à blocs de grès et de galets striés, ces moraines tardiglaciaires ont été remaniées par la solifluxion ou partiellement recouvertes par des éboulis ou des cônes torrentiels.

L'étendue de la zone englacée était encore très importante au stade III dont les moraines nettement en retrait des formations précédentes soulignent une puissante phase de progression du glacier du Laverq. La langue de glace emplissait la cuvette des Eaux Tortes et franchissait le verrou sur lequel elle a abandonné de puissants bourrelets de blocs de grès dont la base se situe vers 2 050 m. A l'W des Eaux Tortes une langue de glace secondaire empruntait le vallon de la cabane de la Séléta (bourrelets frontaux de la cabane à 2 243 m). (Fig. 3). Ce stade correspond à une « limite des neiges permanentes » voisine de 2 400 m en ubac et il est probable que le glacier se déversait, comme au cours des stades précédents vers le vallon de Vautreuil par le col du même nom.

Les moraines du stade IV ont un aspect très différent. Beaucoup plus riches en matrice fine, les bourrelets morainiques dessinent les limites d'une langue de glace qui venait mourir à l'amont de la cuvette des Eaux Tortes à 2 280 m d'altitude. La moraine latérale gauche se poursuit vers l'amont jusqu'au pied du col de Vautreuil (« limite des neiges permanentes » vers 2 600 m).

Les stades les plus récents (stades V et VI) ne s'individualisent que dans le cirque de l'Estrop. Le stade V est souligné par deux petits vallons situés à 2 530 m. Le glacier formait une langue étroite protégée au S et à l'E par des crêtes qui dépassent 2 900 m d'altitude. (« Limite des neiges » voisine de 2 750 m). A l'amont de ces moraines se développe dans le cirque un dernier ensemble morainique (stade VI) qui recouvre partiellement les moraines latérales du stade précédent. Ces bourrelets morainiques associés à l'W du cirque à des glaciers rocheux correspondant à des fluctuations de la « ligne d'équilibre glaciaire » (17° - 19° siècles probablement). Ils bordent en effet les vestiges d'un petit glacier confiné actuellement au pied de la paroi du cirque

et qui a connu un déclin rapide depuis la fin du siècle dernier (« Glacier de la Blanche » des cartes topographiques) (*).

La succession des stades ainsi définis dans la Montagne de la Blanche se retrouve plus à l'E dans les montagnes du Haut Verdon, de l'Ubaye et du Haut Var (M. Julian, 1966; M. Jorda, 1975 et 1976). Des dispositifs comparables ont été décrits par divers auteurs dans les Alpes Maritimes (G. Schweizer, 1968; C. Hannss, 1970; C. Orenco, 1973; M. Dubar et Poizat, 1976). Mais il manque à ce schéma des points de repère chronologiques précis. Ces informations indispensables nous sont apportées par les analyses polliniques de tourbières locales.

II. — ANALYSES POLLINIQUES

A. — Résultats généraux dans le bassin de la Durance alpestre :

La majorité des études palynologiques a porté sur des sites de moyenne altitude, hors de la zone d'extension des glaciers tardiglaciaires. Elles concernent des remplissages de lacs établis le plus souvent sur les complexes du Pléni-Würm. Un point commun à ces divers marécages est sans doute la très petite superficie de leurs bassins versants, ce qui se traduit par des apports terrigènes faibles et un comblement organique plus ou moins lent.

Les sites étudiés sont les suivants :

- Tourbière du Forest en Dévoluy (1 460 m) (Hautes-Alpes).
- Marais de la Motte qui tremble à Pélleautier (975 m) près de Gap (Hautes-Alpes).
- Lac de Saint-Léger (1 308 m) près du Col Saint-Jean (Alpes de Hautes Provence).
- Lac de Siguret (1 066 m) à 7 km au N d'Embrun (Hautes-Alpes).
- Marais du col des Lauzes (1 783 m) entre Biaysse et Fournel (Hautes-Alpes).

La stratigraphie et l'histoire tardiglaciaire de la végétation sont dans l'ensemble assez homogènes. On distingue, de bas en haut (**):

1) Dans des marnes gris-bleuté pauvres en pollens, les spectres polliniques sont caractérisés

(*) La persistance de ce petit glacier est liée actuellement à une suralimentation nivale par avalanches descendues du sommet de l'Estrop (2 960 m) qui permet un enneigement estival exceptionnel de la partie la mieux abritée du cirque.

(**) La totalité des diagrammes étayant cette discussion ne peut être présentée : ces diagrammes ont fait l'objet de la Thèse de J.L. de Beaulieu (1977).

Ce dédoublement ne peut être interprété que comme l'expression d'une succession de deux épisodes climatiques relativement tempérés favorables au développement de la « brousse » à Genévriers encadrant une récurrence froide qui éclaircit cette dernière au profit des groupements herbacés.

La date obtenue à Siguret pour l'ultime optimum de *Juniperus* (13190 ± 260 ans BP : L.V. 712) lui attribue un âge Bölling ancien. Ce datage est confirmé par celui de 13750 ± 450 ans BP (LY 1210) obtenu au Col des Lauzes pour le même évènement et celui de 13210 ± 410 ans BP (LY 1216) à Pelleautier pour la fin de la phase à *Juniperus* associée au maximum des taux de *Betula*.

L'extension initiale du Genévrier est donc antérieure au début du Bölling et correspondrait soit à l'épisode dit de Susaca (T. Van der Hammen et J.C. Vogel, 1966) situé par ses inventeurs vers 13700 BP, soit à un Prébölling indéterminé et plus ancien.

A Pelleautier le début de cet épisode a été daté de 14320 ± 680 ans BP (LY 1218) et 14770 ± 300 ans BP (LY 1468), ce qui le situe un millénaire avant le Bölling. On doit mettre ce résultat en parallèle avec celui obtenu par R.G. Coope et W. Pennington (1977) en Grande Bretagne où à Windermere, la première apparition d'insectes tempérés a lieu vers 14500 BP.

Par ailleurs, si la fin de la période de prospérité du Genévrier appartient au début du Bölling, l'accroissement du taux de *Pinus*, correspondant à l'installation progressive de la forêt au moins à moyenne altitude, doit avoir eu lieu dans le courant du Bölling. Cette conception est confirmée par les datages suivants :

— au col des Lauzes, 13060 ± 270 ans (LY 1209) pour la médiane de la courbe ascendante de *Pinus*;

— au lac de Saint-Léger 12520 ± 360 ans BP (LY 963) pour les niveaux où la représentation de *Pinus* atteint son palier maximal (vers 85 %).

Dans les Alpes Maritimes (J.L. de Beaulieu; J. Evin 1976), le diagramme du lac Long inférieur, pourtant situé à 2 090 m d'altitude renforce cette chronologie puisque l'extension de *Pinus* qui y est enregistrée se situe entre 13460 ± 410 ans BP (LY 1235) et 12500 ± 370 ans BP (LY 1236). Il faut souligner que ce sont les premiers datages correspondants au Bölling à une telle altitude en Europe.

Dans ces conditions l'âge de 10950 ± 170 ans BP obtenu par S. Wegmüller (1977) dans la tourbière du Forest-en-Dévoluy pour la courbe ascendante de *Pinus* paraît très récent.

Postérieurement à l'extension des Pinaies, il n'apparaît pas d'indices bien nets d'un amenuisement de la forêt qui puisse être rapporté au Dryas moyen, alors que l'impact du Dryas récent est très accusé au dessus de 1 000 mètres et souvent bien caractérisé

à cette altitude. Les datages obtenus pour cette dernière phase de fort refroidissement sont en accord avec la chronologie médio-européenne (10850 ± 300 ans BP au Forest (LY 780); 10970 ± 210 ans BP (LY 1206) au lac Long inférieur).

Enfin, le Préboreal qui marque le début de l'Holocène est caractérisé par une forte extension de *Betula*, et les manifestations précoces, même par rapport aux sites du Dauphiné (S. Wegmüller, 1977), de l'immigration des éléments de la Chênaie ainsi que de *Corylus*. Néanmoins cette période demeure suffisamment froide et sèche pour permettre le maintien d'un petit contingent de « steppiques ». A moyenne altitude, il n'y a aucun indice d'oscillation froide au cours du Préboreal tel qu'il a été décrit à la suite des travaux de H. Zoller (1960) dans le Tessin

Ainsi, à moyenne altitude dans le bassin de la Durance, les étapes de la mise en place de la végétation se succèdent plus tôt et plus rapidement qu'en Europe moyenne (cf. M. Welten, 1974). Un épisode de réchauffement antérieur au Bölling a présidé à l'installation plus ou moins partielle de la « brousse » à Genévrier qui n'a plus disparue jusqu'à l'installation des forêts de Pins. Au début du Bölling ces formations à genévriers atteignent l'altitude du col des Lauzes. L'étape transitoire des forêts de Bouleaux qui est fortement marquée au nord des Alpes ne trouve qu'une place modeste et de courte durée car les Pinaies s'installent dès le Bölling. La relativement longue période pionnière qui précède peut avoir contribué à la constitution précoce des sols susceptibles d'accueillir la forêt, mais un net réchauffement a néanmoins été nécessaire pour permettre l'établissement de celle-ci.

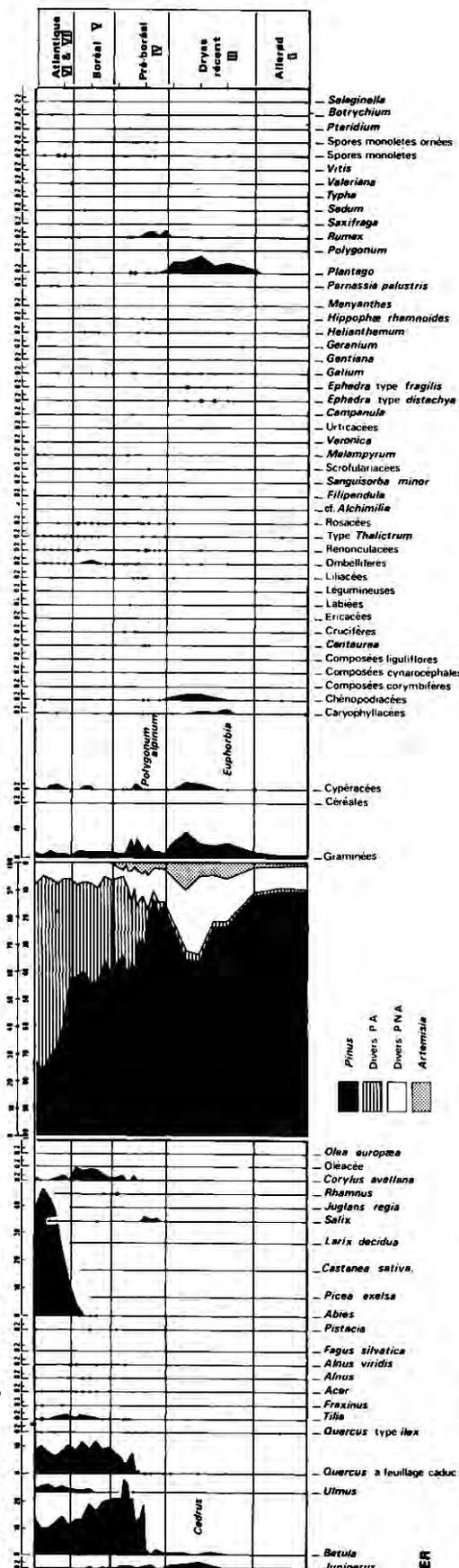
Le Dryas moyen ne semble pas avoir correspondu à un refroidissement d'une grande intensité à la latitude considérée puisque qu'il n'apparaît pas clairement dans les diagrammes. Ce fait est d'ailleurs bien connu des palynologues (cf. S. Wegmüller, 1977). Par contre le Dryas récent s'affirme comme une phase très froide.

Ces quelques considérations rejoignent les théories climatiques développées principalement par G.R. Coope (1975) en Grande Bretagne à partir de l'étude des faunes fossiles d'insectes. De même à l'extrémité orientale de l'arc alpin, S et I. Bortenschlager ont mis en évidence une extension précoce des Pinaies très comparable à celle qui est décrite ici (communications orales au cours de l'excursion « Spät-und Postglazial in Tirol », Septembre 1975 et I. Bortenschlager, 1976).

Il est certain que se pose un important problème de corrélations avec les résultats des travaux en milieu archéologique qui paraissent évoquer, même en Provence, des paysages fortement déboisés et laissent supposer un climat très froid au moment où débute la dynamique forestière dans les Alpes duran-

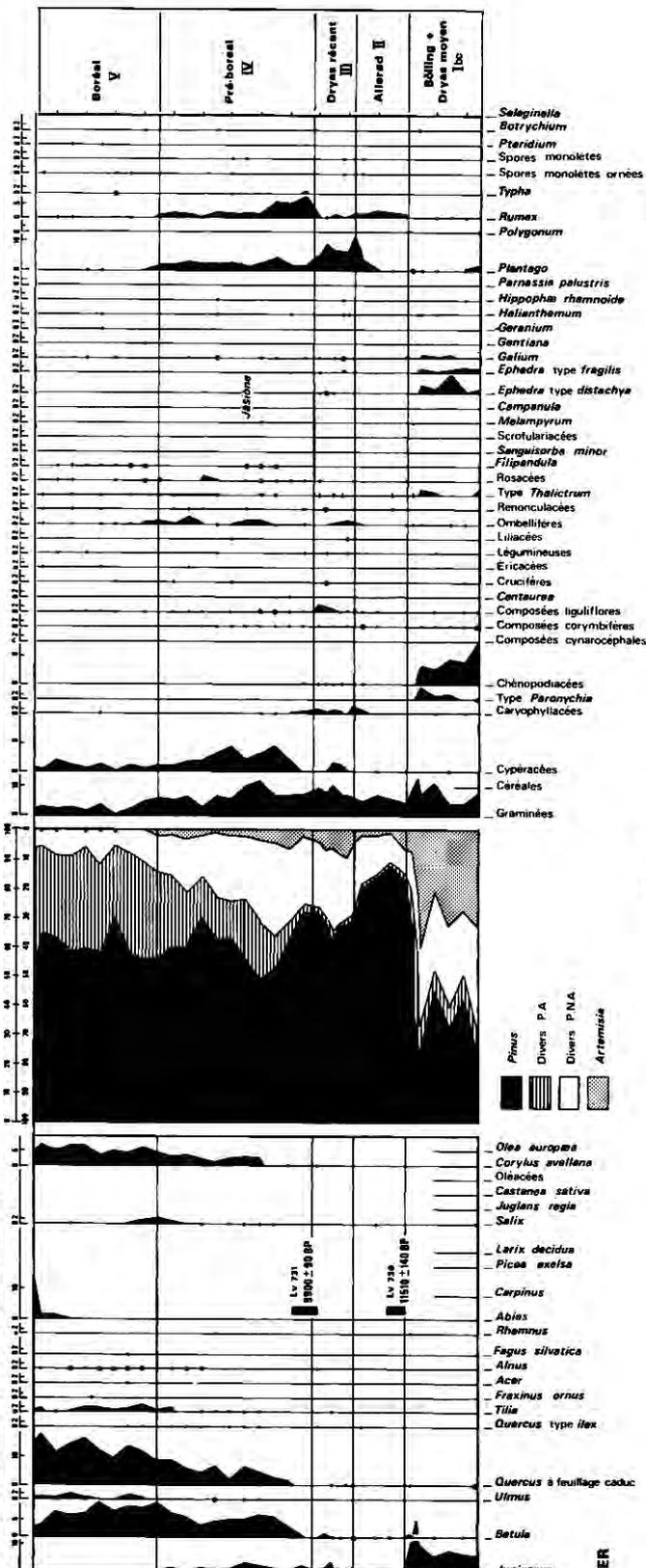
Tardiglaciaire de la Montagne de la Blanche. (Alpes de Haute Provence)

Vallon du Loup. Altitude 2010 m



Sonde HILLER

Vallon de Provence. Altitude 2075 m



Sonde HILLER

FIG. 5

ciennes (*). Mais un tel débat n'a pas sa place ici. En tout cas, les informations bioclimatiques recueillies conduisent à penser que les glaciers du bassin durancien se sont retirés très tôt vers l'amont. C'est ainsi que la Roche-de-Rame était dégagée de toute glace bien avant le Bölling et que, à 1 780 m d'altitude, dès le début de cette période, pouvait commencer une sédimentation partiellement organigène. (Col des Lauzes). Les résultats obtenus à plus haute altitude complètent ces informations.

B. — Tourbières de la Montagne de la Blanche.

En ce qui concerne les analyses polliniques effectuées dans l'étage subalpin, ce sont les sites exploités dans ce massif qui ont fourni les séquences les plus longues d'une part, et comportant les implications morphologiques les plus claires, d'autre part.

La structure monoclinale du versant oriental est particulièrement favorable à l'établissement des lacs et marécages. Deux de ces derniers (vallon de Provence à 2 075 m et vallon du Loup à 2 010 m) ont fourni des diagrammes dont seuls les niveaux inférieurs correspondant au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène sont présentés ici (Fig. 5). Le profil du vallon de Provence est le plus complet. On distingue :

— à la base (475-495 cm) une phase marquée par la dominance des pollens d'herbacées, principalement *Artemisia* (autour de 30 %) et des fréquences non négligeables de *Juniperus*. Les taux assez importants de *Pinus* indiquent des apports provenant vraisemblablement de forêts déjà établies en contrebas, dans le bassin de Seyne par exemple où la présence de Pineraies est attestée au lac St. Léger dès le Bölling. Il semble que ces niveaux correspondent à la fin du Dryas ancien. L'altitude et l'exposition du site ayant pu provoquer un décalage chronologique qu'il n'est pas aisé d'apprécier, il est préférable de ne pas préciser davantage.

— alors que commence la sédimentation organigène a lieu l'accroissement rapide des taux de *Pinus*, dont le maximum est daté de $11\,510 \pm 140$ ans BP (L.V. 730), soit de l'Alleröd (475-452 cm). Les quantités de pollens de Pins sont telles (88 %) qu'il faut envisager la proximité des émissaires de la forêt (vraisemblablement *Pinus uncinata*).

— les sédiments étant redevenus argileux et sableux les taux de Pins décroissent alors que Armoises, « steppiques », Graminées et surtout Plantains (principalement *Plantago alpina*) sont beaucoup mieux représentés. Les Pineraies ont certainement

fortement reculé vers le bas et se sont fortement retractsées à moyenne altitude. Sur place les Plantains témoignent de l'existence de pelouses écorchées sur sol partiellement dénudé. L'existence de sols nus est attestée par les apports de sables. Ces événements caractérisent le Dryas récent (452-437 cm).

— entre 430 et 437 cm un niveau de gyttja a été daté de $9\,900 \pm 90$ ans BP (L.V. 731). Cet étage, peut être légèrement trop jeune, indique le début du Préboréal marqué par la récurrence de *Pinus*. Cependant les pelouses restent bien implantées et l'on assiste même à un regain des taux d'herbacées (entre 432 et 420 cm) qui signale une oscillation fraîche durant le Préboréal. Celle-ci n'a pas du tout la même intensité que celle du Dryas récent avec laquelle aucune confusion n'est possible.

C'est d'ailleurs au cours de cette période que commence la courbe continue de *Quercus*, attestant l'apparition du genre dans la région à moyenne altitude. Dans le même temps est enregistrée la classique extension préboréale de *Betula*.

Sur le diagramme du vallon du Loup se lit la même histoire, cependant celle-ci débute plus tard puisque sa base ne comportant pas la phase à Armoises est caractérisée par des spectres très riches en Pins. Elle est assimilable aux niveaux 460-470 cm du vallon de Provence et correspond donc indiscutablement à l'Alleröd.

La datation de la base du remplissage de ces tourbières constitue un élément essentiel pour la classification temporelle des stades glaciaires du massif.

III. — INTERPRÉTATION ET CONCLUSIONS

Dans les études géomorphologiques qu'il a consacrées au bassin de la Tinée G. Schweizer (1968) a proposé un schéma de l'évolution glaciaire post-würmienne des Alpes Maritimes. Il a tenté en particulier d'établir une comparaison avec la chronologie plus précise des Alpes autrichiennes. Ce schéma a servi jusqu'à ce jour de référence aux géomorphologues qui ont étudié les domaines subalpin et supra forestier des Alpes du Sud.

Selon G. Schweizer les systèmes morainiques qui accompagnent les hauts vallons glaciaires doivent être attribués au Postglaciaire et notamment au Préboréal (tableau hors texte), seul le stade le plus ancien (stade dit de « Molière ») pouvant correspondre au Tardiglaciaire (Dryas récent). Les observations et les analyses polliniques précédentes permettent de proposer une chronologie très différente mais qui s'accorde mieux avec les connaissances actuelles sur l'évolution bioclimatique et géomorphologique des Alpes du Sud depuis la régression würmienne.

(*) Au demeurant, la chronologie préhistorique concernant ces périodes est encore relativement floue. (Cf. B. Bastin, 1975).

Esquisse chronologique des stades Tardi et Post-glaciaire de la Montagne de la Blanche.

	STADES	Montagne De La Blanche – Trois évêchés						Bassin de la Tinée (Alpes-Maritimes) d'après G. Schweizet
		Haut Laverçq		Vallon de l'Ambouin		Vallons de Dormillouse		
		a	b	a	b	a	b	
POST GLACIAIRE	STADE(S) VI (Historique : 17° à 19° siècle ?)	N.NW 2 750-2 760 m "Glacier de la Blanche" Moraines stadiales entre 2 550 et 2 600 mètres						Quelques arcs et glaciers rocheux
	STADE V (Subatlantique ou subboréal)	N. NW 2 750 m Moraines stadiales entre 2 400 et 2 500 mètres.						
	ATLANTIQUE						<ul style="list-style-type: none"> - déglaciation totale des massifs sud-alpins au-dessous de 3 000 mètres - remontée importante de la limite supérieure de la forêt 	
	STADE IV (Préboréal)	N. NW 2 520-2 550 m Moraines stadiales entre 2 250 et 2 350 mètres.		Glaciers rocheux réactivés Moraines de névés		Formes cryonivales - guirlandes de blocs		
STADE III (Dryas récent)	N. NE 2 400 m Moraines stadiales entre 2 050 et 2 250 mètres		N 2 250 m Glaciers rocheux		Glaciers rocheux			Stade de Molières (Dryas III) (b = 2 090 – 2 110 m)
TARDIGLACIAIRE	STADE II (Dryas I ?)	N. NE 2 300 m. Moraines stadiales entre 1 800 et 2 000 mètres.		N. NE 2 175-2 200 m Glaciers rocheux		E. NE 2 180-2 200 m.		?
	STADE I (Dryas I)	N. 2 200 m. (incertain) Moraines stadiales entre 1 700 et 2 000 mètres		N 2 100 m N. NE 2 120 m.		E. NE 2 100-2 150 m		

a : orientation, exposition des anciens appareils glaciaires;
b : altitude de la « limite des neiges » de chaque stade, en mètres;
* analyses polliniques et datages C.14.

Dans la région septentrionale de la Montagne de la Blanche les deux stades les plus anciens (stades I et II) dont les fronts sont situés au-dessous de 2 000 mètres et qui correspondent vraisemblablement aux deux premiers stades du bassin de la Tinée, appartiennent au Tardiglaciaire. Ils sont en effet antérieurs à l'Alleröd, ce que démontrent les diagrammes polliniques des tourbières des vallons du Loup et de Provence situées en amont du front morainique du stade II.

A l'exception des glaciers rocheux des cirques de Dormillouse, de l'Ambouin et de la Néillère, il n'existe aucune trace d'un stade glaciaire postérieur à l'Alle-

röd. Ainsi, au cours du Tardiglaciaire on constate un amenuisement rapide du domaine englacé, notamment dans les massifs dont l'altitude ne dépasse pas 2 500 mètres. Dès l'Alleröd, la forêt de Pins colonise les versants de la Montagne de la Blanche, au-dessous des vallons du Loup et de Provence.

Les Alpes Maritimes, pourtant réputées plus humides, ont connu une évolution comparable. Dans le vallon des Merveilles (bassin de la Roya), le diagramme pollinique du lac Long inférieur dont l'altitude est équivalente à celle des tourbières de la Blanche (2 090 m) démontre que la cuvette a été définitivement abandonnée par les glaces avant

même le début du Bölling (début de la sédimentation organogène daté de $13\,460 \pm 410$ ans BP). Cette conclusion surprenante incite à penser que les deux stades anté-Alleröd de la Blanche sont bien plus anciens que ne le laissent supposer les diagrammes polliniques locaux (Dryas ancien ?).

Les résultats de l'étude palynologique des tourbières de moyenne altitude nous paraissent confirmer cette ancienneté. Ces diagrammes, on l'a vu, mettent en évidence une importante amélioration climatique au Bölling qui permet l'installation rapide de la forêt de Pins. Or les stades I et II correspondent le plus souvent dans toute la région à des glaciers de vallées de quelques kilomètres qui n'ont pu se développer pendant le Dryas moyen après les bouleversements bio-climatiques du Bölling. La récurrence froide du Dryas moyen est d'ailleurs très estompée sur les diagrammes. En conséquence, l'hypothèse d'un âge Dryas ancien pour ces deux stades est la plus vraisemblable.

Le stade III du bassin de la Tinée (stade de Margès) a été attribué par G. Schweizer au Préboréal. Dans la montagne de la Blanche le stade qui lui correspond est plus récent que l'Alleröd mais il présente certaines analogies avec les stades antérieurs (granulométrie grossière du matériel; morphométrie des constructions morainiques; altitude encore très basse de la « ligne d'équilibre glaciaire »). Aussi sommes nous tentés de l'attribuer au Dryas récent dont la récurrence froide est bien marquée dans les tourbières de la Blanche. Rappelons à ce propos que dans la région du lac d'Allos (Haut Verdon) nous avons admis provisoirement un âge tardiglaciaire récent pour les moraines locales qui paraissent contemporaines de celles du stade III de la Blanche (M. Jorda, 1976), en nous fondant sur un diagramme pollinique de la tourbière du Laus dont la base appartient au Préboréal. Cependant, si ce résultat unique exclut tout âge postérieur au début du Préboréal, il est trop isolé pour interdire un âge plus ancien. L'attribution du stade III au Dryas récent est donc pour l'instant incertain.

Les stades plus récents appartiennent au post-glaciaire. Leurs moraines, d'une grande fraîcheur de formes, sont nettement en retrait des systèmes précédents et correspondent à des glaciers de faible étendue. L'abaissement moyen de la « ligne d'équilibre glaciaire » est désormais inférieur à 300 mètres par rapport à la ligne actuelle que nous évaluons à 2 900 m en ubac dans le massif de l'Estrop.

Dans la haute vallée de la Blanche du Laverq, le stade IV correspond à la dernière langue de glace qui ait débordé des cirques de l'Estrop. Il en est de même, plus à l'E, dans le massif du Pelat (M. Jorda, 1976). Ce stade pourrait appartenir au Préboréal qui apparaît sur les diagrammes polliniques comme une période encore fraîche.

Les conditions morpho-climatiques des derniers stades (stades V et VI) ont été sensiblement identiques. Dans le cirque de l'Estrop, à 2 550 m d'altitude, les moraines du stade V sont juxtaposées aux moraines historiques du glacier résiduel de la Blanche (stade VI). Elles ne s'en distinguent que par le développement d'un maigre sol qui porte une pelouse lacunaire. Ces moraines pourraient correspondre à la période fraîche et humide du début du Subatlantique.

Ainsi les trois principaux stades post-würmiens de la montagne de la Blanche (stade I à III) appartiennent au Tardiglaciaire. Les stades plus récents, généralisés en ubac au dessus de 2 400 mètres correspondent à de faibles variations climatiques soulignées par des oscillations modérées de la limite inférieure du milieu bio-morpho-climatique supra-forestier. Les grandes lignes de ce schéma sont adoptées depuis 1972 par les géomorphologues et palynologues autrichiens qui situent les principaux stades post-würmiens du bassin de l'Inn dans le Tardiglaciaire (G. Patzfelt, 1972).

Les recherches en cours dans les Alpes du Sud, notamment la *multiplication des analyses polliniques de tourbières d'altitude en liaison avec* les études détaillées du modelé glaciaire supra-forestier devraient permettre de préciser l'esquisse chronologique proposée.

BIBLIOGRAPHIE

- Bastin B.**, 1975. — Etude palynologique du gisement magdalénien d'Angles-sur-l'Anglin (Vienne, France). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 98, p. 23-36.
- Beaulieu J.L. de et Evin J.**, 1976. — Chronologie absolue de quelques tourbières de la vallée des Merveilles (Alpes-Maritimes), in: *Livret Guide de l'Excursion CI, IX^e Congrès U.I.S.P.P.*, septembre 1976, Nice. 2 p. supplément polygraphié.
- Bortenschlager I.**, 1976. — Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols. II: Kufstein — Kitzbühel. *Passthurn. Ber. nat. med. Ver. Innsbrück*, 63, 105-137.
- Coope G.R.**, 1975. — Climatic Fluctuations in north west Europ since the last interglacial, indicated by fossil assemblages of Coleoptera, in: *Ice Ages: Ancient and Modern Geol. Journal*, s.p. issue n° 6, p. 153-167, Seel House Press, Liverpool.
- Coope G.R. et Pennington W.**, 1977. The Windermere Interstadial of the Late Devensian. *Phil. Trans R. Soc. Lond. B.*, 280, p. 337-339.

- Dubar M., Poizat M.**, 1976. — Le glacier de la vallée des Merveilles (Alpes-Maritimes), in : *Livret Guide de l'Excursion CI, IX^e Congrès U.I.S.P.P.*, septembre 1976, Nice.
- Hannss C.**, 1970. — Les glaciers les plus méridionaux des Alpes : Observations de morphologie glaciaire dans les Alpes Maritimes, versant italien. *Revue de Géographie Alpine*, tome LVIII, fasc. 4, p. 619-648.
- Jorda M.**, 1975. — Les montagnes du Haut Verdon. Etude géomorphologique. *Méditerranée*, n° 1, p. 37-58.
- Jorda M.**, 1976. — La région du Las d'Allos (Alpes de Haute-Provence). Carte géomorphologique Allos n° 3, 1/20 000. *Méditerranée*, n° 3.
- Julian M.**, 1966. — Les montagnes du Haut Var. Esquisse morphologique. *Méditerranée*, n° 3, p. 185-206.
- Orengo C.**, 1973. — Glaciaire et Tardiglaciaire des vallées de la Mirière, des Merveilles et de Fontanalbe (Alpes-Maritimes). *R.G.A.*, T. LXI. Fasc. 4, p. 583-599.
- Patzelt G.**, 1972. — Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. *Ber. Deutsch. Bot. Ges.*, 85 (1-4), 47-57.
- Schweizer G.**, 1968. — Le Tardiglaciaire et le niveau des neiges permanentes dans les hautes montagnes des Alpes-Maritimes. *Méditerranée*, n° 1, p. 23-40.
- Van der Hammen T. et Vogel J.C.**, 1966. — The Susaca interstadial and the subdivision of the Late glacial. *Geol. en Mynbouw*, 45, p. 33-35.
- Welten M.**, 1972. — Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz. *Ber. Deutsch. Bot. Ges.*, 85, II - 1-4, p. 69-74.
- Wegmüller S.**, 1977. — Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen. *Bern. Paul Hauptedit*, 185 p.
- Zoller H.**, 1960. — Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Mém. Helv. Sc. Nat.*, vol. LXXXIII, Mém. 2, 156 p.

Persée

<http://www.persee.fr>

Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glacier de la Blanche, Trois évêchés

Maurice Jorda; Jean-Louis de Beaulieu

Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, Année 1977, Volume 14, Numéro 3
p. 3 - 15

[Voir l'article en ligne](#)

L'étude géomorphologique précise des stades glaciaires post-würmiens de la Montagne de la Blanche (Alpes de Haute Provence-France) complétée par des analyses polliniques de tourbières de moyenne altitude du bassin durancien et de tourbières de l'étage sub-alpin permet de proposer un schéma chronologique des fluctuations glaciaires au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les trois stades glaciaires principaux du massif sont attribués au Tardiglaciaire. La même conclusion paraît devoir s'appliquer à l'ensemble des Alpes françaises du Sud.

Avertissement

L'éditeur du site « PERSEE » – le Ministère de la jeunesse, de l'éducation nationale et de la recherche, Direction de l'enseignement supérieur, Sous-direction des bibliothèques et de la documentation – détient la propriété intellectuelle et les droits d'exploitation. A ce titre il est titulaire des droits d'auteur et du droit sui generis du producteur de bases de données sur ce site conformément à la loi n°98-536 du 1er juillet 1998 relative aux bases de données.

Les oeuvres reproduites sur le site « PERSEE » sont protégées par les dispositions générales du Code de la propriété intellectuelle.

Droits et devoirs des utilisateurs

Pour un usage strictement privé, la simple reproduction du contenu de ce site est libre.

Pour un usage scientifique ou pédagogique, à des fins de recherches, d'enseignement ou de communication excluant toute exploitation commerciale, la reproduction et la communication au public du contenu de ce site sont autorisées, sous réserve que celles-ci servent d'illustration, ne soient pas substantielles et ne soient pas expressément limitées (plans ou photographies). La mention Le Ministère de la jeunesse, de l'éducation nationale et de la recherche, Direction de l'enseignement supérieur, Sous-direction des bibliothèques et de la documentation sur chaque reproduction tirée du site est obligatoire ainsi que le nom de la revue et- lorsqu'ils sont indiqués - le nom de l'auteur et la référence du document reproduit.

Toute autre reproduction ou communication au public, intégrale ou substantielle du contenu de ce site, par quelque procédé que ce soit, de l'éditeur original de l'oeuvre, de l'auteur et de ses ayants droit.

La reproduction et l'exploitation des photographies et des plans, y compris à des fins commerciales, doivent être autorisés par l'éditeur du site, Le Ministère de la jeunesse, de l'éducation nationale et de la recherche, Direction de l'enseignement supérieur, Sous-direction des bibliothèques et de la documentation (voir <http://www.sup.adc.education.fr/bib/>). La source et les crédits devront toujours être mentionnés.