

Équilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales

Pierre Barrère

Citer ce document / Cite this document :

Barrère Pierre. Équilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales. In: Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, tome 24, fascicule 2, 1953. pp. 116-134;

doi : <https://doi.org/10.3406/rgpso.1953.1368>

https://www.persee.fr/doc/rgpso_0035-3221_1953_num_24_2_1368

Fichier pdf généré le 09/01/2019

ÉQUILIBRE GLACIAIRE ACTUEL ET QUATERNAIRE DANS L'OUEST DES PYRÉNÉES CENTRALES

par P. BARRÈRE

Des moraines puissantes et bien formées traduisent une permanence de position du glacier qui les a construites, un équilibre d'une certaine durée entre les conditions d'accumulation nivale et les conditions d'ablation glaciaire. Le niveau où se réalise cet équilibre n'est pas déterminé seulement par les facteurs climatiques, mais aussi par la morphologie. Celle-ci influe sur l'alimentation des névés et sur la fusion de la glace par l'intermédiaire de la direction des versants et de leur pente. On peut définir l'équilibre glaciaire des petits appareils à l'aide des critères morphologiques suivants (1) :

1° Le long d'une crête, l'apparition de très petits appareils morainiques ou de niches de nivation à l'abri d'une paroi de faible commandement (quelques décamètres) indique le niveau d'équilibre glaciaire.

2° Pour les névés plus développés, ce niveau est défini par la pointe interne des festons de moraines bien formés, où l'ablation l'emporte nettement sur l'accumulation et libère une grande quantité de matériaux morainiques.

3° Pour les appareils à langue bien formée, le point où apparaissent des moraines latérales fournit un repère de même ordre, mais plus incertain.

Ces points définissent le niveau d'équilibre glaciaire qui intègre des influences climatiques et des influences morphologiques sur la persistance de la glace ; l'altitude de ce niveau varie beaucoup suivant l'exposition au Nord ou au midi, et il est bon, pour comparer les massifs, de considérer séparément les versants suivant leur exposition. Nous étudierons, de ce point

(1) Voir à ce sujet les méthodes proposées par : J. BLACHE, *La sculpture glaciaire* (*Rev. Géog. alpine*, XL, 1952, fasc. I, en particulier, p. 115 : Reconstitution de la limite du névé à l'époque glaciaire) et Ch.-P. PÉGUY, *Neiges persistantes et équilibre glaciaire* (*Volume jubilaire du Laboratoire de Géographie de Rennes*, 1952, pp. 268-277).

de vue, dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles, trois types d'appareils glaciaires : les glaciers actuels et leurs moraines, les cirques et les moraines du tardi-glaciaire, enfin les niches et les moraines des petits glaciers d'avant-chaîne, contemporains du maximum glaciaire.

I. — LES GLACIERS ACTUELS
ET LEURS MORAINES RÉCENTES (fig. 1 et 2)

1. **Médiocrité des glaciers actuels** — Les glaciers actuels ne sont que des reliques minuscules. A de rares exceptions près

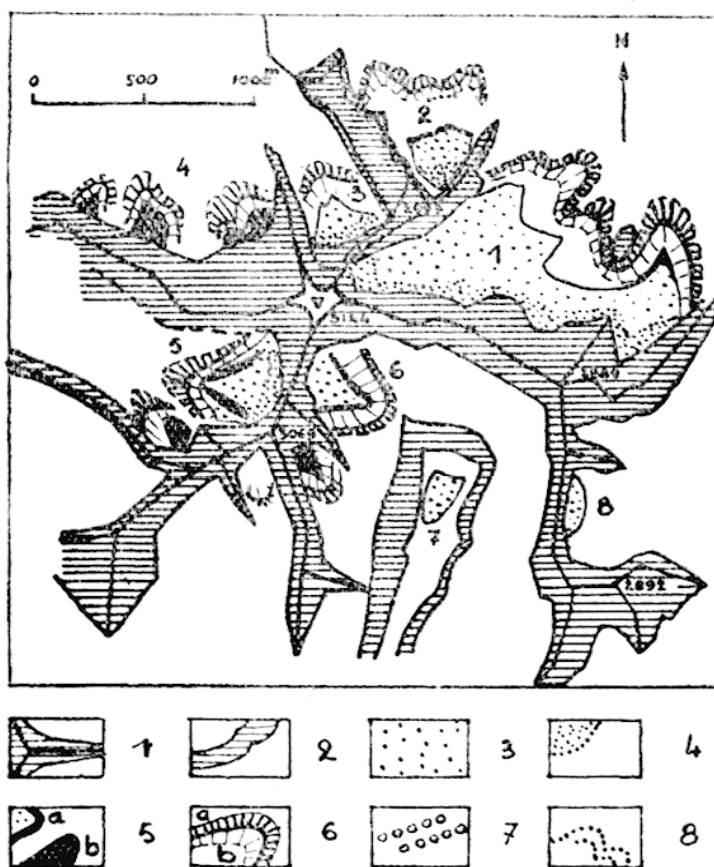


Fig. 1. — LES GLACIERS ACTUELS DU BALAITOUS. — 1. Las Neous. — 2. gl. du Plaa. — 3. gl. de Larailhe. — 4. glaciers noirs de Bat-Crabère. — 5 et 6. glaciers est et ouest de la brèche Latour. — 7. névé du lac de Cristail. — 8. gl. de las Clottes.

1. crêtes de recoupement des murailles de cirques. — 2. bord d'auge. — 3. glace vive. — 4. neige résiduelle (état en 1948 d'après photos I.G.N.). — 5. « glace noire » : a) en bordure de glace vive ; b) couvrant toute la surface. — 6. vallums morainiques : a) flanc externe ; b) flanc interne. — 7. traînées de moraines. — 8. petits arcs des dernières crues sur le flanc interne des vallums.

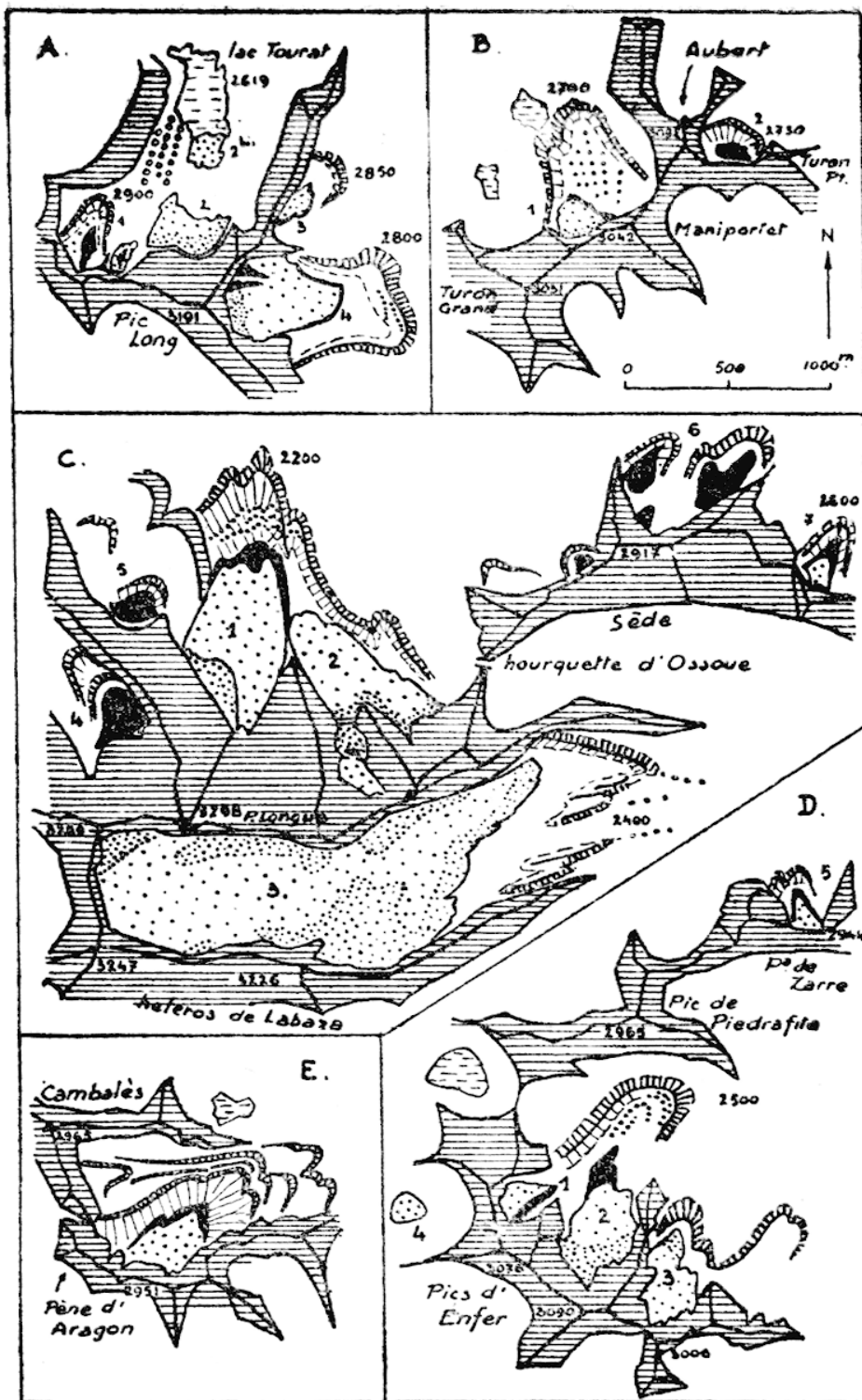


Fig. 2. — ETAT DES GLACIERS EN 1948. — Même légende que pour la figure 1. Nord en haut pour toutes les figures.

A. *Pic Long du Néouvielle* : 1. gl. noir de Bugarret. — 2. et 2 bis. gl. fragmenté du lac Tourat. — 3. gl. de Maubic. — 4. Neuère det Pays Baché (gl. Est du Pic Long).

B. *Pic d'Aubert du Néouvielle* : 1. « Neubielle » str. s. — 2. gl. de la « montagne » d'Aubert.

C. *Massif du Vignemale* : 1. gl. des Oulettes. — 2. gl. du Petit Vignemale. — 3. gl. d'Ossoue. — 4. gl. noir du Clôt de la Hount. — 5. gl. noir du col des Oulettes. — 6. gl. noir de la crête de la Sède. — 7. gl. noir du col de Labas.

D. *Massif d'Enfer* : 1. 2. et 3. gl. occidental, central et oriental du Pic d'Enfer. — 4. glace vive résiduelle du vallon de Pundillos. — 5. gl. de Piedrafita.

E. *Cirque sud-ouest du bassin de Cambalès*.

(Pic de Piedrafita 2 948 m, Pic de Cambalès 2 965 m) ils ne se rencontrent qu'au pied des sommets dépassant 3 000 m (2). De l'Ouest à l'Est, dans chacun des cinq massifs du Balaïtous, de l'Enfer (pl. IV, A), du Vignemale, du Mont Perdu et du Néouvielle, ils offrent un semis très discontinu. La glace peu épaisse, fortement crevassée, n'est souvent que très partiellement recouverte en été de neige fraîche. Il serait difficile, dans leur état actuel, de tirer de ces appareils des enseignements précis sur le niveau d'équilibre glaciaire auquel ils correspondent. Ils sont, en effet, dans une phase de déséquilibre profond, et bien que tous atteints par le retrait, ils le sont à des degrés divers. Mais ils ont laissé au-devant d'eux un rempart morainique puissant, témoin d'un équilibre prolongé entre l'ablation et l'accumulation et qui est un excellent repère morphologique.

Le matériel morainique est très hétérogène : de gros blocs anguleux sont emballés dans des sables et argiles de teinte bleutée. L'aspect général est rigoureusement le même dans les massifs granitiques (Pic d'Aubert et Balaïtous), dans les calcaires éocènes et crétacés du massif du Mont Perdu et dans les calcaires schisteux ou cristallins des massifs primaires métamorphiques (Pic Long du Néouvielle, Vignemale et Enfer). Étonnante ressemblance des faciès d'accumulation qui tient au séjour des matériaux dans la masse du glacier à la périphérie duquel les couches de glace bleue et de glace noire les restituent. Après un amaigrissement très prononcé des appareils, entraînant une brusque perte d'épaisseur, comme ce fut le cas dans les Pyrénées surtout depuis 1942 (années particulièrement sèches et à faible alimentation nivale, jusqu'à 1951 exclu), ces débris forment une couche noirâtre de plus d'un mètre, retardant la fusion de la glace dont il peut subsister des culots isolés. Les névés deviennent des « glaciers noirs », comme le glacier du Taillon à Gavarnie, le glacier du Clot de la Hount à l'Ouest du Vignemale, le glacier oriental du pic d'Aubert. Mais, pendant la phase d'équilibre, ils construisirent, par apport constamment renouvelé, un arc morainique à section triangulaire parfaite, de pente très forte dans la concavité (45°), un peu moins forte vers l'extérieur (25 à 30°). Sur les flancs, le ruissellement inscrit des rigoles de plus grande pente dont la juxtaposition maintient l'arête aiguë tant qu'il reste des éléments fins. En aval de ces moraines se constituent, lorsque la topographie le permet, de petites plaines d'épandage de sables, d'argiles et de petits fragments schisteux, parfaitement horizontales au Pic Long en aval de la Neuère det Pays Baché. La pente est plus forte aux Oulettes de Gaube (pl. IV, B), au pied nord

(2) R. PLANDÉ, *Neiges et glaces d'aujourd'hui dans les Pyrénées* (Rev. géog. Pyr. Sud-Ouest, X, 1939, pp. 87-106).

du Vignemale, où se construit un schématique cône de transition fluvio-glaciaire. L'extrémité aval du croissant est constituée par une série d'arcs accolés formant un monticule unique, et d'autant plus pressés les uns sur les autres que la pente qui les supporte est moins forte ; lorsque celle-ci était excessive, au glacier du Taillon et au glacier d'Ossoue (Vignemale), les moraines les plus avancées ont roulé et se résolvent en traînées informes.

Les glaciers étaient encore au contact de ces arcs morainiques à la fin du siècle dernier (3). Ils avaient subi un net amaigrissement de 1874 à 1905 ; durant cette période, la plus grande partie des névés superficiels d'aval avaient fondu. Une nette progression les ramenait, vers 1911-1912, au contact de leurs moraines sur le flanc interne desquelles ils ont déposé parfois (aux Oulettes de Gaube et au Glacier d'Enfer en particulier), de petits cordons festonnés. Après quoi, ils n'ont cessé de reculer ; il semble qu'ils aient atteint un minimum en 1948, où ils furent presque totalement dépourvus de névés superficiels (4).

2. Exposition nord et exposition sud. — Les quelques glaciers exposés au Sud, ne bénéficiant pas de l'ombre des parois rocheuses, donnent une idée approchée des conditions *climatiques* d'équilibre glaciaire. A l'Est, dans le massif du Mont Perdu, les moraines sont à 2 940 m au glacier de Ramon, 3 009 m au glacier Occidental, 2 840 m au glacier de la Fausse Brèche. Sur le versant sud du Vignemale, le glacier du Montferrat s'abaissait jusqu'à 2 712 m, les Heleros de Labassa à 2 700 m. Enfin, dernier exemple vers l'Ouest de glace persistante nettement exposée au Sud, une plaque résiduelle de névé du versant sud-ouest de l'Enfer se situe vers 2 600 m environ. En 28 kilomètres de l'Est à l'Ouest, la limite inférieure de permanence de la glace sans émission de langue glaciaire s'est donc abaissée de 300 mètres environ, dans des conditions topographiques comparables.

Les glaciers exposés au Nord ajoutent aux conditions climatiques d'équilibre glaciaire des conditions favorables d'*abri*. (pl. IV, B). Ils sont d'abord beaucoup plus vastes : autour du Balaïtous, le versant français possède 100 ha de glacier sur les 125 ha du total. Au Pic Long de Néouvielle, au Pic d'Aubert, au Cambalès, il n'y a de glaciers qu'exposés au Nord. Ils descen-

(3) Prince R. BONAPARTE, *Les variations périodiques des glaciers français*. (Ann. C.A.F., 1891). — L. GAURIER, *Observations glaciaires dans les Pyrénées. Rapports annuels de 1905 à 1911 dans Etudes glaciologiques*. Min. de l'Agric., t. III *Savoie-Pyrénées*, 1912, pp. 115-166. Voir aussi t. VII, 1934 et *Annales de l'Hydraulique*, fasc. 33, 1905, pp. 212 à 233.

(4) Se reporter en particulier aux photographies aériennes de l'I.G.N., Mission Campan-Larrau et Somport-Vielle Aure (1948).

dent aussi beaucoup plus bas et c'est en partie un héritage des périodes glaciaires passées, qui sculptèrent des faces nord très raides, facilitant l'accumulation des neiges par avalanches et diminuant l'insolation spécifique (5). Le glacier nord du Mont Perdu descendait à 2.500 m, soit 500 m plus bas que ses homologues sud. Au Vignemale, les moraines d'Ossoue, pour un appareil exposé à l'Est, sont à 2.400 m, alors que celles de Gaube, à l'abri d'une des plus abruptes faces nord de la chaîne, sont à 2.200 m, 500 m plus bas que celles du versant espagnol. L'augmentation de massivité, la moindre raideur des faces nord élèvent sensiblement la limite inférieure: les moraines sont à 2.800 m au pied du Pic Long, à 2.750 m au pied du Pic d'Aubert. En progressant vers l'Ouest, on rencontre successivement les moraines du Massif d'Enfer vers 2.500 m, celles de Cambalès vers 2.450, enfin celles du versant français du Balaïtous: 2.350 m à las Néous, 2.400 m au Glacier du Plaa, 2.500 m aux glaciers de Larailhe et de Bat Crabère.

Comme pour les parois méridionales, le niveau d'équilibre glaciaire s'est abaissé de 300 m environ de l'Est à l'Ouest, pour des pics d'altitude et de morphologie comparables. La réalisation de l'équilibre n'est d'ailleurs pas soumise aux mêmes conditions au Nord et au Sud. On le voit bien aux aspects variés du retrait récent: au Sud et parfois au Nord-Ouest, les glaciers ont simplement maigri, mais restent au contact et en partie enfouis sous leurs moraines. Ils marquent, en général, un retrait moins spectaculaire que leurs homologues des expositions nord, qui ont souvent découvert plusieurs centaines de mètres de roche en place. Ils nous montrent que les conditions d'ablation ont, somme toute, peu changé. Les glaciers nord, qui correspondent à une ablation beaucoup moins forte sont, en définitive, plus sensibles à une diminution d'alimentation qui n'engendre plus un simple amaigrissement comme au Sud, mais un retrait rapide, les glaces de basse altitude n'étant plus protégées thermiquement par des neiges annuelles d'épaisseur suffisante.

De toute façon, de la haute vallée d'Aure au Pic d'Anie, et sur les deux versants, se manifeste un accroissement de l'alimentation en glace, lorsqu'on pénètre plus avant dans la zone climatique du type atlantique: l'augmentation des précipitations et l'amortissement des variations thermiques y sont favorables à l'accumulation glaciaire. En même temps se dégage une autre règle de variation de l'enneigement persistant: les secteurs exposés au Nord-Est sont les plus favorisés; il faut y voir l'influence des vents d'Ouest dominants qui, après les chutes de neige, en transportent une partie sur les faces est

(5) Quantité de rayonnement solaire reçue par unité de surface.

et la déposent dans les remous « sous le vent ». De part et d'autre d'une crête Nord-Sud, de part et d'autre d'un col Est-Ouest, les congères sont toujours beaucoup plus épaisses à l'Est qu'à l'Ouest, et la neige y persiste beaucoup plus longtemps à la fin du printemps. Il semble, en même temps, que les effets de l'insolation matinale en atmosphère fraîche sur les faces est soient moins accusés que ceux de l'insolation d'après-midi en atmosphère tiède sur les faces ouest (6).

Les indications des glaciers actuels sont précieuses ; mais les appareils examinés sont trop réduits, trop isolés, trop étroitement liés aux conditions topographiques héritées des glaciations anciennes pour pouvoir tirer de véritables lois de leurs enseignements. L'épisode tardi-glaciaire fournira des exemples beaucoup plus nombreux.

II. — LES MORAINES DU TARDI-GLACIAIRE

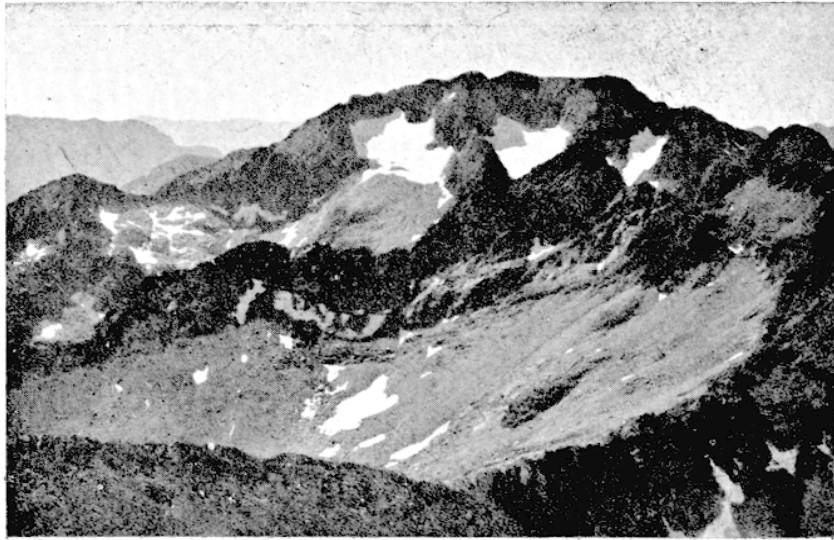
A une altitude nettement plus basse que celle des glaciers actuels, entre 1600 et 2200 mètres selon les massifs, une phase glaciaire tardive a laissé des moraines abondantes. Elles sont un trait essentiel du paysage des hautes vallées dans la montagne pyrénéenne.

1. La structure des dépôts morainiques - Au contraire des glaciers actuels où l'arc morainique est unique, les dépôts tardi-glaciaires sont caractérisés par l'assemblage de nombreux arcs frontaux et de cordons latéraux multiples (fig. 3).

Dans les granites, les andésites et certains calcaires massifs, les blocs répandus sur le fond des cirques sont énormes (un bloc de calcaire à grenat a 15 m de long auprès du lac d'Ara-tilhe). Il n'y a pas de matériaux fins en surface et la végétation n'a pu prendre pied. Cet assemblage de blocs anguleux reste sans matrice fine sur plusieurs mètres de profondeur ; tout objet qu'on y laisse choir est irrémédiablement perdu ; la progression dans ces champs de blocs est longue et difficile, bien que les pierres n'y soient qu'exceptionnellement en déséquilibre. La distance à laquelle on les rencontre au delà du pied des versants exclut toute possibilité de mise en place par chute libre et simple gravité : les pentes sont trop faibles (200 m de dénivellation sur un kilomètre entre le pied du versant et le lac Blanc d'Escoubous, 140 m sur un kilomètre au lac Nère).

A l'extérieur, avant de trouver la roche moutonnée, polie et striée, on rencontre un arc puissant, de plus de 100 m de haut sur la rive gauche d'Escoubous, de 150 m de haut dans le vallon

(6) Nous retiendrons ces deux explications de préférence à celle de L. GARCIA SAINZ qui suppose que les vents neigeux viennent du Sud. (*L'Origine des glaciers ibériques quaternaires et la trajectoire cyclonale de l'Atlantique*. C. r. Congrès Int. Géog. Lisbonne, 1950, T. II, sect. II, pp. 722-730).



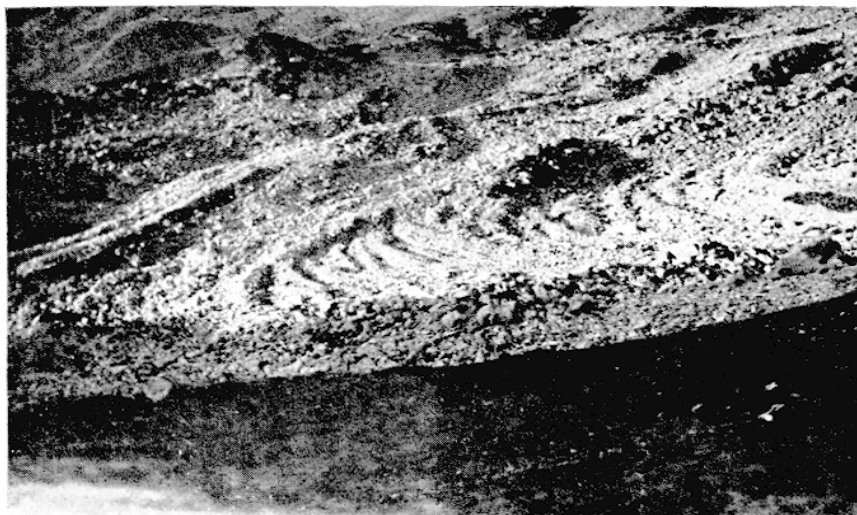
A. - Les glaciers du Pic d'Enfer (Haut Aragon). Vue prise du sommet de la Fache vers le Sud. Glaciers de face nord, à l'abri d'une crête Est-Ouest de calcaires dévoniens. Ils occupent trois cirques en fauteuil bien individualisés. En avant du glacier oriental, moraines les plus récentes. La glace vive apparaît au milieu de la neige résiduelle (état le 1^{er} septembre 1951).



B. - Les glaciers nord du Vignemale (vue prise vers le Sud). Au premier plan, ancien cône de transition fluvio-glaciaire à demi fixé (Oulette de Gaube) se raccordant à un vallum à très gros bloès. En arrière, moraines récentes de teinte claire, sur lesquelles on aperçoit les cordons des petites pulsations du glacier. Sur le « glacier des Oulettes » qui leur fait suite, glace vive crevassée, neige résiduelle (27 août 1951). A gauche, glacier du petit Vignemale, largement en retrait du cordon morainique à section triangulaire.



A. Haute vallée du Bastan. (Vu prise des environs du col du Tourmalet, vers le Sud-Ouest). Arcs morainiques du tardi-glaciaire repris par la solifluction.



B. Moraines de Pombie (Pic du Midi d'Ossau). Vue prise des pentes du col de Suzon vers le Sud. Aux premier et dernier plan, cordons morainiques latéraux du tardi-glaciaire. Dans l'intervalle, petits arcs à profil semi-circulaire (moraines « de contraction »).

Clichés P. BARRÈRE

nord de l'Arbizon. La concavité, tournée vers l'amont, est à pente courte et forte, de l'ordre de 45° . La convexité, à pente plus faible (20 à 30°), est longue, régulièrement décroissante vers l'aval. On y voit apparaître, à partir du tiers supérieur et surtout vers la base, des matériaux plus fins, cailloutis toujours anguleux, sable, terre, fixés par le « gispet », les rhododendrons et les pins ; la convexité externe tranche nettement

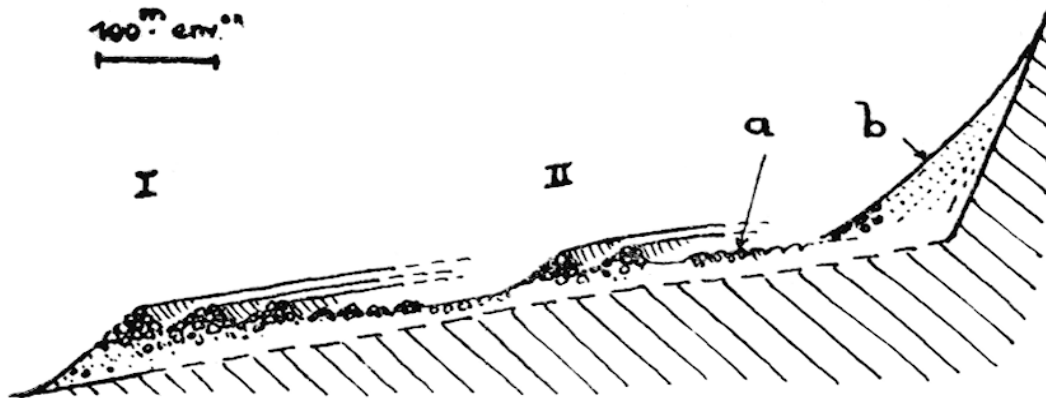


Fig. 3. — MORAINES DU TARDI-GLACIAIRE (disposition semi-schématique dans la moitié orientale du bassin d'Ardiden). 1. complexe morainique externe. 2. complexe morainique externe : a) arcs de contraction ; b) éboulis ordonnés actuels.

par son croissant sombre sur l'ensemble souvent très clair des blocs cristallins. Sur le front de ce vallum, pas de traces de mouvements ultérieurs importants du type des bourrelets ou des loupes de solifluction ; seules quelques grosses pierres venues du sommet de l'arc s'éboulent par gravité.

En amont du vallum externe, se pressent des vallums internes plus petits et de hauteur régulièrement décroissante. Lorsqu'ils sont peu nombreux, leur coupe transversale rappelle celle du vallum extérieur ; ils sont alors séparés de celui-ci par une dépression en croissant, où il n'est pas rare, comme dans l'estibe d'Aygues-Cluses, (7) de voir réapparaître la roche en place ; au Cambalès même, le vallum le plus externe est perché par rapport aux suivants sur une échine médiane du bassin ; toutes dispositions qui excluent un transport autre que glaciaire. S'ils se multiplient et se serrent (parfois plus de dix), leur section est nettement semi-circulaire, surtout dans les vallées étroites et à forte pente, comme le vallon de la Fache.

Les glaciers responsables de ces constructions étaient des appareils courts. Dans les massifs cristallins aux larges bassins d'altitude, ils émettaient rarement des langues individualisées.

(7) Les estibes sont de vastes bassins, vers 2.000 m. d'altitude, qui servent de pâturages d'été. Voir P. BARRÈRE, *Le relief des massifs granitiques du Néouvielle de Caunterets et de Panticosa* (Rev. géog. Pyr. Sud-Ouest, XXIII, 1952, fasc. 2, pp. 69-98).

Ils étaient extrêmement chargés en matériaux grossiers qui formaient avec la glace un mélange plastique assurant le transport des gros blocs sur des pentes très faibles. Les affleurements de roche en place entre deux arcs morainiques ne s'expliquent que s'ils ont été, à un moment donné, recouverts de glace véhiculant les matériaux dans une série de pulsations ou de stationnements interrompant le retrait. Des cordons longitudinaux prolongent les arcs vers l'amont et les plus bas sont les cordons axiaux, les derniers disposés au cours de l'amaigrissement, la glace se moulant sur les arcs déjà construits. Dans les derniers moments d'activité de ces appareils, la glace peut disparaître totalement de la surface. Enfouie sous des matériaux qui retardent sa fusion, elle assure, par sa plasticité, leur progression sur le substratum. On peut encore l'observer de nos jours pour les « glaciers en cuvette » du Chanchou oriental (massif de l'Ardiden) et du Cambalès : la glace, qui n'est plus visible qu'à l'amont, forme une cuvette plus basse que les moraines ; des auréoles concentriques y traduisent comme un mouvement d'aspiration sous les matériaux ; mais le vallum mort constitue vers l'aval un obstacle à la progression et il naît à la surface du matériel détritique une série d'arcs à coupe demi-cylindrique, dont le rayon de courbure horizontal est plus grand que celui du vallum (8). Leur développement est remarquable à la surface de la grande moraine de Pombie (pl. V, B), immédiatement à l'est du Pic du Midi d'Ossau, où ils se comptent par dizaines. Dans cette phase terminale de l'évolution, les matériaux fins de profondeur, humectés par les eaux d'infiltration ou de fusion des neiges, peuvent parfois jouer le même rôle. Mais les formes d'ensemble, visiblement figées lorsqu'il s'agit de matériaux grossiers, ont été moulées sur une glace aujourd'hui disparue ; on en a la preuve au lac de Bastan du Néouvielle, lorsque ces formes se développent uniquement dans des matériaux de très gros calibre dont la « rugosité » d'ensemble exclut, sous leur faible épaisseur relative, tout mouvement de masse sans intervention d'un lubrifiant dont on ne trouve plus trace.

Les formations schisteuses étaient capables de fournir de grosses quantités de matériaux fins. Les formes y sont, à première vue, confuses, d'autant plus que la végétation a souvent fixé l'ensemble des moraines. Les vallées étant beaucoup plus étroites et profondes que dans les granites, les langues glaciaires étaient beaucoup plus courantes que les névés très étalés. Les forts cordons de moraines latérales dominant le paysage, séparés par d'étroites rainures non drainées. Dans la vallée de la Gaube (Arbizon), le long des trois kilomètres qu'occupait la langue glaciaire, on compte ainsi cinq bourrelets de moraines

(8) Voir à titre comparatif C. F. CAPELLO, *Sulla genesi della morene Je contrazione* (B. del Comitato Glaciologico Italiano, n° 23, 1945, pp. 29-54).

latérales se relayant sur la rive droite. Dans certains cas, les matériaux fins ont permis des mouvements posthumes d'une certaine importance. Lorsque le vallum primitif s'établit au débouché d'une vallée suspendue au-dessus d'une auge, l'ensemble des matériaux morainiques repris par la solifluction a pu glisser sur la pente; c'est ce qui s'est produit dans la vallée de Bastan, au pied du Tourmalet (pl. V, A) et au Néouvielle, à l'aval immédiat d'Orédon. Les bourrelets frontaux se présentent alors très discontinus, poussés les uns sur les autres, les matériaux s'étant trouvés bloqués par la faible pente du talweg principal. Le bas du versant est encombré de bosses de quelques mètres de hauteur; dans les schistes houillers des sources du Gallego, au Sud du Pourtalet, on en compte plusieurs centaines. Le phénomène n'est d'ailleurs pas totalement inconnu dans les massifs cristallins; dans les granites à chlorite donnant une arène abondante et fine, il se produit en arrière du vallum principal formé de gros blocs, des froissements de la masse qui multiplient le nombre des bourrelets, à l'Est de la brèche de Cambalès par exemple.

Mais quelle que soit la nature des roches originelles, un caractère très constant du phénomène est le *dédoublement*. A mi-chemin entre le rempart externe et le pied de la paroi, on rencontre un second vallum semblable au premier, fixé vers l'extérieur par la végétation et prolongé vers l'amont par des cordons morainiques latéraux. La succession est particulièrement tranchée dans les moraines de Pombie, dans la vallée de la Gaube (Arbizon), dans la vallée d'Arviden au nord du lac Grand, dans tout le Néouvielle et à Troumouze. N'échappent à cette règle que les très petits appareils et certaines moraines de versant sud, où la seconde pulsation est réduite à une étroite frange au pied des versants: ils n'ont enregistré que le maximum de la phase.

L'épisode tardi-glaciaire ne fut donc pas simple. A l'amont, au pied des crêtes, les cordons morainiques sont maintenant en voie de fossilisation par les grands éboulis de gravité, dont le calibre moyen est beaucoup plus réduit que ceux des moraines du tardi-glaciaire. On ne risque donc pas de confondre celles-ci avec des « coulées de pierres » (9) dérivant par solifluction des éboulis de gravité ou de moraines de fond déposées dans le plus

(9) Il ne semble pas utile de les appeler « pseudo-moraines » à la suite de P. FALLOT et A. FAURE-MURET. *Formations glaciaires et dépôts aberrants des feuilles de Saint Etienne de Tinée et Boréon (Alpes Maritimes) (Travaux scientifiques du C.A.F., III, 1950, pp. 544, VI pl.)* Voir aussi A. FAURE-MURET, *Les Rock-streams ou pseudo-moraines du massif de l'Argentera-Mercantour. (C. r. somm. S.G.F., 1949, p. 118).*

Excellente analyse de formes comparables par Joseph DOMARADZKI. *Blokstrome im Kanton Graubünden*. Verlag Lüdlin A.G. Liestal, 1951. Résultats des recherches entreprises au Parc National suisse (*Soc. Helv. Sc. Nat.* 235 p., bibl. de 48 n°, 34 photos et pl.). — Von Hans BOESCH, *Beitrag zur Kenntnis der Blockstrome (Die Alpen, 1951, 1, 5 p.)*.

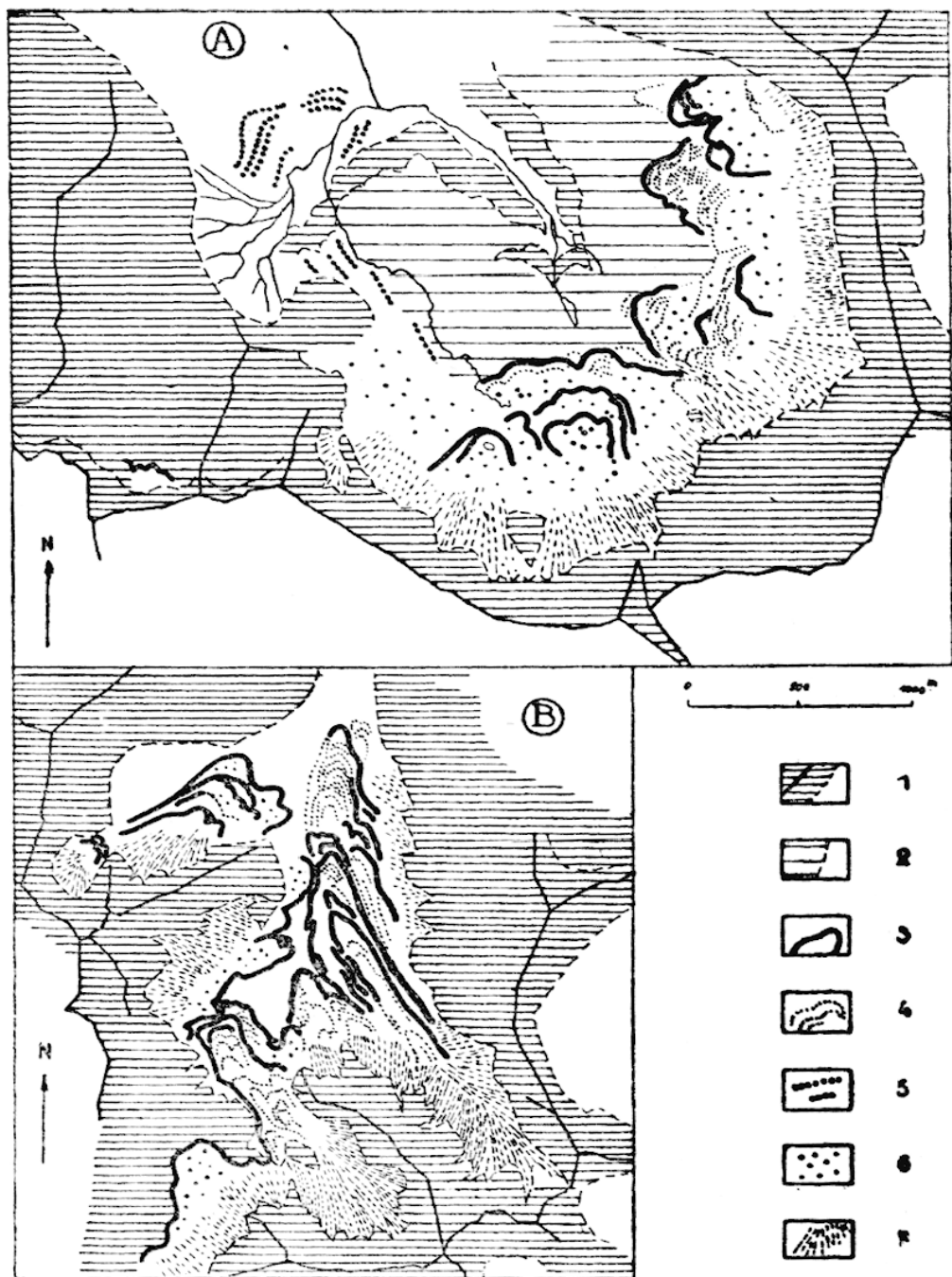


Fig. 4. — APPAREILS MORAINIQUES DU TARDI-GLACIAIRE : A. Cirque de Troumouze. B. Vallée de la Gaube (Ardiden). — 1. principales masses montagneuses et grands versants. — 2. plancher du cirque de Troumouze. — 3. vallums et cordons latéraux principaux du tardi-glaciaire. — 4. vallums secondaires et arcs morainiques de poussée et de « contraction ». — 5. traînées de moraines et moraines latérales d'aval. — 6. champ de blocs non ordonnés. — 7. cônes et franges d'éboulis actuels.

grand désordre par les glaciers (10). Le calibre de leurs matériaux indique une désagrégation mécanique beaucoup plus intense qu'actuellement; leur très fort volume, comparé à celui de la glace, implique une alimentation détritique très forte par rapport à l'alimentation nivale. Il doit être possible de mettre cette phase glaciaire en relation avec une période de froid très rigoureux et relativement sec par rapport aux autres périodes. La désagrégation mécanique des versants y était d'une grande puissance, surtout à la périphérie des glaciers (11).

2. Le groupement des appareils et leurs rapports avec la topographie (fig. 4) - Les grandes murailles calcaires Est-Ouest, mettent bien en évidence l'opposition fondamentale entre les versants septentrionaux et méridionaux. Au pied nord de Peña Telera, dans le val de Tena, la vallée de Lana Mayor est garnie d'une double frange de moraines en festons, à l'abri du puissant front de cuesta des calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Lors de la pulsation la plus forte, les glaciers de pied de paroi, très bien alimentés, étaient tous soudés, et vers 1700 m d'altitude formaient un ensemble de 6,5 km de long sur 2 km de large. Lors de la pulsation interne, ils étaient déjà séparés en lobes distincts et leurs moraines dessinent un feston très indenté. Sur le versant sud, correspondant à cet ensemble imposant, on ne trouve que quelques festons discontinus à la sortie des cirques.

Autour des pics isolés dominant des surfaces mûres, les appareils tardi-glaciaires divergeaient en soulignant l'importance de l'orientation. Du Pic du Midi d'Ossau, par exemple, descendaient quatre grandes langues; la mieux alimentée (3,5 km de long) était celle du secteur Nord-Est qui occupait toute l'auge perchée du Mailh à Baigt; elle y a laissé des moraines latérales bien formées. De la paroi Est, la langue de Pombie ne descendait que sur 2,1 km; les langues Nord-Ouest se déversaient plus rapidement encore sur la vallée de Bious, et celle du Sud-Ouest, dans le vallon de Peyreget, ne dépassait pas 500 mètres.

Dans les vastes bassins de haute altitude, les moraines du tardi-glaciaire forment une frange continue, au pied des crêtes de recoupement des cirques à l'angle basal très marqué. Les appareils issus des versants exposés à l'Est étaient, de loin, les mieux pourvus en glace. Typique des hauts bassins du Néouvielle, l'estibe d'Escoubous est garnie de moraines du tardi-glaciaire jusqu'au talweg dans sa moitié Ouest; à l'Est elles se réduisent à une simple frange; dans la « montagne » d'Ardiden, les appareils descendus à l'Est de la crête de Houradade avaient une

(10) La netteté des arcs morainiques empêche de suivre N. LLOPIS LLADO lorsqu'il propose d'interpréter ces formes comme des drumlins, en particulier au col d'Izas, près de Collarada, en Haut-Aragon (*El relieve del alto valle del Aragon. Pirineos*, n° 5, 1947).

(11) P. BARRÈRE, article cité, p. 79.

surface cinq fois plus grande que ceux situés à l'Ouest de la crête de Naou Costes. Sur le grand fond plat circulaire de Troumouze, l'importance des grands névés ne cessait d'augmenter d'Est en Ouest, jusqu'à ce que, dans le secteur s'ouvrant vers le Nord-Est, naisse une véritable langue glaciaire (fig. 4 A).

Mais pour une altitude et une exposition comparables dans un même massif, la morphologie de la crête peut influencer sur le développement des appareils glaciaires. Si, sur un versant nord-est, l'angle basal vient à s'effacer, les appareils s'amenuisent, pour, finalement, disparaître si la crête s'abaisse au voisinage du niveau d'équilibre, comme cela se produit dans le haut bassin de Caderolles.

Dans les cirques étroits et les fonds d'auges glaciaires, le rôle de l'exposition est plus difficile à déceler, car le comblement par les glaciers fut, dans certains cas, complet. Certaines têtes de vallées sont totalement engorgées de moraines aux nombreux arcs intacts, masse très perméable où un écoulement permanent ne s'est pas encore organisé. La haute vallée de Cestrède, affluent rive gauche du Gave de Pau, est ainsi comblée sur près de deux kilomètres. Les petits cirques de l'Ardiden (les « clôts ») sont complètement barrés vers l'aval par un arc morainique complexe laissé par une langue glaciaire déjà bien dessinée. Des langues de quatre à cinq kilomètres n'étaient pas rares, comme celle qui remplissait le vallon de Pouey Trenous, à l'Ouest du Marcadau, ou la vallée du Badet descendant du Chanchou vers le Gave de Pau. Elles ont parfois même laissé à l'amont de puissantes moraines médianes, l'une de 30 mètres de hauteur sur le talweg qui conduit au lac Grand d'Ardiden; vers l'aval, on retrouve leurs moraines latérales. Une langue prolongeait dans la vallée de Pouey Aspé les névés du Gabiétou, du Taillon et de la Brèche; après 3 kilomètres, elle débouchait dans la vallée de Gavarnie et a déposé sur le balcon de Peyre Blanque quatre moraines latérales bien formées.

Dans l'immense majorité des cas, les moraines du tardi-glaciaire permettent de vérifier la situation privilégiée des expositions nord et surtout nord-est pour l'accumulation et la conservation de la glace. Elles nous permettent aussi de nous rendre compte que, dans les limites du secteur étudié, les conditions d'équilibre glaciaire variaient beaucoup (fig. 5).

3. Variations altitudinales du niveau d'équilibre glaciaire au tardi-glaciaire (13) L'altitude d'équilibre glaciaire se relève nettement de 1800-1900 m dans le massif du Pic d'Anie à 2300 m dans le massif du Pic du Midi et 2500-2600 m sur la crête séparant les vallées d'Aure et du Cinca. Des sommets atteignant

(13) La figure 5 est dressée en tenant compte de la variation du niveau d'équilibre sur les faces nord, de façon à éliminer l'influence des différences d'exposition. Les critères retenus sont énumérés dans l'introduction de cet article.

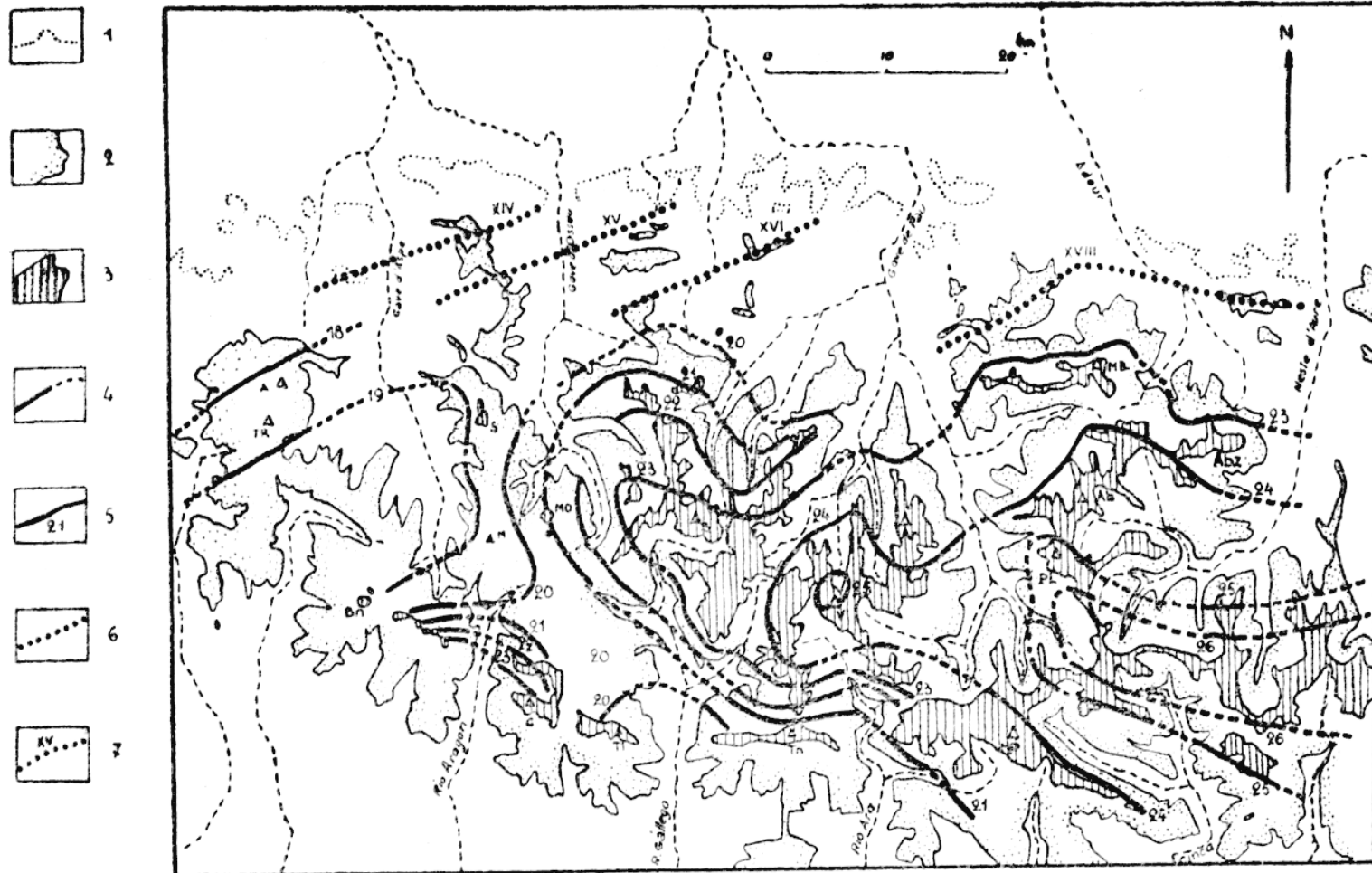


Fig. 5. — LIGNES D'ÉQUILIBRE GLACIAIRE DANS L'OUEST DES PYRÉNÉES FRANCO-ESPAGNOLES : 1. principaux reliefs de la bordure montagneuse. — 2. massifs au-dessus de 1600 m. — 3. massifs au-dessus de 2400 m. — 4 et 5. ligne d'équilibre au tardi-glaciaire et son altitude en hectomètres sur les faces nord. — 6 et 7. ligne d'équilibre durant le maximum glaciaire et son altitude sur les faces nord.

2100 m, comme le Pic de Burcq en haute vallée d'Aspe, descendaient des appareils tardi-glaciaires plus développés que de sommets s'élevant à plus de 2700 m, comme le Pic de Lia, au fond de la vallée d'Aure, de morphologie et d'exposition comparables.

Les hauts bassins intramontagnards occidentaux, Aspe et Val de Tena, étaient, semble-t-il, très enneigés et d'une façon assez uniforme, l'équilibre glaciaire se situant entre 1800 et 2000 m. Mais, vers le Sud, les cluses de l'Aragon Subordan (Hecho), de l'Aragon (Canfranc) et du Gallego (Piedrafita) modifient brusquement la situation. Entre le Pic des Moines et Collarada, par exemple, le niveau d'équilibre glaciaire se relève de 300 m vers le Sud. Il faut y voir, sans doute, l'influence des conditions estivales ibériques s'insinuant par les cluses et contrebalançant par une forte ablation les bonnes conditions de nivation de type béarnais qui pénètrent par les cols très bas de Somport et du Pourtalet.

Entre Aspe et Balaïtous, le niveau d'équilibre glaciaire se relève assez rapidement à 2300 m, en même temps que la masse montagneuse gagne en importance; il marque ensuite un nouveau relèvement à 2500 m dans le massif très isolé du Vignemale et se stabilise vers 2500-2600 m sur la crête frontière vers l'Est. La haute vallée d'Aure était donc particulièrement mal alimentée au tardi-glaciaire par rapport aux montagnes occidentales. Elle est, de nos jours encore, beaucoup plus sèche que les régions voisines : des sommets de plus de 3000 m (Batoua 3025 m) n'y ont pas de glaciers et très rarement des névés saisonniers. Cette zone est très défilée derrière la barrière Mont Perdu, Munia, Néouvielle, Arbizon; elle est aussi particulièrement sensible aux influences ibériques, car il se produit sur le versant sud, dans les hauts bassins des rios Cinca et Cinqueta, un véritable effacement du relief avant les hauts massifs méridionaux des Posets et de la Maladetta. Il y a de fortes chances pour que, plus à l'Est, les lignes d'équilibre glaciaire, au lieu de continuer à s'élever, se stabilisent un moment. Dès le Luchonnais, d'ailleurs, les glaciers actuels descendent à 2600 m au pied de pics de 2900 ou 3000 mètres.

On note enfin, sur les deux versants de la chaîne, un relèvement sensible de la ligne d'équilibre glaciaire de l'extérieur vers l'intérieur de la montagne. Sur le méridien de Pau, elle se trouvait vers 2000 m au Nord du Gabizos, à 2300 m dans le massif de Migoëlou-Balaïtous, à 2000 m au Sud, en Val de Tena, vers Tramacastilla et Piedrafita. Sur le méridien de Tarbes, le niveau d'équilibre glaciaire, situé vers 2300 m dans le massif du Pic du Midi de Bigorre et l'Arbizon, passait à 2600 à la Munia au Sud de Troumouze, pour s'abaisser à 2400-2300 m dans la haute vallée de Pineta. On peut s'assurer que ce relèvement, continu dans l'espace, ne traduit pas, en fait, des différences

chronologiques : les petits appareils d'aval auraient existé à basse altitude pendant le maximum, les appareils d'amont correspondant alors à une élévation post-maximale de la ligne d'équilibre glaciaire. En effet, vers l'aval, au Nord comme au Sud, les moraines du tardi-glaciaire sont incluses dans des formes d'érosion glaciaire dessinées par des affluents des grands glaciers de vallée du maximum. Il faut aller beaucoup plus bas pour trouver les traces des petits glaciers contemporains de la grande extension des glaces.

III. — LES PETITS APPAREILS CONTEMPORAINS DU MAXIMUM GLACIAIRE

Lorsque, quittant la Zone axiale et ses grandes sierras bordières, on passe vers le Nord aux bastions plissés du Jurassique et du Crétacé inférieur et, vers le Sud, aux chaînons du Tertiaire, l'altitude dépasse très rarement 2000 m (une seule fois, au Sud, à Guara, 2077 m). Les traces d'action glaciaire, comparables morphologiquement à celles du tardi-glaciaire, s'abaissent brusquement de 400 à 500 m. C'est une autre génération de formes, nées de petits glaciers qui ourlaient les crêtes pendant que les grandes vallées voisines étaient envahies par d'énormes langues de type himalayen. (fig. 6).

Les versants exposés au Nord étaient les seuls soumis à l'action glaciaire directe. Lorsque le front du crêt est tourné au Nord, la vigueur de la forme structurale se trouve accusée par l'encoche de « *cirques-niches* ». Dans le chaînon de l'Estibette-Pibeste (fig. 6 C), entre la vallée de Ferrières et celle du Gave de Pau, la crête s'abaisse de 1900 m à l'Ouest à 1500 m à l'Est; la morsure des cirques est de moins en moins importante dans le même sens : le diamètre se réduit de 1,2 km à 500 m, la hauteur de la muraille de plus de 300 m à 100 m. Un bourrelet morainique barre la sortie de la niche; le sol en est très évolué, complètement fixé par la végétation. La forme avivée de la muraille se poursuit parfois légèrement au delà de la racine des moraines bien caractérisées, résultat de la gélifraction à proximité de névés annuels qui complétaient, vers l'aval, les névés permanents; les produits de cette démolition se retrouvent partout à l'aval des moraines proprement dites, sous forme de loupes de solifluction. Celles-ci constituent même, dans les plus petites niches (au pied du sommet 1757, par exemple) les seules formes de transport et d'accumulation.

Si le revers du crêt est exposé au Nord, comme c'est le cas pour la Pène d'Escot, à l'Est de la basse vallée d'Aspe, la pente structurale du calcaire est disséquée par des couloirs, larges cannelures semi-circulaires, régulièrement espacées d'une centaine de mètres; ils indentent la crête et, au bas de ces « *cirques-couloirs* », on retrouve de petits arcs morainiques.

Les versants exposés au Sud, en milieu typiquement péri-

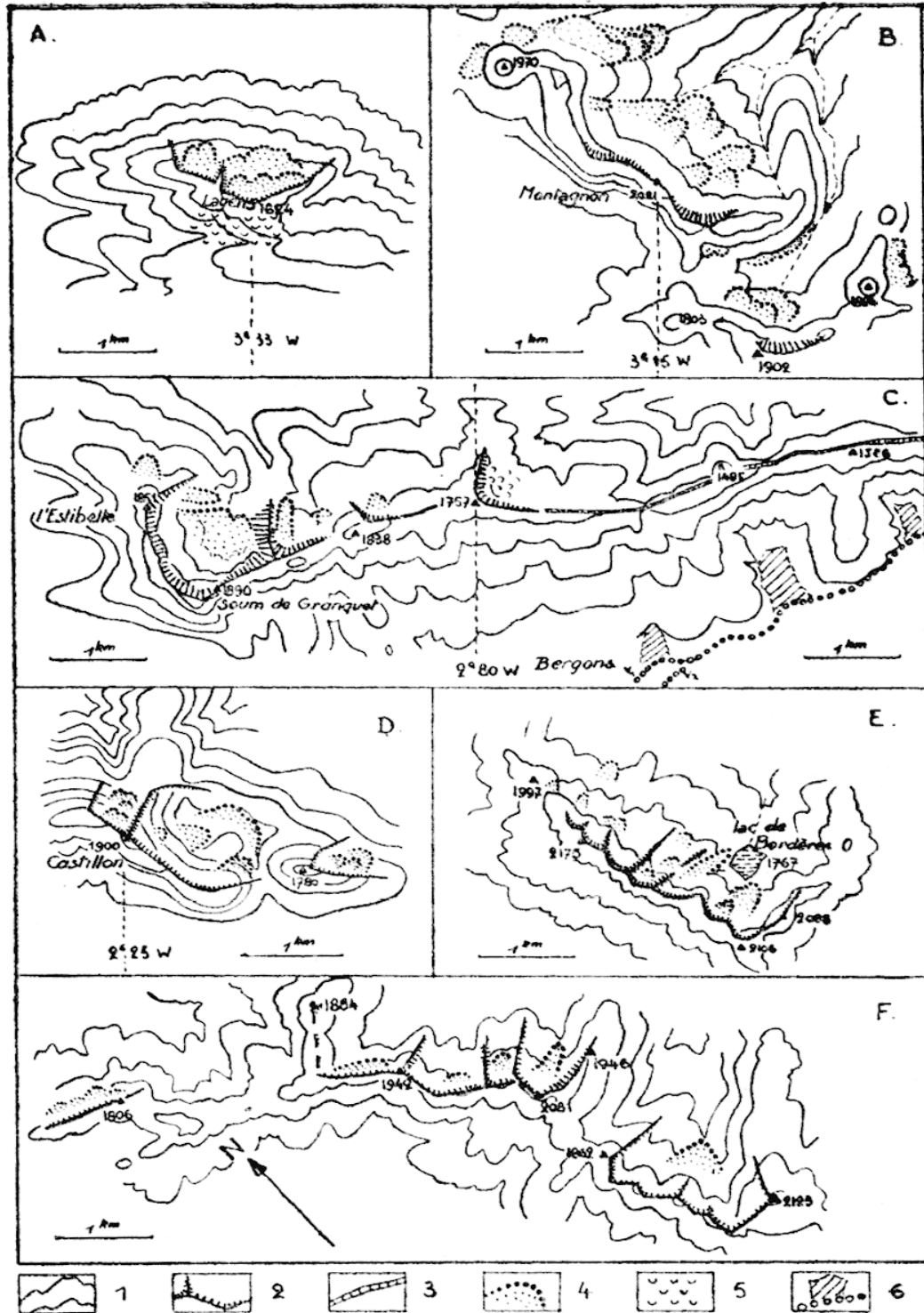


Fig. 6. — NICHES ET MORAINES DU MAXIMUM GLACIAIRE DANS LES CHAÎNONS BORDIERS NORD-PYRÉNÉENS. POUR les 5 premiers cartons, le Nord en haut de la figure. A. Crête du Layens à l'Ouest de Bedous (entre Aspe et Lourdios). — B. Massif du Montagnon entre Aspe et Ossau. — C. Chaînon de l'Estibette-Pibeste à l'Ouest du Gave de Pau. — D. Roc de Castillon à l'Ouest de la vallée d'Aure. — E. Massif granitique de Bordères-Bareilles. — F. Crête du Templa entre vallée de Bareilles et la Barousse. — 1. Courbes figuratives. — 2. Crête glaciaire. — 3. Autre crête. — 4. Bourrelets morainiques. — 5. Loupes de solifluction. — 6. Dépôts de gélifraction.

glaciaire, ont surtout évolué pendant le même temps par gélifraction. L'attaque de l'érosion, du fait de la masse des matériaux fournis par le gel, ne pouvait pas se concentrer en chenaux ou ravines. Dans les calcaires et les calcschistes jurassiques et urgoniens, toute attaque linéaire était, de plus, freinée par la perméabilité du sous-sol. Ainsi se développent les plus nets des versants réglés, sur le versant sud de la Pène d'Escot ou sur le versant sud du chaînon de Castillon, sur la rive droite de l'Adour. A peine incisés, ils ont un profil régulièrement concave, de roche nue au sommet, passant progressivement vers l'aval à une nappe continue des débris fins calibrés, cimentés en brèches lorsqu'ils sont très calcaires.

Les ensembles niches-moraines constituent bien la seule attaque glaciaire que ces montagnes aient subie; vers l'aval, à la différence des formations du tardi-glaciaire, on ne rencontre qu'un modelé purement normal, pas de traces d'auges ni de formations morainiques latérales ou en arcs, même quand le relief en aurait permis la conservation. Or, les limites altitudinales du phénomène se modifient profondément de l'Est à l'Ouest (fig. 5). En prenant les mêmes critères que pour le tardi-glaciaire, on voit cet équilibre se réaliser à 1700-1800 m, entre vallée d'Aure et Adour et dans le massif de Montaigu, vers 1600 entre Gave de Pau et Ferrières et au Sud du Jaout, à 1500 m. de part et d'autre de la vallée d'Ossau, et à 1400 m de part et d'autre de la vallée d'Aspe. Le Layens, entre Aspe et Lourdios (fig. 6 A), avec 1624 m d'altitude seulement, possédait des névés permanents deux fois plus étendus que ceux de la crête du Templa, entre Bareilles et la Barousse (fig. 6 F), où l'on note des sommets à 2201 m et 2128 m. Un col à 1800 m suffit ici à faire disparaître les petits appareils glaciaires. Au contraire, lorsqu'à l'Ouest apparaissent des sommets de 1900 à 2000 m, de véritables langues glaciaires s'organisent, ainsi au Nord d'Aydius (fig. 1 B), dans le massif du Mailh Massibé, du Montagnon et de la Sentinelle, où l'on voit même des moraines bien formées au pied des versants exposés au Sud.

Les petits appareils en bordure de la montagne font donc apparaître, pour le niveau d'équilibre glaciaire lors du maximum glaciaire, des variations comparables à celles enregistrées par le tardi-glaciaire et les glaciers actuels : 1° Une élévation vers l'intérieur de la montagne; 2° Un abaissement de 300 à 400 m vers l'Ouest, où les conditions beaucoup plus favorables à l'accumulation glaciaire compensaient en partie la diminution de surface des bassins de réception et l'effacement progressif de la masse montagneuse.

CONCLUSION

Ainsi, en s'appuyant sur des considérations purement morphologiques, il est possible de reconnaître, au-dessous du niveau

actuel d'équilibre glaciaire, deux niveaux plus anciens. Ils correspondent à des conditions d'équilibre climatique sensiblement différentes des conditions actuelles.

Le niveau d'équilibre du tardi-glaciaire, 500 à 700 mètres plus bas que les glaces actuelles, semble correspondre à des conditions très différentes. Ses moraines énormes et abondantes ont été transportées sur le glacier bien plus que dans la masse et les vallums ont un aspect très variable selon les roches d'où sont tirés leurs éléments. Les pulsations y furent nombreuses et se groupent en deux stades nettement séparés, tandis que les moraines récentes ne comportent qu'un arc unique et formé de matériaux qui furent tous plus ou moins des moraines internes. Entre les deux systèmes, l'absence d'accumulations morainiques prouve que le retrait fut extrêmement rapide, et en bien des endroits complet. Mais ce qui fait surtout l'originalité du tardi-glaciaire, c'est la puissance de son action érosive; la masse de ses matériaux en est déjà la preuve; il a pu inscrire dans l'amphithéâtre des grands bassins une nouvelle génération de petits cirques taillés comme à l'emporte-pièce, alors que les glaciers actuels n'ont fait que se replier en les altérant à peine, au pied des versants modelés par leurs prédécesseurs.

Le niveau d'équilibre du maximum glaciaire, 1200 m plus bas que le niveau actuel, est séparé du tardi-glaciaire par 400 à 500 m. Il en est plus proche que celui-ci ne l'est du niveau actuel. Pour de petits appareils de taille comparable, les matériaux morainiques du maximum glaciaire sont de plus faible calibre que ceux du tardi-glaciaire et rappellent davantage ceux des glaciers actuels. Mais, là encore, entre les deux systèmes, il n'y a guère de traces de stationnement. Le recul fut brusque et continu, avant la nouvelle offensive qui devait couvrir tous les hauts massifs.

Mais, au delà de ces nuances climatiques à l'intérieur de chacune de ces phases bien individualisées, on est frappé de la permanence des conditions d'alimentation lors des diverses périodes. Durant celles qui ont le plus nettement modelé ces formes d'érosion glaciaire (le maximum et le tardi-glaciaire), la région étudiée est une zone de transition entre les Pyrénées occidentales, basses et très enneigées, et les Pyrénées centrales où les lignes d'équilibre se sont relevées de 300 à 400 m en bordure de la chaîne. Comme, en même temps, ces lignes d'équilibre s'élèvent vers l'intérieur de la montagne, il se produit une sorte de compensation entre l'augmentation de surface des hauts bassins collecteurs de glace et la diminution relative de l'enneigement. C'est une notion qu'il faudra avoir présente à l'esprit en étudiant les conditions d'équilibre des grands glaciers de vallée, dont la puissance érosive a dépendu, elle aussi, des conditions d'équilibre glaciaire que nous avons tenté de définir d'après les petits appareils.