LA DEGLACIATION RHODANIENNE

entre

LES MORAINES INTERNES ET LE VAL DU BOURGET

par

G. MONJUVENT*

RESUME

Entre l'amphithéâtre des moraines internes de Grenay-Lagnieu et le Val-du-Bourget le Haut-Rhône présente une succession de surcreusements très profonds (plus de 200 m à Malville) séparés par des seuils et/ou des défilés. Cette morphologie particulière, par les grandes irrégularités dans la section du glacier qu'elle a impliqué, a conduit à une déglaciation caractérisée par sa scission en un grand nombre de lobes de glace morte isolés, de dimensions très variables, provoquant autant d'obturations glacio-lacustres. Dix étapes de stationnement sont reconnues, depuis la première (Maximum) suivie par huit étapes de retrait, et une de déglaciation. Les "stades" de Brégnier-Cordon, Brens-Belley et Coron sont récusés et trois nouvelles étapes définies: Arandon Massignieu, Chazey. Chronologiquement, le début de la déglaciation paraît largement antérieur au Tardiglaciaire reconnu dans plusieurs sîtes palynologiques ou préhistoriques, sans que sa date puisse être actuellement estimée.

ABSTRACT

Between the inner moraines of Grenay-Lagnieu and the Val-du-Bourget the Haut-Rhône valley presents a succession of overdeepenings separated by thresholds and/or defiles. This peculiar morphology, implying strong differences in the cross section of the glacier, led to a deglaciation characterized by its scission into numerous lobes of dead ice, which are isolated and of very variable sizes, causing as many glacio-lacustrine obturations. We observed ten stages of immobilisation, since the first Maximum followed by eight phases of withdrawal, and finally one of deglaciation. We eliminate the so-called Brégnier-Cordon, Brens-Belley and Coron stages, and define three new ones: Arandon, Massignieu, Chazey. Chronologically, the beginning of the deglaciation seems much older than the Late Glacial period, as is documented in some palynological and prehistorical sites, but which cannot be dated at present.

Mots clés:

Glaciation; déglaciation; glacio-lacustre; étape; wurmien; tardi-glaciaire; holocène; Rhône; France.

^{*} U.A. C.N.R.S. nº69, Géologie Alpine — INSTITUT DOLOMIEU, U.S.T.M.G. Rue Maurice Gignoux — F 38031 GRENOBLE CEDEX

T - INTRODUCTION, HISTORIQUE.

Depuis le début du siècle (GIGNOUX, GIGNOUX & COMBAZ, 1914) et jusqu'à une date récente (ENAY, 1981; MANDIER, 1984), la plupart des auteurs qui se sont intéressés à cette partie du Haut-Rhône en amont des moraines internes de Lagnieu (PENCK & BRUCKNER, 1901-1907) ont recherché des "stades" d'arrêt dans la décrue du glacier et en ont défini un certain nombre sur des critères variables. Le but de cette note est d'en faire une révision critique et d'essayer d'établir une paléogéographie cohérente de la déglaciation, depuis les moraines internes jusqu'au val du Bourget, vaste surcreusement ou d'autres problèmes se posent. Les observations nouvelles, effectuées notamment à l'occasion des levés cartographiques détaillés de la carte géologique à 1/50.000 BELLEY, ont en effet conduit à mettre en évidence la généralité des phénomènes glacio-lacustres jusqu'ici inconnus dans ce secteur de vallée* et à la nécessité de leur prise en compte pour tout essai de reconstitution stratigraphique ou paléogéographique.

Comme c'est généralement le cas, le premier a avoir émis l'hypothèse d'une limite d'avancée glaciaire en amont des moraines internes est PENCK (1907), qui "la place au bord de la cuvette terminale... et aux environs de Morestel", et la parallélise aux "moraines de Voiron". Puis M. GIGNOUX (1914) et GIGNOUX & COMBAZ (1914) définissent entre les moraines würmiennes ("stade" de Lagnieu) et "l'époque néo-wurmienne" ("stade" de Collonges - Fort L'Ecluse, KILIAN, 1910**) trois "stades" de retrait successifs marqués par des vallums morainiques frontaux: Virieu-Rossillon Brens-Belley et Charbonod. Ces "stades" ont généralement été admis et utilisés depuis sans contestation.

En 1928, FRANCOIS signale pour la première fois le vallum de Morestel, en amont de la vallée des Vernes (couloir périphérique au plateau de Crémieu), indiquant qu'il marque un "temps d'arrêt" derrière le grand vallum de "la plaine de Lyon" contemporain du "stade" de Lagnieu. Il reconnait aussi les vallées fluvio-glaciaires de Lancin et de Mépieu et leur aboutis-sement dans la terrasse de Malville.

En 1933, VIRET intercale un "stade de Coron" entre ceux de Brens-Belley et de Charbonod, d'après un "lambeau de moraine à Coron" et donne deux schémas paléogéographiques de ce "stade" et de celui de Virieu-Roussillon. Ce nouveau "stade" est assimilé à celui de Belley-Virig nin (= Brens-Belley) par VINCIENNE (1936).

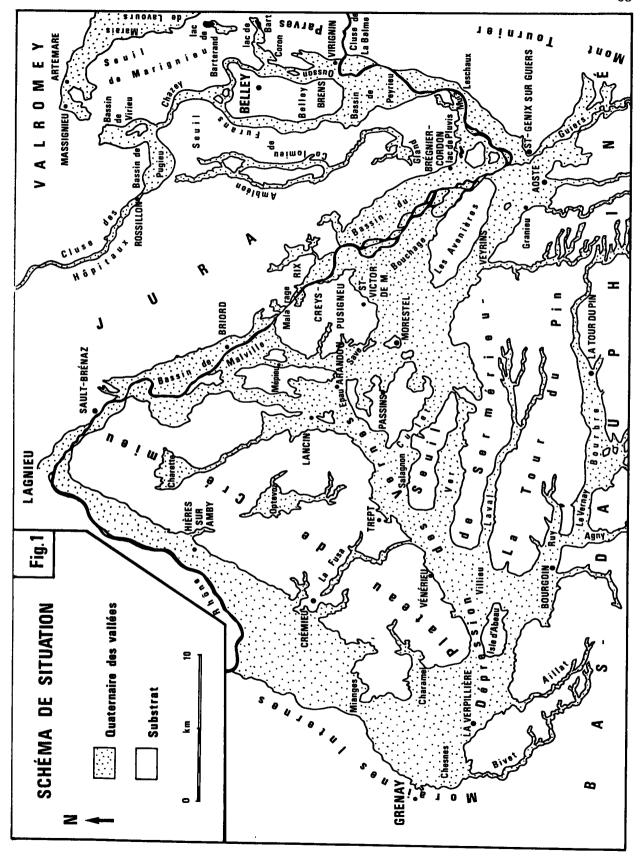
La première mention explicite du "stade de Morestel" est due à FORAT (1954) qui en délimite l'extension et postule des écoulements fluvio-glaciares par les vallées mortes d'Olouise (Culet) et du Ver en direction de la vallée des Vernes.

BOURDIER (1962) est le premier à situer schématiquement d'anciens lacs de retrait wurmiens dans la dépression de la Verpillère (aval de la vallée des Vernes), la vallée du Rhône en amont de Morestel et la dépression de Belley jusqu'en amont de la cluse des Hôpitaux (ce dernier largement exagéré), sans plus de précisions. Il en est de même pour Y. BRAVARD (1963) qui y signale un grand développement de formations glacio-lacustres et de dépôts de kame, sans plus de détails et sans les coordonner.

En 1981 ENAY définit "le stade" de Lancin, en donne une description détaillée et précise le "stade" de Morestel, décrivant notamment les quatre vallums qui le caractérisent, en le reliant à la terrasse de Malville en aval par l'intermédiaire des couloirs de Lancin et de Mépieu.

^{*} Le territoire considéré correspond à la coupure topographique à 1/100000 BELLEY couverte par les cartes géologiques à 1/50000 MONTLUEL, BOURGOIN, LA TOUR DU PIN (parues) et BELLEY (en préparation), cf. fig.1.

^{**}Il a été démontré que le soi-disant "stade" de Collonges-Fort L'Ecluse n'existe pas (BOURDIER, 1935, 1962)



En 1984 enfin, MANDIER reconnaît trois pulsations majeures séparées par des interstades mineurs dans l'amphithéâtre des moraines internes (B,C,D) attribuées à un "Würm récent", suivant un grand interstade le séparant d'une première phase glaciaire (stade de Béligneux) appartenant à un "Würm ancien", et précédant un dernier "stade" (E) de "décrépitude" caractérisé par la fusion sur place d'un lobe de glace morte à l'intérieur des moraines internes de Lagnieu-Grenay.

Ainsi, de l'amphithéâtre des moraines internes au Val du Bourget, la littérature nous offre une succession de dix "stades" glaciaires: Le Maximum (B, ou Charveyron 1), C (Charveyron 2) et D (Lagnieu-Ville) de retrait, E (décrépitude), Lancin, Morestel, Virieu-Rossillon, Brens-Belley, Coron, Charbonod. Sauf MANDIER, tous les auteurs ont, du moins implicitement, compris ces "stades" non comme des réavancées du glacier après un "interstade" de recul plus ou moins prononcé, donc après une période d'amélioration climatique, mais comme des stationnements du glacier en recul.

Nous intéressant à la déglaciation à partir du système morainique terminal quadriphasé (B,C,D,E, MANDIER 1984), nous serons amenés à parler d'"étapes" de retrait ou de déglaciation et non de "stades", aucun dépôt de type interstadiaire tant du point de vue climatique que sédimentologique n'ayant été mis en évidence à notre connaissance entre deux dépôts "stadiaires" dans la région considérée.

Mais nous aurons à juger de la validité des six étapes suivantes. Lancin nous semble parfaitement défini, non par des moraines frontales mais par des écoulements fluvio-glaciaires importants; Morestel est également bien caractérisé par des moraines terminales en tête de vallées glaciaires mortes; par contre Virieu-Rossillon, Brens-Belley et Coron n'ont aucune existence selon les définitions même de leurs auteurs, aucune moraine frontale ne leur correspondant; seul Charbonod a une certaine vraisemblance car il est marqué par une butte morainique longée par un chenal marginal suspendu en amont de la colline morainique de Massignieu-de-Rives.

II - DISPOSITIONS MORPHOLOGIQUES (Fig.1)

La région considérée correspond à une vaste zone relativement et irrégulièrement déprimée, bordée au Nord et à l'Est par la terminaison méridionale du Jura où se loge le bassin molassique de Belley, au Sud par les plateaux molassiques du Bas-Dauphiné, à l'Ouest par le plateau calcaire de Crémieu. Elle est constituée par une série de dépressions séparées par des seuils ou des défilés, de dimensions et d'orientations variées, qui la rendent très complexe dans le détail. On peut y distinguer, d'Ouest en Est, les unités suivantes:

- II.1 Le plateau de Crémieu (ou île Crémieu), à structure monoclinale à léger pendage est, dessine un large triangle isocèle aplati d'altitude modérée (il n'atteint pas 450m) qui s'abaisse doucement d'Ouest en Est où ses côtés sont bordés par de larges dépressions qui le séparent du piedmont miocène (seuil Sermérieu La Tour du Pin). Il est traversé de part en part par trois dépressions NW-SE suspendues parallèles à la bordure jurassienne et au Rhône (Charette, Optevoz, La Fusa), et entouré par une ceinture continue de vallées actives ou fossiles au niveau des alluvions de fond de vallée, qui l'isolent véritablement à la manière d'une île.
- II.2- Le bassin de Malville. Entre le Jura et le plateau de Crémieu la vallée du Rhône s'élargit entre deux défilés rocheux, Malarage en amont, Sault-Brénaz en aval, pour constituer le bassin de Malville. Ce bassin est occupé par trois formations différentes étagées: la terrasse de Malville, les cônes torrentiels de Villebois, Serrières-de-Briord et les Granges, la basse plaine alluviale du Rhône.

La terrasse de Malville, constituée par une nappe fluvio-glaciaire recouvrant d'épais dépôts lacustres (plus de 200 m), se prolonge au Sud par deux larges couloirs alluviaux suspendus au-dessus de l'amont de la dépression des Vernes. Ce sont des formes fluvio-glaciaires caractéristiques.

Les cônes torrentiels, uniquement de rive droite (affluents jurassiens), sont fortement emboîtés dans la terrasse de Malville (205m contre 225m) et dominent faiblement la plaine alluviale du Rhône (200 m). Ce sont des formes fossiles alors que la plaine alluviale est inondable.

La plaine alluviale du Rhône prolonge parfaitement tant morphologiquement que sédimentologiquement son homologue du bassin du Bouchage en amont du défilé rocheux de Malarage (cf. § III.4).

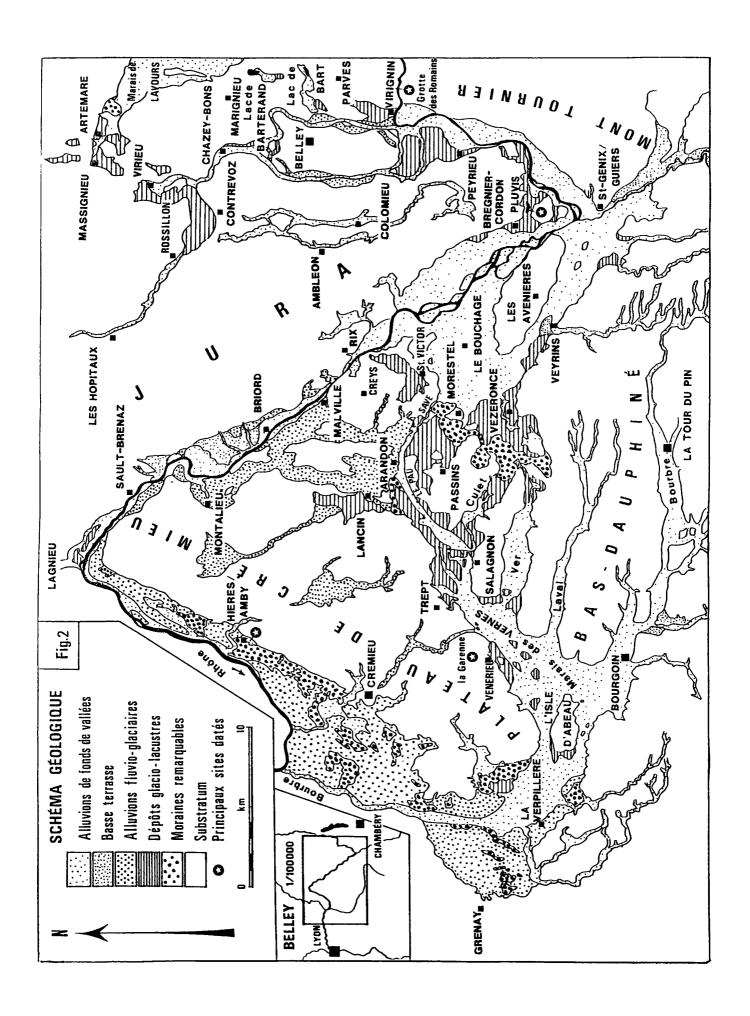
Ce bassin est un profond surcreusement (le Rhône coule en rapides sur le seuil rocheux de Sault-Brenaz) glaciaire unique et non constitué par deux petites cuvettes glacio-lacustres limitées par des cônes torrentiels (BRAVARD J.P., 1987), lesquels sont bien postérieurs. D'autre part la terrasse de Malville n'est pas une terrasse de kame (id.), car elle a occupé tout le bassin comme le montrent ses éléments tant de rive gauche (Malville) que de rive droite (Flévieu, Buisson, Les Granges, Chapelle-St-Léger, etc.), sa structure et son faciès fluvio-glaciaire et non deltaïque, sans blocs.

- II.3 La dépression des Vernes. Nous appellerons ainsi la vaste et complexe zone déprimée qui sépare le plateau de Crémieu des collines molassiques au contact desquelles elle se creuse. Elle est composée de plusieurs ramifications qui s'ordonnent selon deux directions et appartiennent à deux ensembles: la vallée des Vernes proprement dite, les couloirs parallèles du seuil Sermérieu La Tour du Pin.
- II.3.1- La vallée des Vernes, de morphologie très curieuse, comprend trois tronçons d'orientation et d'ampleurs différentes:
- Un tronçon médian NE-SW longeant le rebord interne du plateau entre l'Isle d'Abeau et Arandon. Etroit à Arandon en amont, il s'élargit considérablement et régulièrement jusqu'à l'Isle d'Abeau (vallée des Vernes s.s.).
- Deux tronçons à chaque extrémité, d'orientation NW-SE: le Lac puis le ravin de la Save d'Arandon à Morestel à 1'E, le marais de la Verpillère à l'W qui s'inscrit dans l'ombilic incomplètement colmaté du même nom et qui se prolonge vers le Nord jusqu'au Rhône par l'étroit couloir aval de la Bourbre.

C'est une vallée morte qui court-circuite la vallée du Rhône par le Sud du plateau de Crémieu, apparemment au niveau des alluvions de fond de vallée. En réalité elle se compose de deux sections divergentes à partir du seuil médian de Salagnon (223 m) bordé de basses terrasses discontinues, succession de dépressions marécageuses (marais de Sablonnière, de l'Epau, du lac de la Save côté Save, Marais des Vernes, de Bourgoin, de la Verpillère côté Vernes) sans trace d'écoulement actuel ou ancien. Il s'agit donc manifestement de formes originelles et non d'un ancien cours du Rhône post-glaciaire (FRANCOIS, 1928).

II.3.2 - Les couloirs d'écoulement du seuil Sermérieu-La Tour du Pin, au nombre de quatre, parallèles et d'orientation SE-NW comme la basse Save, sont creusés essentiellement dans le substrat molassique et possèdent un remplissage de fond récent constitué de cônes de déjection latéraux se fondant dans un fond marécageux. Leurs extrêmités amont débutent suspendues au-dessus du bassin du Bouchage où les deux septentrionaux (Culet, Ver) sont barrés par des arcs morainiques du système de Morestel (Olouise, Le Munard). Il est évident que ce sont des formes de creusement glaciaires, comme la vallée des Vernes, également dépourvues de nappes fluvio-glaciaires.

- II.4 Le seuil Sermérieu La Tour du Pin, qui sépare la vallée des Vernes du bassin du Bouchage, est presque isolé du reste du Bas-Dauphiné par le profond couloir de La Tour du Pin. Outre les quatre couloirs secs qui le découpent d'Est en Ouest, il présente au Nord de Sermérieu une vaste terrasse alluviale suspendue au-dessus de la Save (Passins) dans le prolongement sud des couloirs de Lancin et de Mépieu.
- II.5 Le bassin de Bouchage est un vaste élargissement de la vallée du Rhône entre le plateau de Crémieu et le défilé de Leschaux, au contact du Jura et du piedmont miocène, d'où émerge la colline isolée des Avenières à substrat molassique. Il est constitué par une plaine alluviale récente inondable, parsemée de méandres abandonnés, s'étendant uniformément jusqu'aux versants montagneux sauf très localement où elle est bordée de basses terrasses de faible développement (Vézeronce, Brégnier-Cordon, etc.), recouvrant un ombilic de profondeur supérieure à 100 m. Dès 1907, PENCK et BRUCKNER l'avaient reconnu comme une cuvette centrale (Stammbecken) à l'intérieur de la grande cuvette terminale des moraines internes.
- <u>II.6 Le bassin de Peyrieu</u>, homologue amont de celui du Bouchage (profondeur supérieure à 65 m) s'en distingue par un vaste système de terrasses à trois niveaux qui le remplit pour moitié.
- II.7 Le seuil de Belley, zone relativement déprimée de collines molassiques au Sud, calcaires au Nord (Andert-Condon), sépare le bassin de Peyrieu de l'amont de la Cluse des Hôpitaux. Il est traversé, au niveau des alluvions de fond de vallée, par un couloir largement calibré suivi par le ruisseau du Furans d'où diverge, à la hauteur de Chazey, le couloir de l'Ousson. Or les directions d'écoulement, tant anciennes (terrasses fluvio-glaciaires) qu'actuelles, sont N-S (de la cluse des Hôpitaux vers le bassin de Peyrieu) alors que la direction de confluence est inverse (S-N). C'est peut-être l'indice d'un ancien réseau local affluent de la cluse des Hôpitaux, possible cours ancien du Rhône, repris à contre-courant par l'érosion glaciaire dont le sens est N-S, et dont le renversement daterait du détournement du Rhône de la cluse des Hôpitaux vers la cluse de Pierre-Châtel à une époque indéterminée, würmienne certainement mais peut-être antérieure.
- II.8 L'amont de la cluse des Hôpitaux. De l'entrée de cette cluse morte (Rossillon) aux marais de Lavours, pointe occidentale du Val du Bourget, deux élargissements locaux (Pugnieu, Massignieu) sont plus ou moins remplis par des terrasses bordées de dépressions originelles mal drainées (lac de Virieu, marais de Pug ieu, etc.). Malgre leurs dimensions réduites, ce sont des surcreusements au même tître que les précédents, séparés par des seuils (Virieu), mais façonnés dans les assises calcaires du Jura.
- II.9 Le seuil de Marignieu, chaînon jurassien qui sépare le synclinal de Belley du Val du Bourget, est traversé par deux cluses, la cluse morte des Hôpitaux au Nord, la cluse du Rhône à Pierre Châtel au Sud, entre lesquelles il a subi une forte érosion glaciaire, surtout au N de la montagne de Parves (630 m).
- Ainsi, de l'amont vers l'aval, ce secteur de la vallée du Rhône est caractérisé par une série de bassins surcreusés (Pugieu, Peyrieu, Le Bouchage, Les Vernes, Malville), séparés par des seuils (Belley, Sermélieu La Tour du Pin) ou des défilés (Leschaux, Malarage), de dimensions très inégales, fonction essentiellement de la lithologie et de la structure, mais aussi de la dynamique glaciaire, le glacier du Rhône ayant dû franchir un premier et important obstacle (le seuil de Marignieu) en aval du grand surcreusement du Val du Bourget. Ce dispositif en ombilics et verrous (s.l.) a eu une très grande importance lors de la déglaciation. Au moment du retrait, l'amincissement du glacier a provoqué des coupures en série au niveau des seuils et des défilés, et l'abandon de masses de glaces mortes dans les ombilics. Il s'en est suivi une succession de phénomènes glacio-lacustres locaux dont les dispositions, tant en plan qu'en niveaux, vont permettre, au même titre que les rares traces de moraines frontales subsistantes, la reconstitution de la paléogéographie du retrait glaciaire.



III - FACIES ET REPARTITION DES DEPOTS (fig. 2)

Nous ne prendrons en considération ici que les dépôts situés en amont (à l'Est) du Rhône et de la Bourbre, ceux dépendant des moraines internes ayant été minutieusement décrits récemment (MANDIER, 1984). Rappelons que l'amphithéâtre morainique interne de Grenay-Lagnieu a été subdivisé par cet auteur en quatre "stades" : B (Satolas ou Grenay) du Maximum, C (Dormont), et D (Charvieu) de retrait, précédant un dernier, E (Chesne) de décrépitude."

III.1 - Moraines. Elles se présentent généralement sous le faciès de moraine de fond, matériel argilo-sableux à blocs et galets sans structure, et se disposent le plus souvent en placages irréguliers tant sur le plateau de Crémieu que sur les collines molassiques et les versants du Jura, où on les trouve aussi en épais colmatages de vallées. Mais elles peuvent constituer des collines de type drumlin d'épaisseur pluridécamétrique indiscernables morphologiquement de celles façonnées dans le substratum, calcaire ou molassique, et dessiner localement des vallums frontaux ou latéraux, tant sur le Jura (secteur Innimond-Lhuis) qu'en amont de l'Ile Crémieu (Arandon, Morestel). Ici les vallums sont de faible développement et formés de matériel sablocaillouteux intensément remanié par les eaux de fonte. En amont de Morestel il n'existe plus aucune forme construite, les vastes et épais affleurements morainiques n'apparaissant que sous forme de revêtements de versants sans morphologie particulière. Ainsi il n'existe aucun de ces "vallums" invoqués par GIGNOUX (1914) et GIGNOUX & COMBAZ (1914), notamment à Rossillon-Contrevoz, dans le Valromey (Luthézieu, Belmont), dans le bassin de Belley (Brens, Coron, Muzin) et à l'Ouest de la cuvette de Pluvis (Brégnier-Cordon), pour la définition de leurs "stades".

III.2 — Alluvions fluvio-glaciaires. Elles n'existent pratiquement que dans le plateau de Crémieu (bassins de Charette et d'Optevoz surtout) et à sa périphérie (couloirs suspendus de Lancin et de Mépieu, tranche supérieure de la terrasse de Malville), où elles forment des nappes alluviales bien conservées, intactes sauf à Malville à cause de l'érosion du Rhône. Il n'en existe pas dans la vallée des Vernes et les couloirs affluents contrairement aux notations de la carte géologique à 1/50000 BOURGOIN, ni dans les bassins du Bouchage, de Peyrieu ou l'amont de la cluse des Hôpitaux. Les dépôts notés ainsi (FGy) ou comme "alluvions de retrait würmien" (Fy) autour de Morestel et à Peyrieu notamment (feuille LA TOUR DU PIN) sont en réalité glacio-lacustres. Des alluvions fluvio-glaciaires ne réapparaissent qu'à l'aval des couloirs du Furans et de l'Ousson, dans le seuil de Belley, sous forme de basses terrasses qui s'interrompent dès le confluent avec le Rhône.

III.3 - Dépôts glacio-lacustres. Une des particularités de cette région du Haut-Rhône est l'important développement des formations lacustres, présentes dans toutes les dépressions morphologiques, d'extensions et de niveaux très variables.

III.3.1 - Bassin de Malville (ou de Briord) :

Soubassement de la terrasse de Malville : des alluvions deltaïques et des sables et argiles lacustres s'observent en divers points entre Lagnieu et Malville, sous la terrasse de Malville et ses dépendances, mais aussi sous le bas niveau fluviatile et les alluvions récentes de fond de vallée. Elle appartiennent au comblement d'un lac qui se termine par la nappe fluvio-glaciaire de la terrasse de Malville (225m).

La plupart des gravières qui entament la terrasse de Malville (Bouvesse, Le Bayard, Dornieu) et celle de Buffières qui échancre le cône torrentiel de bas niveau de Serrières-de-Briord montrent soit des sables plus ou moins graveleux bien lités plus ou moins obliquement, soit des graviers deltaïques, sous les cailloutis à litage horizontal du sommet des terrasses. Les forages de reconnaissance de la centrale EDF de Creys-Malville, implantés au sommet de la terrasse, traversent tous sous des cailloutis supérieurs (maximum 30m) des sables graveleux passant à des sables, puis des silts et des argiles à niveaux caillouteux très localisés, dont l'épaisseur peut dépasser 150m. Le sondage le plus profond n'a pas atteint le substratum rocheux plus de 200m sous la surface (cote + 14,75).

Ces dépôts deltaïques plus ou moins grossiers recouvrant d'épais sédiments fins sont le remplissage d'un lac profond occupant la vallée du Rhône en aval du défilé de Malarage (certains disent "Maïarage"). Le niveau du plan d'eau dépassait largement l'actuelle plaine alluviale holocène. D'après le contexte morainique, il ne pouvait d'agir que d'un lac barré en aval au niveau des moraines internes de Lagnieu.

En effet, au Sud de Saint-Sorlin en Bugey en aval du seuil rocheux de Sault-Brénay, la butte surbaissée de la Durandière qui émerge de quelques mètres au-dessus du fond de vallée holocène est constituée en surface par un cailloutis deltaïque à pendage aval, visible sur 4m. Un peu en aval, un puit a traversé plus de 20m d'argiles litées et le sondage 675-4-28 du S de Lagnieu plus de 40m de sables et d'argiles sous le fond de vallée récent.

- III.3.2 Plateau de Crémieu . Terrasse de Lancin : La terrasse qui s'étend au N de Lancin, cote 275-270, est constituée dans sa partie supérieure par des cailloutis deltaïques peu épais (4m) surmontant des sables à litage oblique d'épaisseur inconnue, visibles dans plusieurs gravières abandonnées. Elle est isolée et domine de 50m la terrasse voisine de Malville. Les nombreuses dépressions fermées qui la trouent surtout en amont, autour de Lancin, mais aussi en aval (Bramefan), la dépression morainique qui les sépare et sa position isolée et très étagée indiquent qu'elle résulte du remplissage d'une dépression de bordure de glacier (occupant le marais), dont la rive opposée était le rebord de la terrasse de Fontanille (278-275m) appartenant au système fluvio-glaciaire de Charette.
- ${
 m III.3.3}$ Dépression des Vernes : les dépôts glacio-lacustres s'y présentent sous deux aspects :
- La terrasse de Passins d'une part, isolée et suspendue au-dessus du couloir de la Save.
- La vallée des Vernes proprement dite d'autre part, ou ils forment soit de basses terrasses latérales qui pénètrent localement dans les couloirs affluents, en amont, soit des buttes isolées dépassant du remplissage palustre de fond de vallée en aval.
- III.3.3.1 Terrasse de Passins : elle remplit une large dépression, de profondeur inconnue mais probablement modérée, entre Morestel et le marais de l'Epau, homologue des couloirs de la Save et du Culet qui l'encadrent. C'est une belle surface de cote 245-240m, suspendue au-dessus de la Save et de l'Epau (20 à 25m, compte non tenu du remplissage de fond récent de ces couloirs), qui se raccorde en amont (à l'Est) aux moraines frontales de la ferme Bachelin ("stade" de Morestel). Elle est constituée par des sables lités horizontalement, épais de plus de 10m, passant localement à des deltas graveleux et caillouteux à pendage nord (Nord de Côte de l'Etang), surmontés par des cailloutis fluvio-glaciaires peu épais. Ces sables se sont déposés dans un

lac barré en aval par une masse de glace au niveau du couloir de la Save (nombreuses dépressions fermées, notamment aux alentours du lac), en amont par le glacier du Rhône déposant les moraines frontales de Bachelin. La présence d'une masse de glace occupant le couloir de la Save est en effet nécessaire, celui-ci n'ayant pu se creuser ultérieurement car dépourvu de tout drainage autre que strictement local.

III.3.3.2 - Vallée des Vernes : cette vallée diffluente au niveau du seuil de Salagnon montre, au-dessus d'un fond marécageux qui va s'élargissant en direction de l'ombilic de la Verpillère avant de se rétrécir en un étroit couloir à partir de la terrasse de Chesnes, des terrasses étagées et des buttes isolées au milieu du Grand Marais de Villieu.

Les terrasses se localisent essentiellement dans la section Arandon-Vénérieu, et sont particulièrement importantes au niveau de seuil de Salagnon. On en distingue deux à trois niveaux faiblement étagés dont le plus élevé (Le Temple, 240m) est homologue de la terrasse de Passins sur la rive opposée de l'Epau. Les rares coupes encore observables montrent soit un matériel grossier (graviers, galets) très sableux à litage oblique (deltaïque), plus rarement horizontal avec intercalation de couche limoneuse à galets striés disséminés (moraine lacustre, gravière de la terrasse des Ferrandières), soit un matériel essentiellement ou exclusivement sableux (Salagnon - Les Champagnes). Elles disparaissent en aval de Vénérieu, où les débouchés des couloirs de Laval et de la Bourbre en sont dépourvus. De basses terrasses obturent donc incomplètement les débouchés des couloirs du Culet et du Ver, qui sont par ailleurs vides de toute autre formation. Il est donc évident que ces matériaux n'ont pû être déposés par des courants fluvio-glaciaires issus de ces couloirs.

De très basses terrasses apparaissent cependant très localement dans l'aval de la vallée ; à l'Ouest de la butte isolée de l'Ile d'Abeau (Seigle, Les Prairies, à surface sablonneuse), et dans le débouché de l'Agny dans la Bourbre, en amont de Bourgoin, où il s'agit d'alluvions torrentielles de cet affluent remaniées des conglomérats molassiques de son bassin (matériel grossier presqu'exclusivement calcaire, rares siliceux, très rares cristallins).

Les buttes isolées du marais de Villieu, non représentées sur la carte BOURGOIN à 1/50000, émergent à peine du remblaiement palustre et montrent une surface entièrement sableuse (Sartines, Braille, Charpier), ou sablo-caillouteuse (Villieu). Leur existence est incompréhensible dans l'hypothèse d'une vallée des Vernes parcourue par des courants fluvioglaciaires.

La nature très voire exclusivement sableuse des terrasses, et leur structure deltaïque fréquente dénotent un dépôt en milieu lacustre. Leur distribution, leur discontinuité et la présence de buttes alluviales isolées montrent qu'elles se sont déposées dans une série de lacs séparés par des masses de glace. Ces masses de glace occupaient les sections des vallées dépourvues de tels dépôts pour cette raison même. Une fois les glaces fondues, les sédiments lacustres se sont alors trouvés en relief au milieu de vallées mortes déprimées, soumises dès lors à une sédimentation exclusivement locale, torrentielle de bordure et palustre dans l'axe. Les fonds des vallées ont été ainsi progressivement remblayés, jusqu'à ennoyer presque les dépôts les moins élevés (buttes de Villieu). Il y a d'ailleurs probablement des buttes et terrasses lacustres recouvertes par le remplissage de fond, et donc inapparentes, notamment au niveau le plus déprimé et le plus élargi de la vallée, entre Bourgoin et La Verpillère.

- III.3.4 Bassin du Bouchage : C'est une grande dépression au niveau de la plaine alluviale inondable du Rhône (215-205m), parsemée de méandres abandonnés d'où s'élève comme une île la butte allongée des Avenières, bordée par une série de replats ou terrasses très localisés et de niveaux variables. On peut y distinguer :
 - Le replat de Saint-Victor de Morestel (240m)
 - Le plateau de Vézeronce (225m)
 - La terrasse de Brégnier-Cordon Murs (225m)
 - Les petites terrasses de bas niveau de Truison (220m), Glandieu (215m), Champagneux Les Gourjux (215m), Veyrins Thuellin (213m).

On peut y ajouter les hauts niveaux de Veyrins (270-255m) et le replat de Granieu (230m) qui n'apparaissent pas dans le relief.

- III.3.4.1 Hauts niveaux de Veyrins : Ils sont constitués de cailloutis grossiers à blocs à fort pendage oblique plaqués contre le versant molassique (270m) ou formant un petit aplanissement (255m) audessus de Petit-Veyrins, 60 et 45m au-dessus du fond de vallée, et qui ont tous les caractères de dépôts de kame.
- III.3.4.2 Replat de Saint-Victor de Morestel : au-dessus du village l'amont du massif calcaire de Creys-Pusignieu est frangé par un replat de cote 240m qui s'insinue dans toutes les anfractuosités du relief, et dont la surface et les versants dominant la basse plaine du Bouchage sont constitués essentiellement de sables. Il n'en existe aucun bon affleurement si ce n'est une coupe de 2m de profondeur au fond de l'anse de Nizeret, montrant lm de graviers bien roulés à matrice sableuse abondante surmontant lm de sables fins graveleux. Ce matériel, qui ne peut être ni morainique ni fluvio-glaciaire et qui apparaît sur une grande surface, est nécessairement lacustre comme celui de la terrasse voisine de Passins. Mais le replat sableux de Saint-Victor n'est bordé par aucun dépôt morainique. Il faut donc admettre que le glacier était alors décollé du massif de Creys et se terminait dans le lac. En aval, deux issues s'ouvrent en direction du bassin de Malville ; le seuil de Daleygnieu (236m) et le défilé du Rhône à Malarage. Il fallait donc qu'un obstacle contienne le lac à la cote 240m. Il pouvait s'agir soit de barrages alluviaux, momentanément efficaces dans des secteurs aussi étroits, soit de loupes de glace résiduelles comme la dépression du Marais Pontin, en aval du seuil de Daleygnieu, permet de le supposer.
- III.3.4.3 Replat de Granieu : à l'Ouest d'Aoste ce replat accolé à 230m au versant molassique est constitué en surface par des sables meubles à galets polygéniques recouvrant des argiles litées qui n'affleurent que sur quelques dm. Il s'agit manifestement de dépôts lacustres, lesquels doivent être relativement abondants dans les environs d'Aoste, comme le montrent les sables de même faciès de la butte de Leyssin (265m), malheureusement indiscernables du substrat molassique également sableux en l'absence de bonnes coupes.
- III.3.4.4 Plateau de Vézeronce : Entre Morestel et le versant molassique de Curtin s'étend un plateau disséqué, de cote 225m, bordé à l'Ouest par des collines sablo-graveleuse (Brailles, 241m, Ampro, 247m) entourant une dépression fermée marécageuse (les Marais de Vasselin, 221m), le tout à l'intérieur de l'arc morainique du Munard et dominant d'une vingtaine de mêtres la plaine du Bouchage. Aucune coupe n'entame ce plateau, dont la surface très régulière montre une abondance de sable parsemé de galets et graviers. Par contre les buttes de Brailles et d'Ampro sont constituées essentiellement de sables épais, à lits ou lentilles irréguliers de graviers et galets à rares blocs.

Il est évident que ces buttes sont des dépôts de lacs para-glaciaires bordés de glaces mortes (dépression du Marais), tandis que le plateau de Vézeronce serait le colmatage plus régulier d'un lac marginal consécutif à un retrait plus prononcé de la glace.

III.3.4.5 - Terrasse de Brégnier-Cordon : ce village est bâti sur une terrasse de cote 226m, dominant la plaine du Rhône d'une vingtaine de mètres, qui se prolonge à l'Est de La Bruyère par les terrasses de Pluvis, Murs et Trémurs (même altitude), plaquées à la base du versant du Jura. Autour du Mont de Cordon des replats alluviaux de même nature et niveau existent à Cuchet et Cordon. La superficie de cette terrasse a été fortement réduite par le méandre récent de l'Ile de la Comtesse. Une dépression marécageuse allongée, dans laquelle se trouvait le lac de Pluvis, s'ouvrait en son milieu dans la brèche entre le Jura et le Mont de Cordon (où passe aujourd'hui le canal CNR qui a détruit le site). C'est ici que GIGNOUX (1914) situe une cuvette terminale "dominée à l'Ouest par .. un rempart morainique", du "stade" de Brégnier-Cordon (ou de Virieu-Rossillon). En fait il n'y a aucun rempart morainique ou autre ici. Mais le canal CNR de l'aménagement hydro-électrique de Brégnier-Cordon, qui a recoupé la terrasse à Murs et à La Bruyère, a montré sa structure deltaïque grossière avec nombreux blocs erratiques métriques ou plus (Murs). Cette terrasse est donc un dépôt lacustre de bordure de glacier (kame au sens très large), et la dépression de Pluvis l'empreinte d'une loupe de glace morte abandonnée par le glacier en cours de rétraction, et non une cuvette terminale. La cuvette terminale est représentée en fait par le bassin du Bouchage tout entier.

III.3.4.6 - Bas niveaux : Les terrasses de bas niveau (Glandieu, Thuellin), d'extension très limitée, sont à des altitudes voisines (215 et 213m) mais à des hauteurs variables au-dessus de la plaine alluviale (10 à 1m) du Rhône assez pentée, comme s'il s'agissait de témoins d'un niveau horizontal de type lacustre. Aucune coupe ne les entame mais leur matériel superficiel sableux ne contredit pas cette interprétation.

III.3.5 - Bassin de Peyrieu : un important système de terrasses occupe la partie nord (amont) de ce bassin triangulaire, dont la masse principale apparaît au débouché du couloir du Furans. Elle comprend trois niveaux : Côte-Dunay (250-240m) en amont, Chêne (235m), Bovinel (225m), séparés par des talus d'érosion et creusés de chenaux suspendus. Les coupes qui entament les deux niveaux supérieurs montrent qu'il s'agit de deltas caillouto-sableux très chargés en blocs de grande taille pour le plus élevé, dont les apports proviennent du Furans (morphologie superficielle, pendage des lits obliques). Le niveau inférieur ne possède aucune coupe mais la terrasse de Virignin, qui en est l'équivalent au débouché du couloir de l'Ousson, montre un matériel très sableux tant dans d'anciennes gravières qu'en sondages où il passe à des sables puis à des argiles en profondeur.

Les deltas de Peyrieu impliquent donc la présence d'un lac dont le niveau initial se situait vers la cote 250m. Or il n'y a aucun autre témoin de sédiments lacustres de ce niveau tant dans le bassin du Bouchage en aval que dans les couloirs Furans-Ousson en amont. Il n'y a aucune trace de barrage non plus. Il en résulte que ce lac était circonscrit au bassin de Peyrieu même, et contenu par des glaces qui en occupaient la partie aval, l'isolant ainsi du bassin du Bouchage et les couloirs Furans-Ousson en amont. De plus la morphologie du delta et le faciès extrêmement grossier du niveau supérieur indiquent qu'il était nourri par un frontglaciaire très proche.

Enfin l'existence de trois niveaux de terrasses deltaïques implique un abaissement du lac en trois étapes successives, pendant lesquelles les sédiments occupaient un espace de plus en plus étendu au fur et à mesure que le volume des glaces se réduisait, délimitant une étendue lacustre de plus en plus vaste.

- III.3.6 Seuil de Belley : des cailloutis à structure deltaïque apparaissent très localement dans le seuil de Belley, essentiellement dans la partie médiane du couloir du Furans entre Chazey et Chazey-Bons ou ils forment des placages à la base du versant ouest et colmatent le couloir suspendu de Chazey. Il s'en trouve encore quelques affleurements dans le couloir d'Ambléon au S du village, en bordure sud du marais de Coron (sables) et dans la dépression du lac de Barterand à Saint-Champ selon DOUXAMI (1902).
- III.3.7 Amont de la cluse des Hôpitaux : entre Rossillon et Artemare l'amont de la cluse des Hôpitaux s'élargit localement en deux petits bassins (Pugieu, Massignieu) suspendus au-dessus de l'extrêmité ouest du val du Bourget (marais de Lavours). Ils sont prequ'entièrement comblés par des dépôts glacio-lacustres de type deltaïque qui s'étagent en trois niveaux principaux : Virieu-le Coin (375m) dans le bassin de Pugieu, Massignieu (307m), Artemare (255m) dans la pointe du marais de Lavours, au-dessus du remblaiement palustre holocène de la cluse des Hôpitaux (330m) et du marais de Lavours (230m).
- III.3.7.1 Virieu Le Coin : de Virieu à Rossillon le petit bassin de Pugieu est encombré par d'épais dépôts alluviaux formant des lambeaux de terrasse au-dessus de Virieu (375m), la colline médiane de Pugieu (336m) et le plateau du Coin du Nord de Contrevoz (369m), séparés par des sions mal draînées où subsistent lacs et marécages (Lac de Virieu, Grande Blachère, Grand marais de Pugieu, 250m). Terrasses, colline et plateau sont constitués par des dépôts deltaïques sableux, caillouteux et à blocs dont l'épaisseur à l'affleurement dépasse 100m. La surface du plateau du Coin est creusée de plusieurs dépressions subcirculaires très profondes (Trou de l'Eau, 80m, Trou du Coin, 50m), témoins de la fusion de loupes de glace morte, mais est dépourvue de toute couverture morainique contrairement à l'affirmation de GIGNOUX (1914), et <u>a fortiori</u> de vallum. Les vastes et profondes dépressions entre terrasses, buttes et plateau, qui n'ont pû être creusées par les ruisseaux locaux indigents, de pente très faible et sans bassin-versant, sont manifestement aussi les empreintes de masses de glaces mortes disparues. Enfin la cluse des Hôpitaux en aval (Ouest) de Rossillon est un étroit couloir vide, sans issue en direction du marais de Lavours, et de niveau très inférieur à la terrasse du Coin (330m contre 369). Les deltas de Virieu-le-Coin se sont donc déposés dans un lac de niveau 375m, barré à chaque issue par des glaces et dans lequel stagnaient aussi d'épaisses masses de glaces mortes. Une autre petite terrasse deltaïque, cote 324m, fait face à celle de Virieu à Grange du Murat. Elle témoigne de la persistance d'un lac après le dépôt de la terrasse de Virieu, donc de l'existence de masses de glace en bordure ou dans ce lac, et d'une phase de stabilisation postérieure, peut-être en relation avec le lac de Massignieu.
- III.3.7.2 Massignieu : entre le bassin de Pugieu et le marais de Lavours le petit bassin de Massignieu est presqu'entièrement colmaté par une terrasse deltaïque à deux niveaux faiblement étagés, Pettevin (307m) et Les Curtaries (295m). Elle témoigne d'un lac d'étendue réduite (de Virieu à l'Ouest d'Artemare où une dernière et basse terrasse existe), de niveau supérieur au seuil rocheux de Virieu (265m) qui le sépare du bassin de Pugieu. Ce lac s'est donc formé alors que des glaces occupaient encore le bassin de Pugieu et que le glacier du Rhône stationnait au niveau d'Artemare.

- III.3.7.3 Artemare : une dernière terrasse (Artemare-Tornaval, 255m) remplit la pointe du marais de Lavours qu'elle domine d'une quinzaine de mètres. Sa structure n'est pas visible mais elle est très probablement deltaïque comme celles de Massignieu. Son extension est en effet très limitée (elle n'a pas de prolongement à l'Est en direction du val du Bourget) et elle est bordée en contre-bas par la butte morainique très basse de Marlieu, qui ne dépasse la surface du marais que de quelques mètres et dont la surface est creusée d'une dépression fermée (Sur le Lac). Là se trouve la trace du front du glacier qui retenait le lac dans lequel la terrasse d'Artemare s'est formée.
- III.4 Alluvions de fond de vallée. Les alluvions récentes de fond de vallée occupent de grandes surfaces au niveau des bassins, dépressions et couloirs mais aussi dans certains seuils. Elles sont de nature et d'origine diverses (torrentielle, fluviatile, palustre) et recouvrent souvent des sédiments fins de remplissage lacustre d'épaisseur très variable.
- III.4.1 Vallée du Rhône : la basse plaine alluviale du Rhône se compose de deux secteurs de part et d'autre du défilé rocheux de Malarage ; un secteur amont regroupant les bassins de Peyrieu et du Bouchage, continus à ce niveau malgré le défilé de Leschaux, un secteur aval limité au bassin de Malville. La stratigraphie y est la même d'après les nombreux sondages existants, et montre trois unités superposées :
- Au sommet, des limons de débordement plus ou moins sableux d'épaisseur métrique à plurimétrique.
- Dessous, une nappe de galets et graviers plus ou moins grossiers, d'épaisseur plurimétrique généralement inférieure à 10m, à base très irrégulière.
- Au fond, des sédiments fins généralement sableux puis argileux, d'origine lacustre et dont l'épaisseur minimale reconnue est de 191m à Malville, 91m au Bouchage et 50m à Peyrieu.

Ces trois bassins sont donc de profonds surcreusements glaciaires puisque limités en aval par des seuils rocheux, d'ampleur réelle encore inconnue, transformés en lacs après la fonte des glaces. Ces lacs se sont entièrement comblés de sédiments fins avant que l'alluvionnement fluviatile du Rhône ne vienne étendre une mince nappe caillouteuse à leur surface. Mais ils ont suivi des évolutions différentes. Celui de Malville s'est rempli de sédiments lacustres au cours de la déglaciation, en présence du glacier qui y a répandu la nappe fluvio-glaciaire superficielle de Malville. Celui du Rhône (Le Bouchage et Peyrieu) a persisté longtemps après la disparition du glacier ; en effet la plaine alluviale récente du bassin de Malville s'est constituée après le déblaiement, par érosion fluviatile verticale et méandrisation, d'une certaine épaisseur des dépôts fluvio-glaciaires puis lacustres sous-jacents, tandis que celle de Peyrieu-Le Bouchage s'est étalée en surface du remplissage lacustre de ces bassins, après leur complet remblaiement.

III.4.2 - Dépression des Vernes : la vallée des Vernes et les couloirs affluents sont largement garnis d'alluvions récentes de fond de vallée, beaucoup plus développées qu'il n'est indiqué sur la feuille à 1/50000 BOURGOIN. Elles consistent essentiellement en un remplissage palustre axial, pouvant occuper tout le fond (vallée des Vernes), connu localement par sondages, dans lequel se fondent des cônes torrentiels latéraux fossiles particulièrement nombreux et développés dans les couloirs affluents.

Les sondages, irrégulièrement répartis et rares dans les couloirs montrent tous, sous des limons et tourbes de surface peu épais et d'extension sporadique, des graviers sableux puis des sables plus ou moins graveleux passant en profondeur à des argiles. Très peu mentionnent des graviers grossiers. Le contact avec le substratum molassique sableux sous-jacent n'est pas toujours évident dans les descriptions sommaires, ce qui fait que l'épaisseur du remplissage est généralement inconnue. Mais elle est d'ordre décamétrique à pluridécamétrique, et jamais aussi considérable que le long du Rhône.

Le sondage 723-8-33 de la vallée de la Bourbre est représentatif de tous ceux de la dépression. Situé dans le marais du Vernay de Ruy, 300m en amont de la terrasse caillouteuse de La Plaine dans le confluent de l'Agny, à l'Est de Bourgoin, il ne traverse sur 39m de profondeur que des sédiments fins alternativement sableux et argileux, très localement graveleux, reposant sur la molasse par l'intermédiaire d'une couche sablomarneuse remaniée. Il montre à l'évidence la discontinuité de l'alluvionnement grossier dans ce couloir, et par extension dans les autres, un recreusement de plus de 40m postérieurement au dépôt de la basse terrasse caillouteuse puis un remblaiement de même ampleur étant inconcevables dans cette vallée presque sèche et de pente très faible. Il met aussi en évidence l'existence d'une dépression lacustre en amont de la basse terrasse, qui ne pouvait qu'être occupée par une masse de glace au moment du dépôt du cône torrentiel, puis colmatée ensuite par la déglaciation. Le schéma est évidemment le même en aval de cette terrasse très localisée, au niveau de Bourgoin, et par conséquent dans toute la dépression.

- III.4.3 Marais de Lavours : la partie occidentale de ce marais n'a été explorée que par peu de sondages. Le plus profond (29,2m) est resté dans les argiles lacustres. La tranche supérieure est constituée, sur une épaisseur maximum de 9,5m, d'une alternance de couches d'argile plus ou moins organique et de tourbe superficielle. La base de la sédimentation palustre atteint donc au moins la cote 220m, soit 11,5m plus bas que le niveau actuel du Lac du Bourget (231,5m).
- III.4.4 Couloirs du seuil de Belley : sauf la vallée de l'Ousson au Sud de Belley, explorée pour l'aménagement CNR, ces couloirs fluvio-glaciaires ne sont connus que par deux sondages, l'un à Chazey-Bons (Furans), l'autre au N de Colomieu (couloir de Colomieu). Ils montrent une couche superficielle de matériaux fins, colluviaux ou palustres (2,40 à 3,60m) surmontant des graviers sableux récents (Chazey seulement, 1,70m) puis des cailloutis grossiers fluvio-glaciaires (0,80m à 6,20m) au contact du substratum. Le schéma est le même dans le couloir de l'Ousson, qui possède cependant des dépôts lacustres inférieurs au niveau de la dépression du lac de Bart et de la terrasse deltaïque de Virignin, de part et d'autre d'un seuil molassique intermédiaire. Il ne semble donc pas y avoir de surcreusement dans ces couloirs étroits et bien calibrés.
- III.4.5 Dépressions lacustres : les dépôts de remplissage des dépressions lacustres aubsistantes ne sont relativement connus par sondages, analyses et datations qu'au lac de Bart et à l'ex-lac de Pluvis aujourd'hui disparu sous le canal de Brégnier-Cordon. Leur épaisseur est encore inconnue (supérieure à 20m à Pluvis, à 25,80m à Bart-marais de Coron). Ils sont constitués par des cailloutis grossiers de base (atteints à Bart seulement), surmontés par des sables puis des argiles litées, des craies lacustres et des tourbes superficielles dont l'épaisseur peut atteindre 8m (Pluvis). Les datations et analyses polliniques n'ont pas permis encore de remonter au-delà de l'Holocène, mais comme la base de cette époque se situe dans la tranche supérieure des craies lacustres voire localement à la base de la tourbe, il est certain que la tranche inférieure est tardiglaciaire au moins p.p., les argiles, sables et graviers de fond étant évidemment antérieurs, sans que l'on sache de combien.

IV - PALEOGEOGRAPHIE DE LA DEGLACIATION

IV.1 - Corrélation glacier du Rhône - amphithéâtre morainique interne.

Dans cet essai de reconstitution des modalités de la déglaciation rhodanienne, nous considérerons seulement les stationnements du glacier en amont de l'amphithéâtre des moraines internes de Grenay - Lagnieu, qui a fait récemment l'objet d'une analyse minutieuse à laquelle nous nous référerons (MANDIER, 1984). La première étape suivante reconnue, Lancin (ENAY, 1981), · se situe loin en amont, sur la marge orientale du plateau de Crémieu. Le problème se pose donc des relations entre cette étape et l'amphithéâtre morainique terminal, que nous devons essayer de résoudre avant d'aborder la déglaciation proprement dite.

Rappelons que l'amphithéâtre interne a été subdivisé en quatre "stades" : le Maximum (B, de Satolas ou Charveyron 1), un premier retrait (C, Dormont ou Charveyron 2), un second retrait (D, Charvieu ou Lagnieu-Ville), et enfin un stade de "décrépitude", ou fusion sur place du glacier (E,Chesne). Dans la suite de cet exposé, nous appellerons ces quatre "stades" respectivement étapes de stationnement n°1, 2, 3, 4 (ou plus simplement étapes 1,.), de l'avancée glaciaire du Würm "récent", pour les raisons exprimées plus haut (cf. § 1.).

Il est remarquable que ces quatre étapes, indubitables et bien cartographiées, s'inscrivent dans un espace réduit à l'amphitéâtre luimême, comme si le glacier avait fondu sur place en ne se rétractant que très légèrement, contrairement à l'idée que l'on se fait d'un recul, plus ou moins important du front, et ceci largement à l'extérieur (Ouest) du plateau de Crémieu.

Au contraire, l'étape de Lancin relève d'un front glaciaire situé à l'Est de ce plateau, plus d'une quinzaine de kilomètres en amont. Il y a donc une discontinuité importante à ce niveau, dont il importe de connaître la signification.

Or dès l'étape n°3 ("stade" D de Charvieu), MANDIER postule, d'après la morphologie de l'amphithéâtre morainique, une scission du glacier ("le glacier était pratiquement coupé en deux lobes secondaires, l'un situé à l'emplacement de l'ombilic terminal méridional (ombilic de La Verpillère), ...un deuxième lobe ... plus au N, alimentant le couloir de Charvieu et rejoignant les moraines de Ste-Julie (Lagnieu),... sans doute séparés par le plateau de Crémieu qui était probablement totalement émergé".). Il est certain que le seuil constitué par l'Ile Crémieu à l'intérieur de la grande dépression terminale à été susceptible de provoquer la coupure du glacier. Cette coupure s'inscrit à la fois dans la morphologie même de l'amphithéâtre qui évoque une fusion sur place par saccades plus qu'une succession de retraits, et dans le volume même de la masse de glace. La fusion a provoqué en effet l'amincissement du glacier plutôt que sa rétraction, sans doute gênée par la multiplicité des seuils qui le séparaient du corps principal logé dans l'autre grande dépression en amont, le val du Bourget, et par suite sa coupure au niveau du premier seuil aval représenté par le plateau de Crémieu. Ceci admis, la question se pose de savoir si cette coupure s'est produite dès l'étape n°3, qui serait alors équivalente de l'étape de Lancin, ou à l'étape n°4 "de décrépitude", d'un lobe définitivement séparé du glacier principal, voire d'une étape ultérieure.

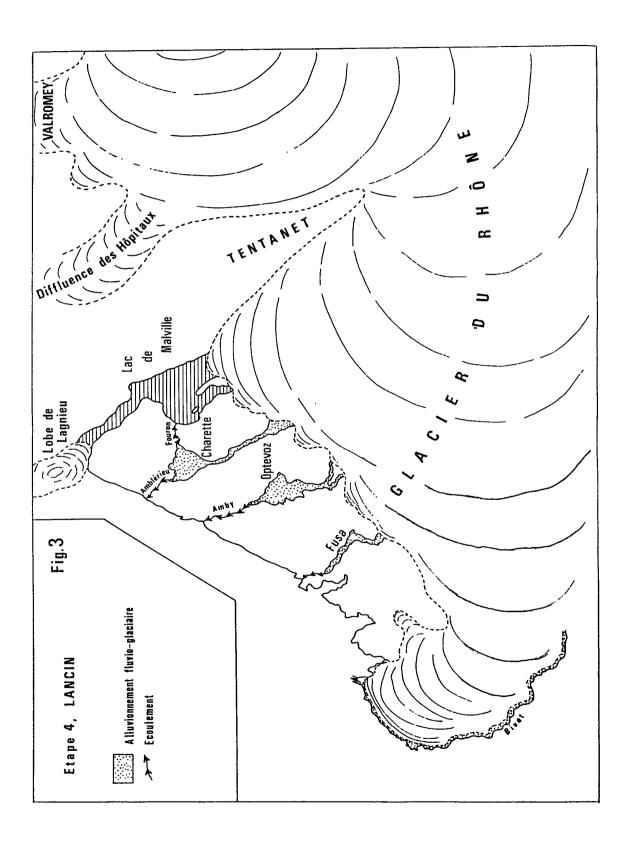
La réponse ne peut être fournie que par l'analyse du secteur de Malville, l'ombilic de La Verpillère ne montrant ni formes ni dépôts susceptibles de corrélations à ce niveau. Or la reconstitution du front glaciaire à l'étape de Lancin montre que le glacier ne s'avançait dans la vallée du Rhône qu'au niveau de Serrières-de-Briord tout au plus. La partie aval de la vallée était donc libérée et pouvait abriter un lac préfigurant le lac de Malville. Sur la bordure du Jura, en amont, le petit arc morainique frontal secondaire de Lhuis, parfaitement formé (427m), appartient nécessairement à cette étape car sa position ne permet de le raccorder ni à une étape antérieure, ni à l'étape suivante d'Arandon, trop en retrait (fig.2).

Or il a fallu que la profonde dépression lacustre de Malville se remplisse entièrement de sédiments fins, ce qui a nécessité une durée probablement assez longue, bien qu'inappréciable à l'heure actuelle. Ce lac s'est étendu au moins jusqu'à l'intérieur de l'amphithéâtre morainique terminal de Lagnieu, selon les sondages qui y ont traversé d'épais dépôts lacustres. Il a donc fallu que cette dépression interne fût alors libérée de son remplissage de glace. Or cette libération n'intervient qu'après l'étape 4 "de décrépitude". Il n'est donc pas possible de corréler l'étape de Lancin avec l'étape 3 de retrait. Au cours de cette étape, il faut donc admettre que le glacier était encore continu, ou presque.

L'étape de Lancin ne peut donc être corrélée qu'avec l'étape 4 ou une étape postérieure. Or l'étape suivante d'Arandon (cf. § IV.1.3) est celle de l'alluvionnement fluvio-glaciaire terminal du bassin de Malville (terrasse de Malville). Le lac n'existait donc plus. Par conséquent cette étape est postérieure à l'étape 4 "de décrépitude", et représente une étape 5. Il en résulte que l'étape de Lancin ne peut se corréler qu'avec cette quatrième étape.

L'existence du lac de Malville peut désormais être cernée avec plus de précision. Elle a duré pendant toute l'étape 4 de Lancin, et pendant les retraits séparant les étapes 3 et 4 plus 4 et 5. Cet intervalle de temps a donc pu représenter une durée suffisante pour que le lac de Malville se comble entièrement.

Aucune autre possibilité de corrélation n'apparaît, notamment par la morphologie, le plateau de Crémieu ne montrant en surface aucune disposition morainique ou fluvio-glaciaire intermédiaire entre les étapes 3 et 4. Tout semble sêtre passé comme si le glacier s'était coupé au niveau du rebord occidental du plateau, qui en est aussi l'arête faîtière. Cette coupure est intervenue entre les étapes 3 et 4. Le glacier a alors reculé jusqu'en bordure interne du plateau, où les dépressions (vallée des Vernes, ombilic de La Verpillère) lui ont permis de retrouver une certaine épaisseur au front, favorable à une nouvelle stabilisation prolongée. En aval, il a abandonné une énorme masse de glace morte s'étendant de Lagnieu à l'ombilic de La Verpillère, dont elle était séparée par les buttes morainiques transversales de Satolas-Miange que l'on peut qualifier de buttes médianes, le lobe de Loyettes. A l'étape 3, le glacier était donc encore très probablement continu. C'est pourquoi nous corrélerons désormais l'étape de Lancin (ENAY, 1981) à l'étape E de "décrépitude" (MANDIER, 1984), qui représentent notre étape 4 de retrait.

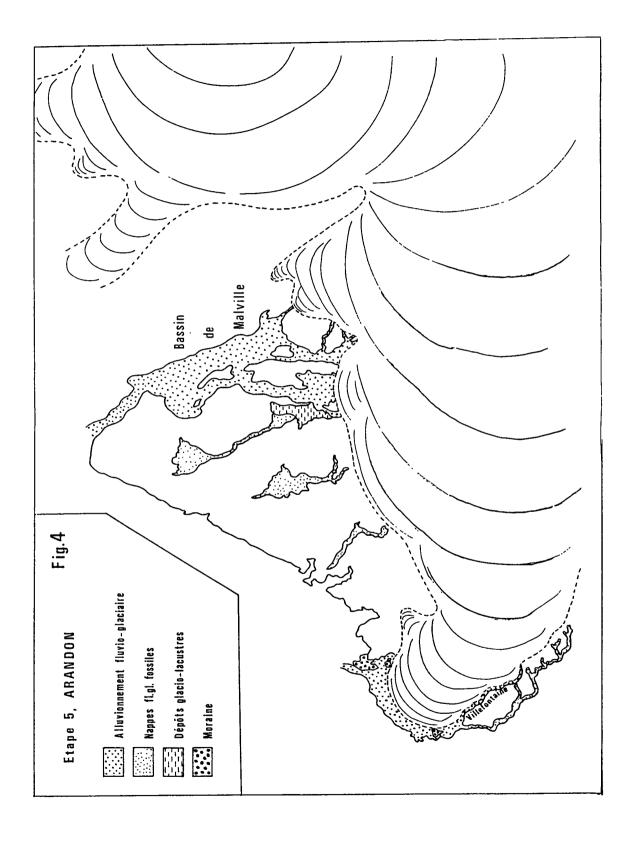


IV.2 - Etape de retrait n° 4, Lancin (ENAY, 1981) (fig. 3). Contrairement aux étapes précédentes, aucun front morainique net ne peut lui être attribué, à l'exception du petit arc frontal secondaire de Millieu (427m), sur la bordure du Jura. Côté Rhône, le front glaciaire était largement en retrait de l'amphitéâtre terminal de Lagnieu, alors que dans l'ombilic de La Verpillère il s'inscrivait dans l'arc morainique du stade 3, circonscrit par la vallée du Bivet qui a tous les caractères d'un chenal marginal. Il devait donc occuper encore complètement la terrasse de Chesnes et ses dépendances.

Dans le plateau de Crémieu, les bassins fluvio-glaciaires de Charette, d'Optevoz et le couloir de la Fusa ont été alluvionnés lors du retrait entre les étapes 3 et 4. Les extrêmités amont des couloirs d'écoulement qui aboutissent à ces bassins, suspendus au-dessus de la dépression périphérique de la vallée des Vernes à des niveaux équivalents, permettent de situer la marge du glacier à un moment donné sans que l'on soit assuré qu'elles sont absolument synchrones ni que le glacier s'y soit effectivement arrêté. Mais en l'absence d'autres témoins nous admettrons qu'elles peuvent globalement représenter un moment de stabilisation du glacier sur cette position, au cours duquel les nappes fluvio-glaciaires ont été réentaillées par des chenaux de faible profondeur. On peut estimer en effet que le rebord de la terrasse de Fontanille, en amont du loir affluent du bassin de Charette, coïncide avec la marge du glacier car la terrasse de Lancin, qui la jouxte quelques mètres en contre-bas, est constituée d'alluvions deltaïques donc glacio-lacustres qui n'ont pu exercer d'action érosive comme auraient pu le faire des alluvions fluvioglaciaires, véhiculées par un courant violent.

Rien ne permet non plus de déterminer l'emplacement du front glaciaire dans la vallée du Rhône. Nous le situons au niveau de la butte calcaire de Quirieu, un repère intermédiaire pouvant être fourni par les arcs mineurs de Poleyrieu-Chavanne, immédiatement au Nord de la terrasse de Fontanille. Il est certain d'autre part qu'à ce moment les eaux de fusion glaciaire circulant dans le couloir de Charette empruntaient la vallée du Fouron qui aboutit dans l'aval du bassin de Malville à Montalieu, lequel était par conséquent libre de glace, le glacier se trouvant donc en amont.

C'est dans l'intervalle des étapes 3 et 4 que le dégagement du cours du Rhône permit le début de la formation, par l'aval, du lac de Malville. Ce lac s'étendit pendant l'étape 4 de Lancin et atteignit son extension maximale pendant le retrait entre cette étape et la suivante (5. Arandon). Le niveau des dépôts attribuables avec sûreté à une sédimentation lacustre (sables et sables graveleux) se tient en général au-dessous de 215m sous la terrasse de Malville (sondages EDF, sablière de Bouvesse), mais peut atteindre voire dépasser légèrement 220m au-dessus du Lac Lavan en face de Sault-Brénaz. Le plan d'eau atteignit donc un niveau supérieur, mais rien ne permet de le définir plus précisément. Le barrage aval devait se situer au droit de la pointe nord du plateau de Crémieu, où se trouvent une série de buttes morainiques isolées surgissant au milieu de la vallée et dont l'altitude dépasse 250m (Posafol, Ruffieux, molard de Pissevieille). Il pouvait être de nature variée : morainique mais aussi de glace morte (lobe de Lagnieu, gros lobe de Loyettes dont la fusion a nécessité une certaine durée), ou mixte, variable au cours du temps. Quoi qu'il en soit, un lac a existé dans le bassin de Malville pendant une durée suffisante pour qu'il se remplisse entièrement de sédiments fins (argiles, silts, sables), sur une grande épaisseur (près de 200m localement si la totalité du remplissage est würmienne), mais sous un volume relativement réduit.



Le remplissage du lac s'est achevé au cours du retrait entre les étapes 4 et 5 (Arandon), puisque les sédiments lacustres occupent tout le soubassement de la terrasse de Malville jusqu'au défilé de Malarage. C'est pendant cette période que la loupe de glace de Lagnieu a disparu, le barrage étant alors constitué par un obstacle morainique, glaciaire (lobe de Loyettes proprement dit) ou la conjugaison momentanée des deux. C'est aussi à ce moment que la terrasse glacio-lacustre de Lancin s'est déposée. Limitée par la terrasse de Fontanille à l'Ouest, largement suspendue (une quarantaine de mètres) au-dessus de la dépression des marais de Lancin à l'Est où elle est localement bordée de petites buttes morainiques (Bois de Haute-Serve, 283m), sa formation ne peut se comprendre que dans un lac contenu au niveau des marais par un lobe de glace morte. Ici le dépôt a pu être rapide, le faciès étant sablo-caillouteux et l'épaisseur probablement faible.

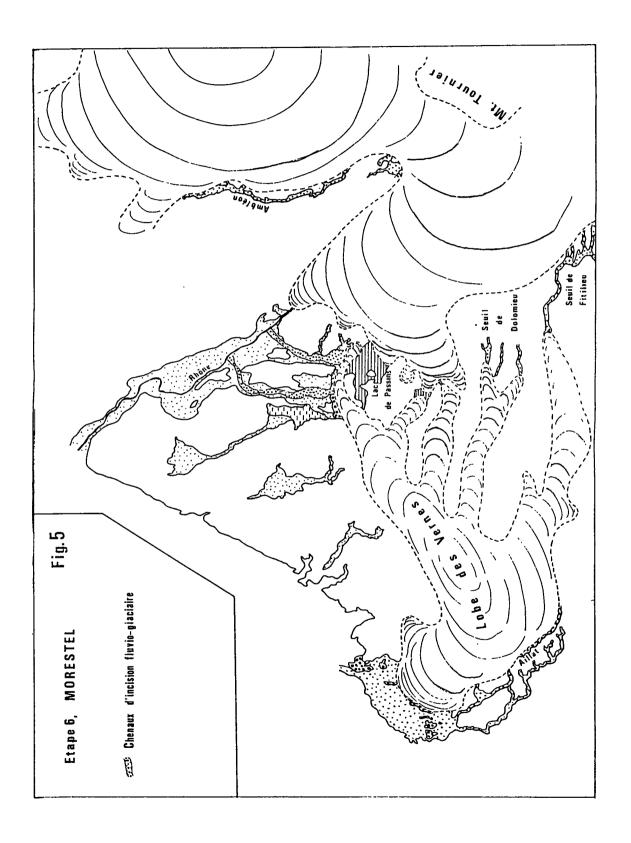
En amont de ces domaines glacio-lacustres et fluvio-glaciaires le glacier devait recouvrir le piedmont molassique jusqu'au Sud de La Tour du Pin, contourner la crête méridionale du Jura (montagne de Tantanet, 1019m), remplir la cluse des Hôpitaux et submerger le chaînon interne du Mont Tournier (876m) et de la montagne de Parves (630m), en limite du val du Bourget à l'Est.

IV.3 - Etape de retrait nº 5, Arandon (fig. 4).

ENAY (1981), à la suite de FRANCOIS (1928), relie directement la terrasse de Malville aux moraines de Morestel par les couloirs fluvio-glaciaires de Mépieu (Le Brun) et de Lancin (La Chogne), et par l'intermédiaire de la terrasse de Passins limitée, en amont, par la ride morainique de Bachelin qui domine Morestel. Cependant, malgré une apparente concordance des niveaux de Passins et des couloirs de part et d'autre de la vallée transverse de la Save (marais de l'Epau, lac de la Save), la liaison n'est pas possible car la terrasse de Passins est essentiellement d'origine lacustre. Un lac a donc séparé les couloirs de Mépieu et Lancin des moraines de Morestel, le lac de Passins. Ce lac est également postérieur aux couloirs puisque situé en amont. Les nappes fluvio-glaciaires de ces couloirs, qui aboutissent effectivement à la terrasse de Malville, ne dérivent donc pas des moraines de Morestel.

Ces couloirs ont été alimentés par un front glaciaire intermédiaire que l'on peut situer au niveau d'Arandon. A l'Ouest du village un arc morainique d'ampleur modeste mais bien dessiné s'étend du Nord de Champolimard au Nord du Temple où il ferme l'amont d'un petit couloir affluent de celui de Lancin. Au Nord d'Arandon, la terrasse de Bologne (250m), origine du couloir de Lancin, est formée de matériel morainique aplani creusé de dépressions fermées de fusion de glaces mortes. Il en est de même de l'amont du couloir de Mépieu (240m), au Sud de Concharbin, d'où émergent de modestes collines morainiques (Chavannes). L'origine des nappes fluvio-glaciaires de ces couloirs est donc morainique et, conjointement aux arcs frontaux de Champolimard - Le Temple, apportent la preuve qu'un front glaciaire s'est établi ici et a stationné suffisamment longtemps pour alluvionner tout le bassin de Malville qu'il a rempli d'une nappe peu épaisse (5 à 15-20m) de cailloutis fluvio-glaciaires. Cette nappe passe d'une altitude de 240-250m en amont (couloirs) à 230m à Malville puis 210-215m en aval, au niveau de Sault-Brénaz. Elle était alimentée aussi, mais dans une mesure bien moindre, par l'étroit défilé de Malarage et par de petits couloirs façonnés dans le massif de Creys-et-Pusignieu (Le Vernay, 248m, La Gorge, 236m) et la bordure du Jura (Est de Dornieu, 236m).

Vers l'Ouest, dans la vallée des Vernes, on ne peut suivre la marge du glacier qui s'établissait en-dessous des couloirs du stade 4.



Dans l'ombilic de la Verpillère, le bord gauche du glacier pouvait être matérialisé par le chenal marginal de Villefontaine, dont la position montre que le front devait encore occuper la plus grande partie de l'ombilic. Il pouvait se limiter en aval aux buttes morainiques de Chamagnieu et du Bois de la Garenne. Côté Bas-Dauphiné, au Sud, on suit mal sa marge latérale gauche qui devait s'élever progressivement vers l'amont et déborder encore le couloir de La Tour du Pin. Côté Jura, aucun élément ne permet de suivre le glacier mais il est certain que son niveau dépassait celui du couloir d'Ambléon, dont le débouché du Gland, au-dessus du bassin du Bouchage, n'est qu'à la cote 285m. Par conséquent le glacier s'engageait encore largement dans la cluse des Hôpitaux ainsi que dans le Valmorey.

Cependant la topographie devait commencer à exercer une certaine influence sur la dynamique glaciaire, notamment au niveau du seuil Sermérieu - La Tour du Pin, de grande largeur et relativement élevé (400-500m) entre les surcreusements de la vallée des Vernes en aval et de l'ombilic du Bouchage en amont, préparant ainsi la scission qui se produira à l'étape suivante.

IV.4 - Etape de retrait nº 6, Morestel (FRANCOIS, 1928) (fig. 5)

Le front morainique de Morestel est indubitable. Il est déjà préfiguré par PENCK & BRUCKNER (1907) qui y plaçaient une limite d'avancée glaciaire correspondant aux "moraines de Voiron". FRANCOIS (1928), qui ne les cite pas, y situe un "barrage de moraines", origine des couloirs fluvio-glaciaires de Lancin et de Mépieu, reconnus pour la première fois. Mais c'est FORAT (1954) qui sera le premier à mentionner nommément le "stade de Morestel", qu'il localise approximativement. Il reconnaît aussi la nature lacustre des alluvions d'Iselet, dans la vallée de la Save, et de la terrasse de Vézeronce. ENAY (1981), enfin, donne une description précise des moraines frontales de Morestel, malheureusement non représentées sur la carte géologique à 1/50000 LA TOUR DU PIN.

Les moraines de Morestel comprennent quatre arcs frontaux de dimensions modestes mais très caractéristiques, qui s'appuient le plus souvent sur des buttes rocheuses. Du Nord au Sud ce sont l'arc de la ferme de Bachelin (257m), qui domine Morestel et limite en amont la terrasse de Passins, l'arc du Marteray (296m) qui barre l'amont d'une apophyse du couloir du Culet, l'arc d'Olouise (262m) qui ferme l'amont de ce couloir et les arcs du Munard (267-256m) qui s'échelonnent à l'origine du couloir de Ver. Il est probable que l'arc le plus élevé (Le Marteray) soit d'un stationnement légèrement antérieur à celui des autres, d'altitudes équivalentes, mais ils font tous partie d'un même système que l'on considérera unique dans son ensemble à l'échelle considérée. Ce système discontinu s'étend sur une distance de 6 à 7 km seulement. Au Nord de Morestel, il n'y a plus aucune trace sur l'amont du massif de Creys-et-Pusignieu mais, d'après la position de l'arc de Bachelin, le front du glacier devait encore s'y appuyer, peu en aval de sa position de l'étape précédente. Au Sud, l'arc du Munard butte contre le grand versant molassique abrupt de Vasselin (442m), de sorte que le glacier s'y appuyait et le contournait vers l'amont, où les traces morainiques se perdent. La limite du glacier ne peut donc s'y suivre, mais il est très probable que son niveau le rendait incapable de franchir les seuils d'écoulement de Dolomieu (419-430m) et de Fitilieu (366m), largement plus au Sud. Vers l'amont, le glacier était encore continu car la construction des moraines frontales implique une certaine stabilité du front, donc une alimentation en glace.

En avant de l'arc de Bachelin, la terrasse de Passins (245-240m) est essentiellement lacustre (sables en profondeur, deltas latéraux) sauf en surface ou les cailloutis sont fluvio-glaciaires. Elle se termine suspendue au-dessus du couloir de la Save (220m en surface des alluvions récentes de fond de vallée), de sorte qu'un obstacle y faisait barrage à l'écoulement

des eaux. Ce ne pouvait être qu'un lobe de glace morte le remplissant entièrement. Or cet étroit couloir est une dépendance amont de la grande dépression des Vernes. Il est donc évident que celle-ci ne pouvait qu'être également remplie par une énorme masse de glace morte, qui se ramifiait aussi dans les couloirs affluents profondément enfoncés dans le seuil molassique, donc abritant une forte épaisseur de glace. Le seuil Sermérieu-La Tour du Pin séparait donc désormais le glacier du Rhône du gros lobe glaciaire stagnant des Vernes, dont les dimensions considérables ne pouvait permettre une fusion rapide.

Immédiatement après la séparation, le lobe des Vernes occupait donc la totalité des vallées, jusqu'à proximité des seuils. Vers l'aval, il s'était naturellement rétréci et pouvait se limiter aux buttes morainiques allongées de Chesnes. Vers le Sud, le chenal de l'Aillat pouvait en limiter la marge qui était contenue, au-delà, par les collines molassiques de Bourgoin. Vers l'amont, le glacier occupait donc entièrement le seuil de Belley et submergeait la montagne de Parves mais son niveau ne devait plus lui permettre de franchir le Mont Tournier. Sa marge latérale droite suivait probablement le couloir Ambléon - Gland, qui débouche au-dessus du Rhône peu en amont et à un niveau légèrement supérieur à celui des arcs du Munard (285m contre 267). Comme ce chenal débute à une altitude de 450m au-dessus de l'amont de la cluse des Hôpitaux, le glacier s'y engageait encore largement. Il en était de même pour le Sud du Valmorey, le niveau du glacier s'élevant toujours progressivement vers l'amont.

C'est lors de cette étape que le Rhône s'individualise. L'alluvionnement fluvio-glaciaire de la nappe de Malville achevé lors de l'étape
précédente, les eaux de fusion glaciaire, qui n'avaient d'autre issue
que le défilé de Malarage, pouvaient dès lors commencer à s'y encaisser.
Cela n'est pas discernable dans la vallée du Rhône, entièrement recreusée,
mais dans les couloirs de Lancin et Mépieu ou la nappe fluvio-glaciaire
est réentaillée par des chenaux secs plus profondément inscrits en amont
qu'en aval dans la terrasse de Malville, où ils débouchent largement suspendus
au-dessus du Rhône. Ces chenaux ont été alimentés par les eaux de fonte
du lobe des Vernes tant que ce dernier a conservé un niveau suffisant.

IV.5 - Etapes de retrait n°7, 8 et 9 : dislocation du glacier.

L'étape 6 (Morestel) est la dernière à être marquée par des moraines frontales, preuve de la continuité du glacier. Aucune forme morainique n'existe en amont, caractérisé par l'omniprésence des dépôts glacio-lacustres, pour la plupart deltaïques, très discontinus. Comme, d'autre part, l'érosion fluvio-glaciaire et fluviatile y a été très faible, voire inexistante, du fait du caractère lacustre de la vallée du Rhône postérieurement à la déglaciation et jusqu'à une époque récente (cf. § III.3), l'extension actuelle des formations glacio-lacustres reflète assez fidèlement l'extension des lacs qui leur ont donné naissance. On peut donc être assuré qu'il y eut autant de lacs que d'unités glacio-lacustres distinctes. Or leur distribution relativement régulière implique une distribution tout aussi régulière des glaces, qui occupaient donc les espaces libres. La région amont de Morestel et la dépression des Vernes sont donc celles de la dislocation du glacier en masses isolées, de dimensions variables, entre lesquelles s'étendaient d'éphémères lacs d'obturation (cf. fig.5).

IV.5.1 - Considération générales. Cinq secteurs principaux présentent un grand développement de formations glacio-lacustres : l'aval du bassin du Bouchage avec les formation de Braille (245m) et les plateaux étagés de Saint-Victor de Morestel (235m), Iselet (225m) et Vézeronce (225m); le secteur Brégnier-Cordon-Murs, en amont de ce bassin, qui ne présente qu'un niveau de terrasse à 225m environ ; l'amont du bassin de Peyrieu-Virignin (250-225m) ; l'amont (Est) de la cluse des Hôpitaux, presque entièrement colmaté par un complexe de terrasses deltaïques étagées et échelonnées en trois niveaux également, de Virieu-Contrevoz (375m) à Artemare (255m), et la dépression des Vernes.

Un sixième secteur réunit, théoriquement, les conditions favorable à l'existence de dépôts glacio-lacustres, le débouché du Guiers dans le bassin du Bouchage, face à la terrasse les Brégnier-Murs . C'est un entonnoir de largeur limitée qui reçoit un affluent important issu du massif de la Chartreuse, susceptible donc d'apporter un abondant matériel alluvial. Pourtant il n'y a pas de terrasse glacio-lacustre dans ce confluent malgré son altitude modeste (216m en amont de St-Genix), ni dans la vallée affluente de la Bièvre au Sud d'Aoste, dont le fond marécageux (grande Leschère) est l'indice d'un très faible alluvionnement récent. Les dépôts glacio-lacustres se réduisent aux replats de Granier-Normando, cote 230-220m à l'Ouest d'Aoste contre le versant molassique. La raison en est sans doute le profond surcreusement du confluent Guiers-Rhône, le substratum ayant été repéré vers la cote 110m en amont de St-Genix (SAPEY-TRIOMPHE , 1984), 120m sous la surface, sous un épais colmatage argileux. Les alluvions grossières du Guiers se sont probablement déposés en profondeur et en amont, avant sa sortie des collines molassiques de Belmont-Tramoné.

D'autres dépôts, plus strictement localisés donc de moindre importance et de niveau généralement bas, existent encore dans le bassin du Bouchage (Granieu, Aoste etc...) et dans les seuils de Belley et de Marignieu, dénotant d'autres obturations de moindre ampleur sinon moins significatives quant aux modalités de la déglaciation.

Il est remarquable que les lacs d'obturation les plus élevés (Est de la cluse des Hôpitaux) soient situés les plus en amont par rapport au courant glaciaire. Leurs niveaux impliquent la présence d'une obturation dans la cluse des Hôpitaux proprement dite, mais aussi dans le seuil de Belley et par conséquent dans les bassins surcreusés de Peyrieu et du Bouchage en aval, où les masses de glace étaient les plus épaisses. Un problème de corrélations se pose donc. Il n'y a aucune difficulté avec l'aval du bassin du Bouchage, où se trouvait le front du glacier même fondant sur place sans reculer à proprement parler, libérait suffisamment d'espace pour qu'un ou des lacs s'établissent entre lui et les versants. La question ne se pose pas non plus pour le lac de Brégnier-Cordon, dont le bas niveau et la localisation à la sortie de l'étroit défilé de Leschaux implique la coupure totale de la glace à ce niveau. Cette situation n'a pu se produire immédiatement après l'étape de Morestel, l'épaisseur du glacier étant encore trop grande. Le problème se pose uniquement pour le lac de Peyrieu, en position intermédiaire et qui montre une évolution en trois niveaux, donc en trois étapes, comme le complexe de la cluse des Hôpitaux. Ces étapes, comparables, peuvent-elles être synchrones ?

S'il y a des étapes de retrait marquées par des obturations glacio-lacustres et non par des fronts morainiques, dont elles seraient équivalentes, il est nécessaire qu'elles soient caractérisées par des formations, ici glacio-lacustres et non plus morainiques et dérivées, appartenant à un même ensemble dont on peut suivre l'évolution, ou la transformation, en continuité et sans ambiguïté. Pour que la similitude soit parfaite, il faut aussi que cet ensemble glacio-lacustre soit en relation directe avec le glacier, actif malgré sa tendance récessive, plutôt qu'avec une masse de glace morte, même si la fusion de celle-ci est également commandée par les conditions climatiques, donc peut présenter des fluctuations similaires à celles du glacier lui-même (ce seraient ici des étapes de <u>déglaciation</u> et non plus de retrait). Un seul ensemble glacio-lacustre satisfait à ces conditions, celui de l'amont de la cluse des Hôpitaux, en relation directe avec le glacier qui remplissait la dépression du val du Bourget et son appendice du Marais de Lavours. C'est donc lui que nous prendrons pour référence des modalités de la déglaciation après l'étape 6 de Morestel.

IV.5.2 - La déglaciation dans l'amont de la cluse des Hôpitaux. L'amont de la cluse des Hôpitaux est une petite région très complexe correspondant à un confluent de vallées très mal drainées : la cluse des Hôpitaux proprement dite à l'Ouest, long et étroit couloir débutant à l'Est par un seuil (Rossillon, 330m), et traversant de part en part le Sud du Jura pour déboucher à l'Ouest, dans la vallée de l'Ain, au niveau des terrasses würmiennnes d'Ambérieu (250m). Sa pente générale est donc Est-Ouest, du val du Bourget à l'Ain, mais sa partie amont est à écoulement W-E car elle est coupée par un seuil d'éboulis (360m) au Sud de Tenay. Cette section amont qui nous intéresse ici, très plane et marécageuse, est drainée par le Furans qui débouche dans le bassin de Pugieu (260m) par une chute (cascade de Dard) de 60m de haut. Aucune érosion n'a pu s'y faire par ce minuscule ruisseau. A l'Est, c'est le marais de Lavours (240-230m), diverticule occidental du marais de Chautagne, plaine de comblement lacustro-palustre de la rive nord du lac du Bourget, au milieu de laquelle passe le Rhône. Le couloir de Chazey-Bons, au Sud, relie le bassin de Pugieu à fond marécageux (250m) au cours du Rhône débouchant dans le bassin de Peyrieu par la cluse de Pierre-Châtel au niveau de Virignin (220m). Il est suivi par le Furans, qui rejoint le Rhône au prix d'un grand détour par le seuil de Belley alors que la dépression du Marais en Lavours, de niveau comparable, est très proche à l'Est. Nous avons déjà évoqué (§II.7.) la morphologie particulière et paradoxale de ce couloir, à drainage actuel N-S alors que la confluence des vallées Furans-Ousson est à sens S-N. Nous ajouterons que le très faible débit du Furans, qui ne fait que parcourir le couloir, localement marécageux, et plus encore de l'Ousson, rendent invraisemblable un creusement fluviatile quelconque dans ces vallées.

Entre les seuils, des élargissements locaux montrent trois niveaux de comblements glacio-lacustres échelonnés et étagés d'Ouest (aval) en Est (amont) : le niveau de Virieu-Le Coin (375m), dans le bassin de Pugieu; le niveau de Massignieu (307-295m) et le niveau d'Artemare (255m) qui occupent respectivement le fond du diverticule du marais de Lavours.

Ces trois niveaux glacio-lacustres sont les traces de trois lacs de niveaux équivalents ou légèrement supérieurs. Aucun problème ne se pose pour le niveau inférieur (Artemare), largement en contre-bas de la terrasse de Massignieu et du seuil rocheux du Fierlos. Son existence s'explique simplement par un petit lac barré en amont par le glacier du Rhône stationnant au niveau de la butte morainique de Talissieu (cf. § III.3.7.), et contenu en aval par le seuil précité. Comme c'est la dernière formation glacio-lacustre avant le val du Bourget, elle marque donc un dernier arrêt du glacier et donc une dernière étape de retrait.

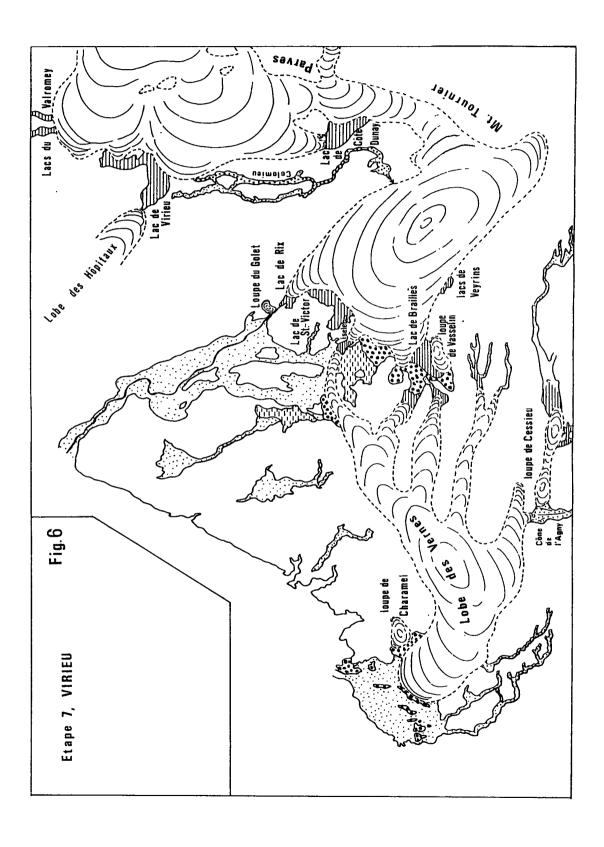
Le lac de Massignieu (307m), en aval de celui d'Artemare, était naturellement barré par le glacier lorsque celui-ci occupait l'emplacement de ce dernier. Mais son niveau dépassait largement celui du seuil de Virieu (265m) donnant accès au fond marécageux du bassin de Pugieu (250m) à l'W, et de là au couloir du Furans et au bassin de Peyrieu. Il fallait donc un obstacle au niveau de ce seuil. Celui-ci pouvait être représenté par la terrasse de Virieu-Le Coin elle même (375m), avant son éventuelle dissection, ou par une loupe de glace morte occupant l'emplacement du marais de Pugieu et son prolongement de Virieu. Il n'y a donc pas d'objection à ce que le lac de Massignieu représente une étape de stabilisation du glacier immédiatement antérieure à celle d'Artemare, donc une avant-dernière étape de retrait.

Le lac de Virieu (375m) était, comme ses deux suivants, retenu en amont par le front du glacier stationnant contre le seuil de Virieu, à l'emplacement du lac de Massignieu. Mais son niveau dépassait de beaucoup celui du couloir du Furans (245m) et du fond alluvial de la cluse des Hôpitaux (330m), même compte-tenu du seuil ébouleux de Tenay (360m). Or le couloir du Furans et la cluse sont absolument vides de tout témoin de dépôt morainique, fluvio-glaciaire, glacio-lacustre ou autre ayant pu servir de barrage à ce lac, surtout à ce niveau très élevé. Il est donc nécessaire d'envisager la présence d'importants lobes de glace morte dans ces exutoires. Le lac de Virieu est donc bien le témoin d'une anté-pénultième étape de retrait du glacier, au cours de laquelle la cluse des Hôpitaux et le seuil de Belley étaient remplis par d'importantes masses de glaces résiduelles.

Les trois lacs d'obturation glaciaire de Virieu-Le Coin, Massignieu et Artemare sont donc les traces, au même titre que le seraient des moraines frontales, de trois étapes de stationnement du glacier qui sont les trois dernières à l'Ouest du lac du Bourget. Nous les appelerons respectivement étapes de retrait de Virieu, Massignieu et Artemare. La question se pose maintenant de leurs relations avec l'étape 6 de Morestel, et de la signification des dépôts lacustres intermédiaires, notamment du bassin de Peyrieu.

IV.5.3 - Corrélation Amont de la cluse des Hôpitaux - bassin de Peyrieu - bassin du Bouchage. Dans l'aval du bassin du Bouchage, une série de dépôts glacio-lacustres situés légèrement en contre-bas et en amont des moraines frontales de Morestel sont susceptibles de correspondre à une étape de déglaciation postérieure : Saint-Victor de Morestel (240m) et Brailles (245-240m) notamment. D'autre part en amont, une vallée morte suspendue, le couloir de Colomieu, relie le bassin de Pugieu à celui du Bouchage par le Sud du Jura, à un niveau supérieur et en court-circuitant le bassin de Peyrieu et le seuil de Belley. Ce couloir débute au Sud du seuil de Contrevoz (370m) et se termine suspendu au-dessus du bassin du Bouchage à Glandieu, à 285m. Or le seuil de Contrevoz est à une altitude inférieure à celle du remplissage du lac de Virieu (375m). Il a donc été barré par la glace du seuil de Belley pendant toute l'existence du lac. Ce sont les eaux de fonte glaciaire qui empruntaient alors le couloir de Colomieu, dont le remplissage alluvial implique que le débouché de Glandieu était libre, donc situé au-dessus du niveau de la glace dans le bassin du Bouchage. Or ce niveau, inférieur à 285m, est compatible avec celui des terrasses de kame de Veyrins (270-250m) qui lui font face sur l'autre versant du bassin, et qui correspondent aux dépôts de Brailles et de Saint-Victor en aval. Il est donc vraisemblable que le lac de Virieu corresponde à ceux de Brailles-Saint-Victor, donc que l'étape de Virieu soit immédiatement postérieure à Morestel (fig.6).

Par contre il faut reconnaître qu'aucun élément, sédimentaire ou morphologique, ne permet de corrélation entre ces deux bassins et celui de Peyrieu, partiellement occupé par le système deltaïque du même nom.



La morphologie indique cependant que la libération du bassin a commencé par le lac de Côte-Dunay (250m), au débouché du Furans, dans l'angle nordouest. Ceci est logique puisque l'amont de la masse glaciaire était à l'Est, dans le val du Bourget, et au Nord sur le seuil de Belley. Le niveau de ce lac n'est pas incompatible avec un niveau de la glace à 370m au seuil de Contrevoz, une dizaine de kilomètres en amont, ni à 270m en aval, dans le bassin du Bouchage. Rien ne s'y opposant, nous adopterons donc l'hypothèse la plus simple qui est celle de la simultanéité des lacs de Virieu-Contrevoz et de Côte-Dunay, donc d'une étape de retrait n°7, postérieure à Morestel, caractérisée par les lacs de Virieu, Côte-Dunay et Saint-Victor de Morestel.

IV.6 - Etape du retrait 7, Virieu (fig.6).

Cette septième étape est donc caractérisée par le lac de Virieu, contemporain des lacs de Brailles, Saint-Victor de Morestel et Iselet en aval du bassin du Bouchage, et de Côte-Dunay dans celui de Peyrieu. Dans la vallée des Vernes, aucun dépôt glacio-lacustre ne peut encore lui être attribué, mais il est probable que des étendues lacustres occupaient localement l'amont des couloirs affluents.

- IV.6.1 Lac de Virieu (375m). De Cheignieu à Virieu la dépression de Pugieu est encombrée de dépôts lacustres et deltaïques formant des éléments de terrasses (Virieu, 375m), de plateau (Contrevoz - Le Coin, 369m), séparés par des dépressions marécageuses fermées (Lac de Virieu, Grande Blachère, 250m) ou mal drainées par le Furans et l'Arène (Grand Marais de Pugieu, Le Verne, 250m). Le lac correspondant était donc d'un niveau égal ou supérieur à 375m. Ses limites ne dépassaient pas celle du bassin car on ne trouve aucun autre dépôt de ce niveau ailleurs. Son caractère glaciaire est souligné par les profonds entonnoirs de fusion de loupes de glace du plateau du Coin, le faciès à énormes blocs des alluvions deltaïques, et par les dépressions marécageuses. Celles-ci, surtout lorsqu'elles sont fermées (lac de Virieu, Grande Blachère) n'ont pû être creusées par un réseau hydrographique indigent (cf. §II.8). Ce sont donc des dépressions originelles, qui étaient remplies de glace lors de la sédimentation lacustre. Ainsi la dépression fermée Lac de Virieu - Grande Blachère contenait une loupe de glace morte en bordure du versant jurassien, alors que le Grand Marais de Pugieu correspondait probablement à la limite du glacier débordant encore le seuil de Marignieu et remplissant la vallée du Furans.
- IV.6.2 Lac de Côte-Dunay. Dans le bassin de Peyrieu, le lac de Côte-Dunay (250m), amorce du lac de Peyrieu, occupait une surface guère plus étendue que la terrasse actuelle, en s'allongeant le long du Jura jusqu'au Nord de Peyrieu, le reste du bassin étant entièrement occupé par la glace. Ce lac a dû se remplir rapidement, vu la grossièreté des dépôts (nombreux blocs).
- ${\tt IV.6.3}$ Bassin du Bouchage. Outre les lacs de Brailles et de Saint-Victor de Morestel, ce bassin comprenait les petits lacs d'Iselet en aval et de Veyrins sur son versant sud.
- IV.6.3.1 Le Lac de Brailles (245m) remplissait la concavité interne des arcs du Munard et d'Olouise, le glacier s'appuyant sur les versants molassiques de Curtin et Bachelin et stationnant à l'emplacement de la terrasse de Vézeronce (225m). La dépression fermée des marais de Vasselin (221m en surface du remblaiement palustre) est la trace d'une grosse loupe de glace morte qui débordait la dépression actuelle à l'Est, sur l'emplacement du gros cône torrentiel fossile de Vasselin.

- IV.6.3.2 Le lac de Saint-Victor (240m), à remplissage essentiellement sableux, était contenu par un glacier qui avait largement décollé du massif du Creys-Pusignieu, mais qui s'engageait encore latéralement dans l'amont du défilé de Malarage et de la vallée de la Save, où il s'appuyait contre les versants rocheux. En effet son niveau était tel qu'il ne pouvait être barré en aval par la terrasse de Malville (230m), trop basse et de surcroît en cours d'incision par le Rhône, à moins qu'une loupe de glace morte n'ait subsisté dans l'anfractuosité du Golet, en face de Saint-Alban, hypothèse plausible vu la présence d'un petit delta à pendage est (amont), au Golet du Tilleul, à l'Ouest de Rix, cote 238m, qui a pû être alimenté de l'aval par cette glace.
- IV.6.3.3 Le lac d'Iselet (225m), matérialisé par la petite terrasse deltaïque du même nom dans la vallée de la Save à l'Est du lac actuel, appartient nécessairement à cette étape malgré son niveau égal à la terrasse de Vézeronce, en amont. Il est en effet postérieur à l'étape de Morestel, donc contemporain du lac de Saint-Victor dont nous avons vu que le glacier s'engageait dans la basse vallée de la Save, et lui faisait donc barrage en aval. Son faciès deltaïque grossier est bien en rapport avec la proximité de la glace impliquée par la paléogéographie, alors que la terrasse lacustre de Vézeronce, en amont, est essentiellement sableuse, du moins en surface. En amont, ce petit lac était nécessairement barré par une masse de glace occupant la dépression du lac de la Save actuel et les dépressions voisines, celles-ci n'ayant pû être creusées par la Save qui sert de drain à une dépression dont le bassin-versant est limité à elle-même (cf. §II.3.).
- IV.6.3.4 Les lacs de Veyrins étaient de minuscules espaces libres au contact de la glace et du versant molassique, cotes 270 et 250m, vite colmatées par des deltas très grossiers. Ils appartiennent à cette étape par leur niveau, trop bas pour celle de Morestel, trop haut pour la suivante.
- IV.6.4 Dépression des Vernes. L'obturation du lac d'Iselet au niveau de la dépression du lac de la Save et du marais de l'Epau, étroite et allongée, est nécessairement une dépendance du lobe de glace résiduel de la dépression des Vernes. Son existence implique que l'énorme lobe de cette dépression n'avait que très peu diminué. Il devait donc en occuper encore la plus grande partie, et notamment les larges couloirs affluents du seuil Sermérieu - La Tour du Pin. Ses contours sont difficiles à cerner, aucune morphologie particulière n'existant sur les versants. Dans l'ombilic de la Verpillère , en aval, il pouvait se limiter aux alignements morainiques de Biais, légèrement en retrait de ceux de Chesnes. Un peu en amont, sa marge droite devait correspondre aux rides morainiques de cote 278m audessus de Frontonas, de sorte qu'une loupe de glace isolée s'individualisait alors à l'emplacement de la dépression de l'étang de Charamel. Dans les couloirs affluents, beaucoup plus étroits, il est vraisemblable que la glace ait largement diminué en amont. Ainsi il est possible que la branche de la Bourne se soit coupée au niveau du rétrécissement de Boussieu, libérant le confluent de l'Agny à Nivolas. En effet la plaine de Nivolas est une basse terrasse caillouteuse locale de l'Agny, qui s'interromptau niveau du marais du Vernay où un sondage n'a traversé que des sédiments sableux et argileux, localement graveleux, sur plus de 30m, donc de type lacustre. La basse terrasse de Nivolas serait donc un cône de déjection, peut-être deltaïque en profondeur, limité en amont et en aval dans la Bourbre par des lobes de glace morte. Dans la partie amont des couloirs, des lacs ont nécessairement accompagné le retrait des glaces avant que les dépôts alluviaux axiaux ou latéraux n'aient recouvert leurs sédiments lacustres de fond.

IV.6.5 - Configuration du glacier. L'hypothèse de la contemporanéïté des lacs de Pugieu, Saint-Victor et Côte-Dunay impose une configuration du glacier telle que son niveau, côté Jura, s'abaissait depuis le seuil de Contrevoz en amont (400m env.)jusqu'à Saint-Victor de Morestel en aval (240m env.). Entre ces deux extrêmités, le niveau de la glace était déjà de 250m dans le secteur de Peyrieu (Côte-Dunay), face à la cluse de Pierre-Châtel. Cette disposition n'était pas impossible grâce à la morphologie en bassins séparés par des seuils ou des défilés, où le glacier perdait du volume par diminution d'épaisseur et de largeur, prélude aux scissions des étapes suivantes.

Ainsi le gros lobe du Bouchage, en aval, qui n'était plus alimenté que par l'étroit défilé de Leschaux, pouvait commençait à évoluer en masse de glace morte. Son niveau, qui s'élevait d'aval en amont, subissait une pertubation à l'emplacement de la butte molassique des Avenières d'une part, puis s'abaissait nécessairement plus en amont, en pénétrant dans le confluent du Guiers d'où ne lui parvenait aucun apport de glace.

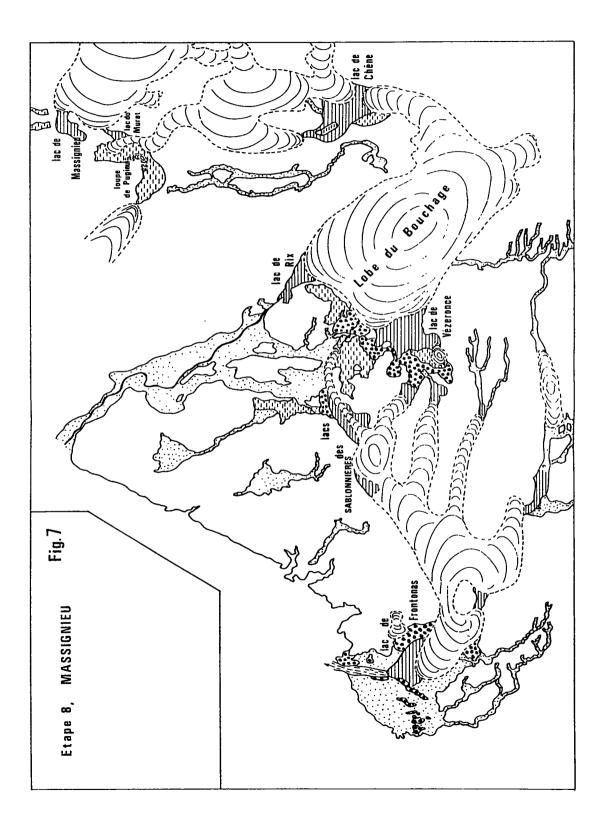
Le niveau de 250m du lac de Côte-Dunay signifiait un niveau de glace guère plus élevé sur le versant opposé du bassin de Peyrieu, d'où arrivait un courant de glace par la cluse de Pierre-Châtel, courant de faible volume vu l'étroitesse de la cluse (de l'ordre de 150m), même à ce niveau. Il en résultait l'émergence complète du Mont Tournier et de la montagne de Parves, à l'Est. Plus au Nord, le niveau de la glace s'élevait à la fois vers le Nord et vers l'Est (amont). Il pouvait donc submerger les collines du seuil de Belley (335m sur moraine) mais pas le bois de Rotonne (381m), en bordure nord du lac. Dans le seuil de Marignieu la plupart des reliefs pouvaient être submergés, à l'exception des crêtes les plus élevées, au-dessus de 400m, peu nombreuses. Un flux de glace, très aminci, parvenait donc encore par ce seuil. Tout à l'amont enfin, le Valmorey devait être entièrement dégagé, ou en voie de l'être. Les lacs du Séran (niveau supérieur à 464m) et de l'Arvière (niveau inconnu mais plus bas), se sont formés lors de cette étape ou de son retrait à la suivante, car leur niveau est incompatible avec une obturation par le glacier de l'étape postérieure, Massignieu.

Il existe donc bien une étape de Virieu, équivalente du "stade de Virieu-Rossillon" de GIGNOUX (1914), mais fondée sur une obturation glacio-lacustre et non sur des moraines frontales. Cette étape ne peut en aucun cas correspondre au "stade de Brégnier-Cordon" (id.), dont les dépôts appartiennent à une étape postérieure selon toutes les hypothèses envisageables.

IV.7 - Etape de retrait nº8, Massignieu (fig. 7).

L'étape suivante est marquée par le recul du glacier du seuil de Virieu jusqu'au niveau d'Artemare. Dans l'espace ainsi libéré, le lac de Massignieu s'établit à une cote supérieure ou égale à 307m, 70m environ au-dessous du lac de Virieu. Dans les autres bassins, des lacs s'individualisent à des niveaux inférieurs, mais de peu, à ceux de l'étape précédente, tandis que de nombreux plans d'eau apparaissent ou s'étendent dans la dépression des Vernes.

Dans le bassin de Pugieu la terrasse deltaïque de Grange du Murat (324m), sur la bordure est, est la preuve de l'existence d'une petite étendue lacustre, d'un niveau inférieur d'une cinquantaine de mètres au précédent lac de Virieu et donc postérieure, dans une anse du massif de Saint-Martin de Bavel. Ce lac est corrélable avec celui de Massignieu, car il est d'un niveau supérieur et situé en aval. Ce lac n'a pû être contenu

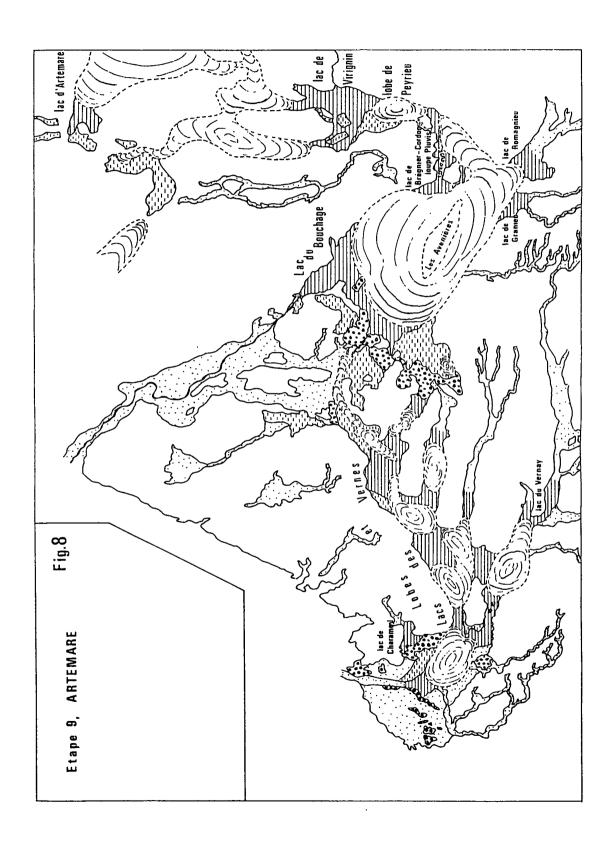


que par un lobe de glace occupant la dépression du marais de Pugieu, coupé du glacier retiré derrière les collines de Saint-Martin, lequel l'alluvionnait par la brèche du Pas de l'Ane. Une autre loupe de glace, plus petite, subsistait encore dans la dépression lac de Virieu-Grande Blachère au milieu des dépôts lacustres de Virieu. Quant à la cluse des Hôpitaux, il est certain qu'un lobe glaciaire la remplissait encore car ce ne peuvent être que ses eaux de fonte qui ont incisé la terrasse de Contrevoz-Le Coin jusqu'au niveau des fonds marécageux actuels.

Dans le bassin de Peyrieu, la moyenne terrasse deltaïque de Chêne (235m), beaucoup plus étendue que celle de Côte-Dunay, montre que le lac correpondant, successeur de celui de Côte-Dunay, s'est élargi en même temps qu'il s'abaissait. Il était barré en aval par un lobe de glace qui obturait le défilé de Leschaux et dépendait encore du gros lobe du Bouchage. La terrasse de Kame de Brégnier-Cordon - Murs (225m), immédiatement en aval du défilé, n'éxistait pas encore car son dépôt a nécessité une paléogéographie différente, acquise seulement à l'étape suivante. On peut estimer que le lac de Chêne n'excédait que de peu l'extension actuelle du delta, en dépit de l'érosion postérieure par méandrisation du Rhône, probablement faible, car la large vallée de Virignin, dans la basse vallée de l'Ousson au Nord du bassin, qui n'a subi qu'une érosion fluvio-glaciaire minime (couloir de l'Ousson), ne montre qu'une basse terrasse lacustre (plateau de Virignin) et aucun témoin de la terrasse de Chêne. Cette absence de dépôt peut être interprétée par la présence d'un lobe de glace alimenté par la cluse de Pierre-Châtel. Le chenal suspendu de Brens, (240m), creusé dans le substrat molassique et de sens Ousson -lac de Chêne, est un autre indice de la présence de la glace à ce niveau. La glace du seuil de Belley s'était donc rétractée, mais occupait encore les couloirs du Furans et de l'Ousson dans lesquels se localisent d'autres dépôts glacio-lacustres postérieurs. Elle était séparée du glacier du Rhône par l'alignement des collines de Marignieu, d'altitude supérieure à 400m, mais pouvait encore recevoir une alimentation, minime, par les seuils du Lit au Roi (250m, à l'Est du lac de Bart) et de Barterand (301m).

Dans le bassin du Bouchage le plateau de Vézeronce (225m) montre qu'un lac, de niveau légèrement supérieur, occupait son emplacement. Il était en retrait du lac de Brailles, et la loupe de glace du marais de Vasselin y subsistait car son remplissage palustre (221m) est à un niveau inférieur à celui du plateau. L'éxistence de ce lac montre qu'il n'y avait pas d'écoulement par la vallée des Vernes, en dépit d'un seuil plus bas (Sermérieu, 223m). Une obturation glaciaire s'y maintenait donc. L'absence d'autres témoins de ce niveau en bordure du massif de Creys est l'indice que la glace pouvait encore buter contre le versant entre Morestel et Saint-Victor. Mais elle avait probablement abandonné l'entrée du défilé de Malarage, ou un petit lac (Rix), débutant à l'étape précédente, s'est agrandi en amont de la terrasse de Malville (230m), à un niveau inférieur à celui de Vézeronce. Il n'y existe aucun replat significatif mais les dépôts sableux y sont fréquents. Dans le bassin de Malville, le Rhône poursuivait son encaissement progressif dans la terrasse.

Dans la dépression des Vernes, le barrage du seuil de Salagnon (223m) et l'étroit couloir marais de l'Epau - lac de la Save vide de tout dépôt montrent que le lobe de glace y persistait, comme à l'étape précédente (lac d'Iselet). Il en était nécessairement de même pour le reste de la dépression et des couloirs affluents, incomparablement plus vastes, à l'exception peut-être de celui de la Bourne, partiellement déglacé lors de l'étape précédente. En aval, plus aucune forme, construite ou d'érosion, ne permet de le limiter. C'est pourquoi il est probable qu'il se soit réduit aux dimensions de l'actuel marais de la Verpillère où la basse terrasse des Prairies de Frontonas (212m), qui en émerge à peine, peut représenter le dépôt dans un petit lac marginal. Une loupe de glace pouvait persister dans la



dépression de l'étang de Charamel. La plus grande partie de l'Isle d'Abeau devait émerger de la glace, qui devait commencer à se scinder à ce niveau, les deux petites buttes caillouteuses du Lombard pouvant représenter un kame local. En amont de la vallée des Vernes, les terrasses deltaïques de Sablonnières (235m), son pendant sur le versant opposé (Pérouzat), et de Trept en aval (235m) montrent que des lacs marginaux commençaient à se multiplier. Mais le dernier niveau de terrasse lacustre (228m), très étendu de part et d'autre du seuil de Salagnon, indique que la glace occupait encore la plus grande largeur de la vallée et que les lacs marginaux n'excédait guère, ou pas du tout, les deltas actuels.

Dans la vallée de la Bourne enfin, un lac avait probablement remplacé la glace à l'emplacement du marais du Vernay, en amont de la plaine torrentielle de Nivolas. Mais un lobe résiduel pouvait subsister en amont, dans l'élargissement marécageux entre Cessieu et La Tour du Pin. En aval, la glace s'était probablement rétractée mais devait occuper encore toute la dépression de Bourgoin, car une loupe y subsistera à la dernière étape.

D'après la paléogéographie ainsi reconstituée, le glacier du Rhône s'était retiré dans le val du Bourget, mais communiquait encore faiblement avec le lobe du seuil de Belley par la cluse de Pierre-Châtel et le lac de Bart notamment. Trois gros lobes de glace morte stagnaient en aval, qui ne fondaient que lentement : un dans l'ombilic du Bouchage et l'aval du bassin de Peyrieu, un autre dans la dépression des Vernes et un dernier dans la cluse des Hôpitaux. Parallèlement, quelques loupes de glace de moindres dimensions persistaient, soit de façon certaine (Pugieu, Vasselin), soit de façon probable (marais de Charamel et de la Tour du Pin), et ceci d'autant plus que ce sont les plus grandes.

IV.8 - Etape de retrait nº9, Artemare (fig. 8).

La dernière étape de retrait repérable dans la région est représentée par la terrasse d'Artemare-Tornaval (254-257m), dernier dépôt en amont de la cluse des Hôpitaux avant la plaine marécageuse holocène du marais de Lavours. Elle témoigne d'un lac dont le niveau se situait entre ces cotes et le seuil de Virieu (265m), ou un peu plus si on admet que le grand marais de Pugieu et les couloirs du Furans et de l'Ousson étaient encore remplis de glaces résiduelles. Nous avons exposé plus haut (§II.8.) les raisons pour lesquelles le front glaciaire rhodanien s'était stabilisé au niveau de la basse moraine de Marlieu, juste à l'Est de la terrasse d'Artemare. Cette étape est donc bien caractérisée par un front morainique précisément localisé et par une obturation glacio-lacustre concomitante. Dans la vallée du Rhône proprement dite, elle correspond vraisemblablement à la ride morainique de Charbonod plaquée au nord de la colline transversale de Massignieu de Rive (GIGNOUX, 1914).

IV.8.1 - Dans le bassin de Peyrieu la dernière terrasse lacustre (Virignin, Bovinel, 225m) est au même niveau que la terrasse de Brégnier-Cordon - Trémurs qui borde l'amont rive droite du bassin du Bouchage. On pourrait en conclure qu'il n'y avait plus qu'un seul lac commun aux deux bassins, mais il n'en est probablement pas ainsi. En effet les tranchées du canal CNR ont montré, notamment à Murs, que les alluvions deltaïques de la terrasse contenaient une grande quantité de blocs polygéniques métriques à plurimétriques, inapparents en surface, impliquant la proximité immédiate de la glace. De plus cette terrasse est prolongée par le chenal perché de la Combe, transverse à la pointe sud du Jura, issu du bassin de Peyrieu et dont l'amont est creusé d'une dépression fermée (marais des Planches) d'altitude inférieure (220m en surface du remplissage palustre actuel).

Il y subsistait donc un culot de glace morte au moment du dépôt de la terrasse de Murs, sinon la dépression n'existerait pas. Ce culot de glace était un diverticule du lobe subsistant dans l'aval du bassin de Peyrieu. D'autre part l'amont du bassin du Bouchage était encore englacé, au contact de la terrasse de kame Brégnier-Trémurs (blocs). Le gros lobe glaciaire du Bouchage subsistait donc, peut-être coupé de celui de Peyrieu au niveau du défilé de Leschaux. En amont, dans le bassin de Peyrieu, le lac de Virignin s'était donc encore abaissé et agrandi par rapport au lac de Chêne. Il en occupait la plus grande partie, sauf l'aval, et remontait probablement les couloirs du Furans et de l'Ousson jusqu'au Sud de Belley seulement, car en amont la dépression de Bart était englacée, puisq'un lobe de glace morte subsistait encore à l'étape suivante.

IV.8.2 - Dans le bassin du Bouchage, deux terrasses lacustres seulement permettent de délimiter deux lacs en amont : Brégnier-Cordon Murs (225m), rive droite, Granieu-Aoste (230m) rive gauche.

L2 terrasse de Brégnier-Cordon - Trémurs est une véritable terrasse de kame (blocs), creusée en outre d'une longue et étroite dépression fermée de fusion de glace morte, où subsistait le lac de Pluvis au milieu d'une tourbière qui s'étendait initialement jusqu'à Murs avant que sa moitié amont ne soit érodée par le méandre de l'Ile de la Comtesse. Le lac n'excédait donc que de peu les contours actuels de la terrasse, et une loupe de glace morte allongée y avait été abandonnée.

En face, les replats de Granieu (230m) et d'Aoste (223m), à matériel sablo-argileux, témoignent d'un lac de niveau légèrement supérieur à celui de Brégnier-Cordon, car en position d'ubac par rapport à l'autre qui est en adret. En aval, aucune terrasse n'existe en aval du plateau de Vézeronce, mais il est certain qu'un lac y a existé, car la masse de glace a nécessairement décollé du versant du massif de Creys, préfigurant le futur lac du Bouchage. Ses dépôts ont pû être détruits par l'érosion latérale du Rhône dans la plaine du Bouchage, parsemée d'anciens méandres, mais il est plus probable qu'il n'y eut jamais de terrasse lacustre ici par suite de la grande profondeur du lac en amont du massif calcaire. Au contraire la terrasse de Vézeronce n'existe que dans un vaste anfractuosié, probablement peu profonde, au contact du massif calcaire et de la molasse.

Un autre lac, également inapparent actuellement, devait aussi exister à l'emplacement du Grand marais de Romagnieu, dans la basse vallée du Guiers. Il ne se serait pas comblé du fait de sa grande profondeur (fond à la cote 110m, plus de 100m sous la surface actuelle selon la géophysique électrique entre St-Genix et Romagnieu, SAPEY-TRIOMPHE, 1984).

Un gros lobe de glace subsistait donc encore dans le bassin du Bouchage adhérant latéralement aux versants mais en décollant plus ou moins largement en amont et en aval. La butte des Avenières devait commencer à en émerger au milieu.

IV.8.3 - Dans la dépression des Vernes, il semble que cette dernière étape soit celle de la fragmentation du lobe jusqu'ici unique, ou presque, en une série de loupes de dimensions plus réduites mais très variables. En effet, au-dessous des terrasses deltaïques de Trept-Sablonnière, il n'existe plus qu'un niveau au-dessus du remblaiement palustre récent de fond de vallée, formant une série de terrasses particulièrement développées au alentours du seuil de Salagnon, notamment aux débouchés des couloirs affluents du Culet et du Ver (terrasses sableuses des Champagnes, des Sables).

ainsi que des buttes surbaissées isolées au milieu de la vallée des Vernes entre l'Isle d'Abeau et Vénérieu (Villieu, Les Sartines, etc...). Comme il n'y eut aucune érosion dans cette vallée et ces couloirs, ni fluvio-glaciaire ni fluviatile (cf. §II.3.), il n'est donc pas possible d'envisager une remblaiement général, même lacustre, suivi d'une érosion qui aurait démantelé ce remblaiement pour le laisser à l'état de lambeaux isolés tels qu'on les trouve aujourd'hui. La seule explication est qu'il s'agit de comblements d'autant de lacs séparés par des loupes et lobes de glace morte. Bien entendu les lacs ont pû être initialement de plus grandes dimensions, la fusion des glaces résiduelles fournissant assez d'eau pour éroder quelque peu les dépôts latéralement, et pouvant même faire disparaître les plus petits.

Une série de loupes de glace de dimensions et de formes variées fondaient donc dans cette vallée au milieu de petits lacs internes ou marginaux. L'une d'elle remplissait encore totalement les marais de l'Epau et de la Save, interdisant toute incursion des eaux du lac du Bouchage qui à nécessairement suivi le lac de Vézeronce, à une altitude égale puis inférieur à 225m et décroissante à mesure de l'érosion par le Rhône de la terrasse de Malville en aval. S'il n'en avait pas été ainsi, l'étroit couloir Epau-Save aurait été rempli par des dépôts lacustres alors que son fond est à l'altitude de 215m au niveau du remblaiement palustre d'épaisseur inconnue faute de sondages. Enfin l'actuel ravin de la Save entre Iselet et la plaine du Bouchage n'a pû être creusé que par les eaux de fusion de ce lobe de glace au fur et à mesure de l'abaissement du lac. C'est dire que la disparition totale des loupes de glace morte de la dépression des Vernes a dû nécessiter une durée non négligeable, bien que rien ne permette de la chiffrer

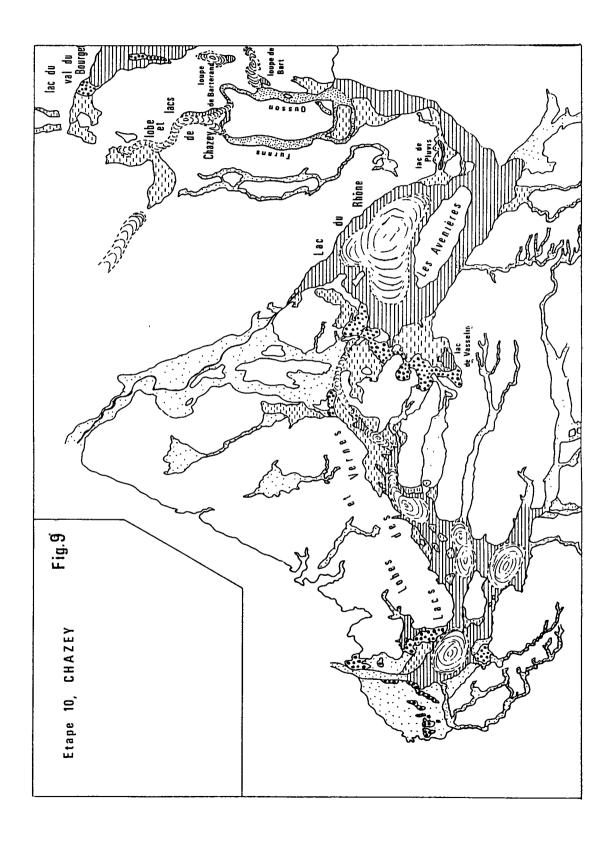
La terrasse d'Artemare (et la moraine frontale de Charbonod) marque donc bien une dernière étape de retrait du glacier du Rhône en direction du val du Bourget, la neuvième, comme l'avait déjà vu GIGNOUX en 1914.

IV.9 - Etape de déglaciation nº10, Chazey (fig. 9).

Avec l'étape 9 d'Artemare-Charbonod s'achève la série des étapes de retrait du glacier du Rhône en direction du valdu Bourget, où il se cantonne désormais. Mais la fusion des glaces mortes abandonnées en aval n'est pas encore achevée, notamment dans le seuil de Belley, le bassin du Bouchage, la cluse des Hôpitaux, et probablement la dépression des Vernes, et fait ainsi l'objet d'une dizième et dernière étape locale de déglaciation.

Les dépôts glacio-lacustres très localisés plaqués à la base des versants des couloirs du seuil de Belley, entre Chazey et Chazey-Bons, n'ont pu se déposer qu'en bordure d'une langue de glace morte occupant encore partiellement cette vallée, probablement depuis le grand marais de Pugieu-Virieu en amont jusque largement au-delà de la bifurcation Ousson-Furans en aval. En effet le Furans et l'Ousson présentent dans leur cours aval une basse terrasse fluvio-glaciaire (Thoys, Les Ecassas), qui n'existe pas en amont, et qui par conséquent n'a pu être déposée que par la fusion de ce lobe de glace et de celui de la dépression de Bart. Leur fonte définitive est probablement responsable du recreusement de cette nappe fluvio-glaciaire, qui forme une très basse terrasse peu au-dessus du fond de vallée comblé de dépôts récents fins se terminant par des tourbes.

Des sables lacustres bordent aussi localement les dépressions du lac de Bart - Marais de Coron (Coron) et du lac de Barterand (Saint-Champ, DOUXAMI, 1898), qui sont des empreintes de loupes de glace. Donc de petites étendues lacustres bordaient des glaces résiduelles subsistant dans ces dépressions. Toutes ces glaces ont probablement disparu simultanément vu leurs dimensions comparables à l'échelle considérée.



Le <u>bassin du Bouchage</u>, en aval, était devenu un vaste lac qui s'étendait jusqu'à la cluse de Pierre-Châtel (lac du Rhône). Les alluvions fluvio-glaciaires du Furans et de l'Ousson, qui y aboutissaient, y construisaient probablement un delta actuellement noyé par l'alluvionnement récent du Rhône. Ce lac était contenu en aval par la terrasse de Malville, toujours en cours d'incision par le Rhône. Sa cote, inférieure à 225m (niveau du lac précédent de Brégnier-Cordon), s'abaissait progressivement avec l'enfoncement du Rhône en même temps qu'il se colmatait par l'amont et par le fond. Un lobe de glace a dû y subsister pendant une longue durée, vu ses vastes dimensions initiales. De rares dépôts très localisés et mal connus faute d'affleurements et de sondages peuvent représenter divers niveaux de ce lac : terrasses de Truison près de Saint-Genix sur Guiers (220m), des Gourjux à Champagneux (215m), de Glandieu (215m), de Thuellins (213m) dans le couloir des Avenières.

Il est probable qu'un lobe de glace étroit ait subsisté très tard dans la <u>cluse des Hôpitaux</u>, même après la disparition de celui de Chazey de dimensions encore plus réduites. En effet seules ses eaux de fonte ont pû être en mesure d'entailler le remblaiement glacio-lacustre du plateau du Coin (lac de Virieu) jusqu'au niveau actuel des marais de fond de dépression. Or, pour cela, il a fallu que les glaces qui occupaient ces dépressions aient disparu.

Dans la <u>dépression</u> <u>des Vernes</u>, aucune disposition ne permet de savoir s'il subsistait ou non des lobes glaciaires pendant cette étape, mais c'est très vraisemblable car, vu les dimensions kilométriques à plurikilométriques des lobes de l'étape précédente, leur fusion n'a pû être que progressive. Quoi qu'il en soit, un lac en a occupé le fond comme l'indiquent les sondages, à un niveau inférieur aux sédiments fluviatiles et palustres de surface. Son exutoire était le couloir de la Bourbre en aval des moraines transverses de Satolas-et-Bonce. La vallée de la Bourbre en amont de Bourgoin et les couloirs affluents étaient le domaine d'une sédimentation fluviatile mais surtout torrentielle par alluvionnement de cônes de déjection latéraux. En amont, la fusion du lobe de glace Epau-Save a provoqué le creusement de l'étroit ravin de la Save, peut-être jusqu'en dessous de la plaine alluviale du Bouchage. Une fois la glace disparue, la dépression Epau-Save a pris sa configuration actuelle, après une phase lacustre préalable à la phase palustre encore en cours.

Lors de cette dernière étape, le glacier du Rhône s'était rétracté dans le val du Bourget, et notamment retiré de l'extrêmité orientale du marais de Lavours transformée en lac (lac du Val du Bourget), dont aucun dépôt ni aucune forme ne permet de situer le niveau, probablement inférieur à celui de la surface du remplissage palustre actuel.

Il y a donc eu une dizième et dernière étape, de <u>déglaciation</u> et non plus de retrait glaciaire, la position du front du glacier étant actuellement inconnue. Elle est marquée par une dernière obturation glacio-lacustre certaine dans le couloir du Furans et les dépressions de Bart et de Barterand, tandis que des lobes résiduels de plus grandes dimensions subsistaient probablement dans la cluse des Hôpitaux, le bassin du Bouchage et la vallée des Vernes.

V - CONCLUSION

Entre l'arc le plus interne des moraines internes (Lagnieu "stade" 3) et le Val du Bourget, il y a donc sept étapes de plus, six de retrait et une de déglaciation. Les trois premières (4, 5, 6) sont marquées par des moraines frontales discrètes associées à des alluvions fluvio-glaciaires et/ou glacio-lacustres, les quatre suivantes uniquement par des dépôts glacio-lacustres étagés et/ou échelonnés.

Le phénomène majeur réside dans la scission du glacier en plusieurs masses dès l'étape 4 (Lancin), début du véritable retrait car le recul du front entre les étapes 1 et 3 a été très minime, de l'ordre de quelques kilomètres au plus dans la zone la plus large, 1,5 km dans l'amphithéâtre de Lagnieu. Scission au niveau du plateau de Crémieu d'abord, du seuil Sermérieu-La Tour du Pin ensuite, puis du seuil de Belley et enfin de celui de Marignieu. Cela traduit l'amincissement de la masse de glace qui la conduit à se couper au niveau des seuils et /ou des retrécissements pour se diviser en lobes de glace morte successifs dans les ombilics. Entre ces lobes, dont la persistance est proportionnelle au volume, et à leur contact avec les versants, des lacs d'obturation apparaissent qui évoluent par remplissage (alluvions lacustres, deltaïques, de kame, de faciès variable selon leurs dimensions et leurs affluents), baisse de niveau avec élargissement puis coalescence. Le domaine lacustre majeur se développe ici dans la vallée du Rhône entre la cluse de Pierre-Châtel et le défilé de Malarage où, après trois étapes glacio-lacustres locales (7, 8 et 9), un grand lac s'étend dans la presque totalité des bassins de Peyrieu et du Bouchage, sur une longueur d'une trentaine de kilomètres et une profondeur supérieure à 100 m, peut-être de beaucoup si elle est à la mesure de la profondeur du lac de Malville, beaucoup moins étendu. Un autre domaine lacustre, moins profond, sinon moins étendu et plus complexe, concerne la dépression des Vernes.

On peut considérer que, malgré leur nombre important, les sept stationnements déterminés ici sont un minimum compatible avec le nombre et la répartition des dépôts pris en considération pour leur définition. Les étapes 4, 5 et 6 concernent un glacier encore continu puisqu'il y a construction, jusqu'à l'étape 6 (Morestel), de moraines frontales qui nécessitent une stabilisation du glacier pendant une certaine durée donc une alimentation d'amont. Mais rien ne prouve absolument qu'à l'étape suivante (7, Virieu) les obturations par scission de Virieu et de Peyrieu - Côte Dunay aient été simultanées comme on l'a admis. Si elles ne l'ont pas été, il est probable que la coupure de Peyrieu soit apparue la première, car la plus en aval et ayant engendré le lac le plus étendu ; d'autre part il est certain qu'elles se sont suivies très rapidement dans le temps, d'où la grande probabilité de leur simultanéïté. Notons qu'à ce moment le glacier ne semble pas encore coupé au niveau du défilé de Leschaux, mais il est tellement rétréci que le gros lobe du Bouchage n'est probablement plus actif. Ensuite les étapes de Massignieu (8) et d'Artemare (9) sont également certaines car fondées sur des dépôts glacio-lacustres échelonnés et étagés dépendant du même glacier. Mais le front se trouve à ce moment à plus de 40 km en amont du front de l'étape précédente de Morestel, dont il est séparé par les gros lobes quasi stagnants du Bouchage et de Peyrieu - seuil de Belley. Parallèlement, le lac de Peyrieu passe par deux étapes d'abaissement et d'extension naturellement corrélées avec les étapes 8 et 9 et le lac de Brégnier-Murs apparaît à l'étape 9. Donc l'échelonnement spatial de formations glacio-lacustres dans un contexte de déglaciation par fragmentation du glacier ne signifie pas un échelonnement temporel. La dixième et dernière étape locale (Chazey), enfin, est une étape de <u>déglaciation</u> et non de retrait comme les précédentes, car elle n'est plus provoquée par le glacier proprement dit mais par des lobes de glace morte isolés, qui ont cependant une action sédimentaire et morphogénétique certaine. On la considérera seulement comme la dernière manifestation glaciaire évidente de la région.

Récapitulant depuis le premier stationnement de l'arc le plus externe des moraines internes (Etape 1 ou Charveyron 1, MANDIER 1984), le glacier würmien du Rhône a connu, jusqu'au val du Bourget, neuf étapes : 2, Charveyron 2 (id.) ; 3, Lagnieu (id.) ; 4, Lancin ; 5, Arandon ; 6, Morestel ; 7, Virieu ; 8, Massignieu ; 9, Artemare ; 10, Chazey, dont seule la dernière est de déglaciation, les autres étant de retrait. Par rapport à la succession admise, nous avons reconnu la validité des étapes 1, 2, 3, 4, que nous avons corrélée avec le "stade E de Chesnes" (id.), 6, 7, mais sur des bases différentes, 9 ; invalidé les "stades" de Brégnier-Cordon (GIGNOUX & COMBAZ, 1914), de Brens-Belley (id.) et de Coron (VIRET, 1933) ; reconnu une nouvelle étape entre Lancin (4) et Morestel (6) : Arandon (5) ; une autre entre Virieu (7) et Artemare (9) : Massignieu (8) ; enfin une dernière étape de déglaciation : Chazey (10).

Dans ce contexte, le terme de "stade de décrépitude" (MANDIER, 1984) attribué à l'étape 4 (Lancin, ou Chesnes), n'est pas approprié car si un ou plusieurs lobes isolés stagnaient alors à l'Ouest de l'Ile Crémieu (Loyettes, Lagnieu) où ils fondaient effectivement sur place, le glacier du Rhône lui-même était encore actif à l'Est du plateau, bien qu'en recul, et ceci au moins jusqu'à l'étape 6 (Morestel). Cette notion n'a donc qu'une valeur locale.

Du point de vue <u>chronologie</u> aucune donnée ne permet, localement, d'estimer la durée des épisodes reconnus ni leur date dans la chronostratigraphie, mais quelques sites, surtout archéologiques, en permet une approche a minima.

Des travaux concernant la sédimentation dans l'ex-lac de Pluvis, de formation très postérieure au début du retrait du glacier depuis son extrême avancée, ont montré un Holocène complet constitué soit de tourbe, soit de tourbe recouvrant de la craie lacustre, reposant sur une craie plus argileuse épaisse au moins de 2m faisant suite à des argiles plus ou moins sableuses d'épaisseur supérieure à 7,70m (travaux en cours). Il n'a pas été possible de reconnaître le Tardiglaciaire dans la craie argileuse, nécessairement présent, par suite de perturbations peut-être synsédimentaires. Mais il est certain qu'il y a eu une sédimentation anté-Holocène importante. D'autre part il a fallu une durée non négligeable pour remplir successivement et totalement de sédiments fins les profonds bassins de Malville puis du Bouchage, avant que l'alluvionnement fluviatile du Rhône ne vienne s'y étaler, à une époque encore indéterminée malgré les datations C14 basées sur des fragments de bois et de tourbes holocènes remaniés (BRAVARD J.P., 1983).

Le creux d'Hières-sur-Amby dépression de glace morte kilométrique à la base de l'escarpement occidental du plateau de Crémieu, alt. 212m, remplie de sédiments palustres épais de plus de 12,60m, est de formation postérieure au dépôt de la terrasse de Blyes (alt. 213m), dernière nappe fluvio-glaciaire de la confluence Ain-Rhône (MANDIER, 1984). Sa séquence palynologique commence avant le Dryas ancien bien caractérisé (CLERC, 1985), à une date encore inconnue. Le dépôt de la terrasse de Blyes est donc antérieur au début du Tardiglaciaire würmien.

La grotte de Vénérieu-La Garenne , alt. 335m, située dans le ravin qui descend de l'étang de Moras dans la vallée des Vernes, contient un remplissage d'argiles et silts lités supportant des couches archéologiques à faune froide attribuables au Dryas ancien (BINTZ, travaux en cours). Avant cette époque, le glacier de la vallée des Vernes était de niveau inférieur, déjà réduit à un lobe de glace morte.

La grotte des Romains à Virignin s'ouvre dans la cluse de Pierre-Châtel à l'altitude de 278m, une soixantaine de mètres au-dessus du Rhône. Les couches archéologiques (Magdalénien supérieur) reposent sur des sables relativement épais et ont livré des dates échelonnées entre 14380 ± 380 BP (Ly-16) et 8230 ± 110 BP (MC 1274), du Tardiglaciaire ancien à l'Holocène.

Ces sables ne peuvent se relier à aucun niveau connu, lacustre, fluvio-glaciaire ou fluviatile, ni en amont (val du Bourget) comme le supposaient BOCQUET et al. (1970) où n'existe aucune terrasse au-dessus des alluvions de fond de vallée, ni en aval (bassin de Peyrieu) où la première terrasse deltaïque ne dépasse pas l'altitude de 250m. Il ne peut donc s'agir que d'un dépôt local de type lacustre, sous ou para-glaciaire, contemporain de la présence de la glace dans la cluse. Mais le dépôt de ce sédiment ne peut-être que très antérieur au début de l'occupation humaine, attribuée au Bölling (LOEBELL, 1979), et même au Dryas ancien car toute une série d'épisodes de déglaciation se sont déroulés avant que la grotte ne devienne accessible, ce qui n'est possible que depuis le fond de vallée. Si la date 14380 BP est valable, elle signifie que la déglaciation locale est largement antérieure.

Les rares sites datés de la région ne remontent donc pas au-delà du Dryas ancien. Mais les sédiments qu'ils contiennent sont antérieurs et peut-être de beaucoup. Ainsi la date 14380 BP de la grotte des Romains à Pierre-Châtel, dans le secteur le plus amont, est probablement postérieure à notre dixième étape de déglaciation pour des raisons paléogéographiques. La déglaciation complète de ce secteur du Haut-Rhône, avec ses dix étapes recensées, serait donc antérieure au tout début du Tardiglaciaire. Le début de la déglaciation würmienne pourrait ainsi être notablement plus ancien , compte tenu de tous les événements qui l'ont suivi et que nous avons sommairement relaté ici.

BIBLIOGRAPHIE

- BRAVARD J.P. (1983) Une auto-capture du Rhône par déversement dans les basses terres du Bas-Dauphiné (Isère, Ain).

 Rev. Géogr. Lyon, 4, p. 369-381.
- BRAVARD J.P. (1987) Le Rhône du Léman à Lyon. Thèse, 1 vol., La Manufacture, Lyon.
- BRAVARD Y. (1963) Le Bas-Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. Thèse, 1 vol., Imp. Allier, Grenoble.
- BOURDIER F. (1962) Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. Thèse, 2 vol., CNRS, Paris.
- CHARAMEL G. (1984) Morphologie et stratigraphie du Quaternaire de Belley à Brégnier-Cordon (Ain). D.E.A. Géol. Appl., USTMG, Grenoble, inédit.
- DAVID L., ENAY R. et MANGOLD C. (1978) Carte géologique de la France à 1/50000, feuille MONTLUEL n° 699, ed. B.R.G.M., Orléans.
- DEPERET C. (1899) Terrain quaternaire de la vallée du Rhône, feuille de Lyon au 320000°. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris, X, 69, p. 71-73.
- DOUXAMI H. (1897) Bassin de Belley, feuille de Chambéry. <u>Bull</u>. <u>Serv.</u> <u>Carte Géol. Fr.</u>, Paris, X, 63, p. 121-127.
- DOUXAMI H. (1902) La vallée moyenne du Rhône à travers le Jura méridional. Ann. Géogr., Paris, 60, p. 407-418.
- ENAY R. (1981) Les formations glaciaires et les stades de retrait du glacier würmien dans l'Ile Crémieu. Bull. Soc. Lin. Lyon, 50, 1. p. 5-27.
- FALSAN A. et CHANTRE E. (1879) Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. 2 vol., impr. Pitrat aîné, Lyon.
- FORAT R. (1954) Aux confins septentrionaux du Bas-Dauphiné : les basses Terres. Etude morphologique. Rev. Géogr. Alpine, Grenoble, XLII, 4, p. 675-712.
- FRANCOIS L. (1928) L'Ile Crémieu ou Plateau de Crémieu. <u>Les Et. Rhod.</u>, Lyon, IV, p. 47-98.
- GIGNOUX M. (1914) Quaternaire de la région de Belley, feuille de Lyon au 320000°. <u>Bull. Serv. Carte Géol. Fr.</u>, Paris, XXIII, 136, p.109-114.
- GIGNOUX M. et COMBAZ P. (1914) Sur l'histoire des dernières glaciations rhodaniennes dans le bassin de Belley. <u>C.R. Acad. Sc.</u>, Paris, 158, p. 1536-1539.
- GIGOUT M. et al., (1976) Carte Géologique de la France à 1/50000, feuille LA TOUR DU PIN n° 724, ed. BRGM, Orléans.

- LOEBELL A. (1979) Stratigraphie et sédimentologie de la grotte des Romains, de l'abri Gay et de l'abri de la Colombière (Ain).

 Essai de climatologie du Tardiwürm et du Postglaciaire en Jura méridional. Thèse 3° cycle, Univ. Sc. et Méd. Grenoble.
- MANDIER P. (1984) Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire; essai de synthèse paléogéographique. Thèse, univ, Lyon II, 3 vol., inédit.
- MERIAUDEAU R. (1962) Le Rhône en bordure du Jura. Etude morphologique D.E.S. Géographie. Inst. Géogr. Alp. Univ. Sc.Tech. Méd. Grenoble, inédit.
- MONGEREAU N. et al., (1986) Carte géologique de la France à 1/50000, feuille BOURGOIN n° 723, ed. BRGM, Orléans.
- MONJUVENT G. (1983) Carte géologique de la France à 1/50000, feuille AM-BERIEU EN BUGEY n° 675, ed. BRGM, Orléans (sous presse).
- MONJUVENT G. (1986) Carte géologique de la France à 1/50000, feuille BEL-LEY n° 700, ed. BRGM, Orléans (en préparation).
- PELLETIER J. (1982) Types et zones d'écoulement des eaux dans les plaines et collines de la région de Morestel, Brégnier-Cordon. Première approche. Rev. Géogr. Lyon, 57-1., p. 25-38.
- PENCK A. et BRUCKNER E. (1907) Les Alpes françaises à l'époque glaciaire. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 8, p. 111-267.
- SAPEY-TRIOMPHE Y. (1984) Géomorphologie et Hydrogéologie de la région d'Aoste (Isère). Thèse 3° cycle, Univ.Sc. et Med. Grenoble.
- VINCIENNE H. (1936) La morphologie glaciaire à l'Est de Belley et le complexe de diffluence de la vallée de Saint-Champ. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., Paris, IX, 1, p. 117-126.
- VIRET J. (1933) L'évolution du paysage de Belley (Ain) aux temps quaternaires. les Et. Rhod., Lyon, IX, 1, p. 13-22.