[Géologie Alpine, t. 44, 1968.]

Quelques vues nouvelles sur l'histoire quaternaire de la vallée du Drac

(Note préliminaire)

par Alexis LAMBERT [1] et Guy MONJUVENT [2]

RÉSUMÉ. — Une surface d'abrasion glaciaire a été reconnue sur la bordure nord des plateaux du Drac et de la Gresse. Elle n'entaille que localement et faiblement les remplissages des anciennes vallées. Cette surface s'incline ensuite fortement vers le Nord, dans la zone resserrée entre les massifs de La Mure et le Vercors ; elle recoupe alors progressivement les anciennes vallées et, au débouché du Drac dans sa plaine alluviale, est entièrement façonnée dans les marno-calcaires jurassiques du substratum. Cette surface supporte les formations morainiques anciennement rapportées au Würmien.

S'enfonçant sous la plaine alluviale de Grenoble, elle passe sous les alluvions du Crozet et du Petit Brion qui représentent un remblaiement culminant vers la cote 400.

L'abrasion glaciaire correspondante à notre surface paraît responsable de la formation de l'auge du Grésivaudan.

Le remplissage des anciennes vallées du Drac a ensuite été décrit dans la zone des plateaux du bassin de l'Ebron, dans celui du Drac jusque vers la région de Corps - Le Motty et dans celui de la Gresse. Quelques observations nouvelles ont permis en outre d'esquisser l'histoire quaternaire postérieure à la glaciation principale décrite ici.

ABSTRACT. — A glacial abrasion surface was recognised on the northern edge of the Drac and Gresse river table lands. It cuts only locally and slightly the fillings up of the ancient valleys. That surface then slopes sharply to the North, in the area between La Mure and Vercors mountains. Then, it intersects progressivly the ancient valleys and, on the outlet of the Drac river, in its alluvial plain, is entierly made in the jurassic marly limestones of the substratum. That surface supports the till formations formely refered to the Würm.

Sinking under the alluvial plain of Grenoble, it is overcome by the Crozet and Petit Brion alluvions wich represent an embankment culminating about an altitude of 400 m.

The glacial abrasion corresponding to our surface seems liable of the formation of the Gresivaudan tough.

The filling up of the old valleys of the Drac river then was described in the aval area of the Ebron plateau, in the Drac plateau till Corps - Le Motty region, and in the Gresse plateau. Some news observations besides made it possible to outline the later Quaternary story than the principal glaciation there describes.

---

[1] Géologue au Service géologique et géotechnique de l'E.D.F.
[2] Attaché de recherches au C. N. R. S.

I. — Introduction.

Bien que de nombreux géologues se soient intéressés, depuis longtemps, au Quaternaire du plateau du Drac, celui-ci reste cependant mal connu, faute d'une étude monographique complète de la région [3]. Les recherches les plus anciennes sont dues à Scipion GRAS (1859), Ch. LORY (1860 64), W. KILIAN (1899-1900). C'est en se basant sur les travaux de ces auteurs, précisés et complétés par ceux de P. LORY, que A. PENCK (1907) présente une première et brève synthèse générale, en regrettant que les circonstances et surtout le mauvais temps ne lui aient pas permis de visiter la région comme il le souhaitait.

Ensuite, pendant une longue période, les seules recherches entreprises dans la région le sont par P. LORY (1899-1931), qui dresse la carte géologique au 1/80 000e et reconstitue minutieusement l'ancien cours du Drac. Ce sont ses observations qui sont reprises et résumées par GIGNOUX et MORET (1944-1952) dans leur classique « Géologie dauphinoise ». F. BOURDIER (1958) avoue avoir peu parcouru le pays du Drac et, pour sa thèse, utilise les observations de ses prédécesseurs en les faisant entrer dans son cadre chronologique. Les derniers travaux parus, concernant essentiellement les environs de La Mure, sont dus à J. SARROT-REYNAUD (1961), qui rétablit la chronologie de W. KILIAN et P. LORY, contestée par F. BOURDIER (1962), et à J. HAUDOUR (1961).

Avant d'exposer en détail les résultats de nos observations, il n'est pas inutile de faire une rapide mise au point des connaissances actuelles, telles qu'elles ressortent des interprétations des auteurs que nous venons de citer.

En ce qui concerne le bassin de Grenoble, elles sont résumées dans l'ouvrage de F. BOURDIER (1962), qui voit dans sa formation la succession de deux cycles distincts :

Au Riss, ou lors d'une glaciation antérieure non reconnue, un glacier creuse une auge dans les terrains jurassiques entre le massif cristallin de Belledonne et le Vercors. Cette auge est ensuite comblée, jusqu'à un niveau plus élevé que la plaine actuelle, par :

— des moraines de fond, argileuses à la base ;
— des dépôts lacustres (argiles et sables fins) ;
— des alluvions fluviatiles caillouteuses constituant le socle des plateaux d'Eybens-Champagnier et du Crozet, vers Vif.

Au Würm, le glacier creuse une nouvelle auge dans les dépôts antérieurs, dont il ne resterait que de rares témoins (Champagnier, le Crozet) et abandonne lors de son retrait :

— une moraine de fond argileuse, dont ferait partie celle visible sur le plateau d'Eybens-Champagnier et du Crozet ;
— des argiles lacustres et formations de delta dans l'ancien lac du Grésivaudan.

Enfin, au Post-Würm, le Drac complète le comblement du lac du Grésivaudan par ses alluvions actuelles pendant que le pied des versants se garnit d'alluvions périglaciaires.

Entre le Grésivaudan et le plateau du Drac, la zone de raccord entre les formations quaternaires des deux domaines est d'interprétation délicate. F. BOURDIER (1962, t. II, p. 21) en donne un schéma hypothétique qui ne lui donne pas entière satisfaction, mais dans lequel il ressort que la stratigraphie est la même, compte tenu du développement différent des assises successives.

Sur le plateau du Drac, P. LORY (1931, p. 56) a montré l'existence d'une ancienne vallée, creusée postérieurement à la glaciation rissienne et remblayée par :

— à la base, des alluvions fluviatiles dites de progression (F. BOURDIER les considère comme des moraines à faciès alluvial) ;
— des moraines argileuses [GIGNOUX et MORET (1952) insistent sur le caractère lacustre (glacio-lacustre) qu'elles manifestent] ;
— des alluvions fluviatiles de la couverture des plateaux.

Ultérieurement, à la suite d'études effectuées en vue de la construction du barrage de Monteynard, J. CROSNIER-LECONTE, C. BORDET et P. DUFFAUT (1953) montrent qu'au voisinage de ce barrage, le Drac actuel recoupe en réalité les remplissages de deux anciennes vallées successives, toutes deux creusées à des cotes voisines de celle actuellement atteinte par l'érosion.

La présente note faisant la somme des études géologiques entreprises par l'E. D. F. et par le Service de la Carte Géologique, à l'occasion des levés des nouvelles feuilles au 1/50 000e intéressant la vallée du Drac, tente d'apporter quelques données

[3] C'est à cette étude que l'un de nous (G. M.) s'est attaché.

susceptibles d'éclairer d'un jour nouveau l'histoire quaternaire de la région.

Ces études ont en effet montré la difficulté d'intégrer les observations nouvelles dans le schéma d'ensemble considéré comme classique. Cela nous a obligé à reprendre entièrement l'étude de la région de raccordement entre les plateaux du Drac et la plaine de Grenoble. C'est alors qu'il nous est apparu que là se trouvaient les faits les plus importants permettant de renouveler nos connaissances sur le Quaternaire du Drac. C'est pourquoi l'exposé qui suit commence par la description de ce secteur-clef.

II. — La zone comprise entre les plateaux du Drac et le Grésivaudan.

Nous lui assignons les unités géographiques suivantes : la basse vallée du Drac jusqu'à son confluent avec l'Ebron ; le bassin de la Gresse limité à l'amont par le col du Fau et la première barre tithonique du Vercors ; la plaine alluviale de Grenoble depuis le confluent du Drac et de l'Isère jusqu'à l'orée des massifs montagneux entre le Dôme de La Mure et le Vercors (fig. 1 et 2).

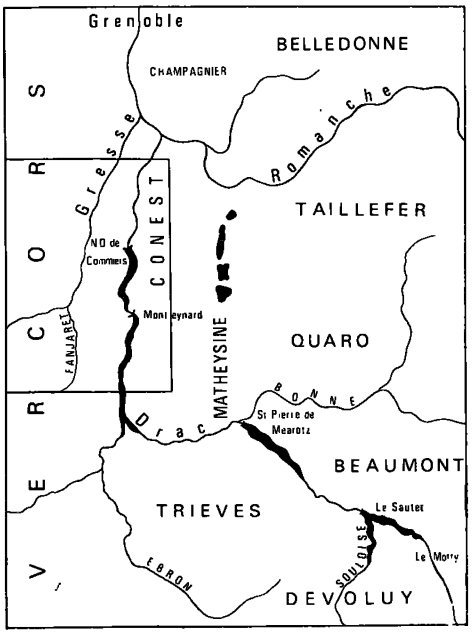

Fig. 1. — Schéma de situation de la région étudiée. Cadre intérieur : v. fig. 2.

A) *La basse vallée du Drac.*

Entre Saint-Georges de Commiers au Nord et Trefford au Sud, la basse vallée du Drac n'offre au regard qu'un vaste plateau allant s'élargissant puis se rétrécissant, incliné vers l'aval et mollement ondulé en surface. Cette topographie est due à la présence d'une énorme accumulation d'argile, que la carte géologique désigne comme moraine würmienne. Cette moraine repose sur un substra tum caillouteux formant des falaises escarpées de part et d'autre de la rivière.

Cet ensemble alluvions fluvio-glaciaires - moraines würmiennes, ou formations caillouteuses - formations argileuses est en réalité beaucoup plus complexe. Nous savons depuis 1953 que les cailloutis de base sont en fait deux dépôts successifs. Quant aux formations argileuses de surface, nos observations nous ont conduits à y distinguer deux phases également : des argiles lacustres varvées d'une part, des moraines argileuses à blocs d'autre part.

1. Les formations caillouteuses.

Le remplissage des anciennes vallées.

Ainsi qu'il a été exposé par J. Crosnier-Leconte et ses collaborateurs (1953), une coupe Est-Ouest, prise en travers de la vallée du Drac au voisinage du barrage de Monteynard, montre d'Ouest en Est (fig. 3) :

— une entaille d'érosion à flancs évasés (vallée large ou Drac de Sinard) dans des terrains marno calcaires jurassiques descendant jusqu'à une cote voisine de celle atteinte par la vallée actuelle ; elle est remblayée par des galets fluviatiles ; les termes les plus élevés de ce remblaiement atteignent la cote 520, de part et d'autre du cours du Drac. Ils sont ici limités vers le haut par une surface voisine de l'horizontale, légèrement inclinée vers le Nord ;

— à quelque distance à l'Est de ce premier cours, s'observe dans le ravin affluent du Merdaret une autre entaille, à flancs raides, de profondeur équivalente, également remblayée par des galets (vallée étroite ou Drac de Cros).

Le sommet du remplissage fluviatile atteint ici la cote 610, soit une centaine de mètres au-dessus

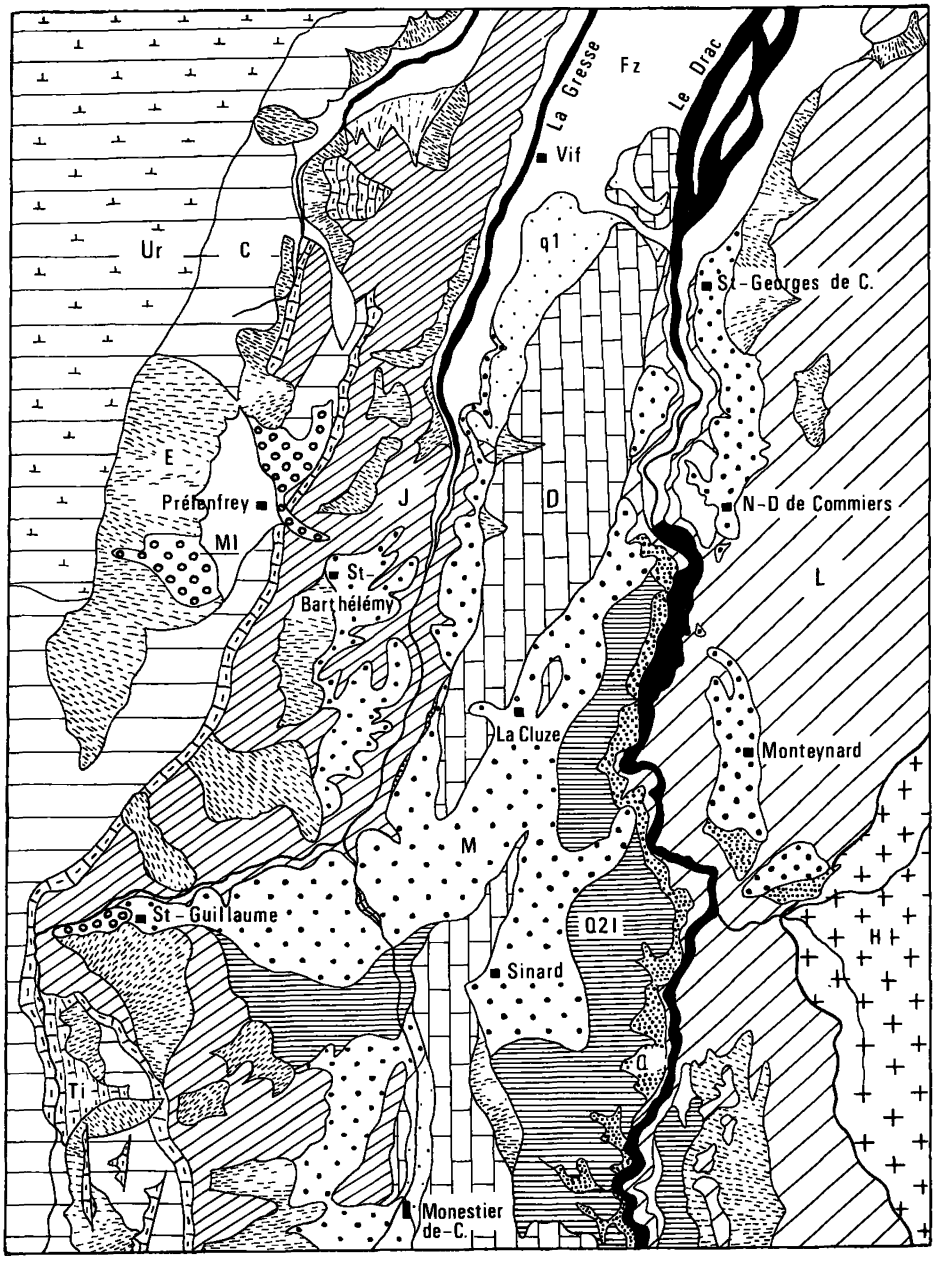

Fig. 2. — Schéma géologique des basses vallées du Drac et de la Gresse. Le Nord est en haut.

Notation : FZ, alluvions modernes et cônes de déjection récents ; E, éboulis ; q1, alluvions du plateau du Crozet ; M, moraine à éléments alpins du plateau du Drac ; MI, moraine locale des vallées subalpines ; Q2I, argiles lacustres varvées ; Q, alluvions du remplissage des vallées I-II (N. B. : Cette notation est valable, sauf indication contraire, pour toutes les figures suivantes) ; Ur, Urgonien ; C, Crétacé ; J, terres noires jurassiques ; D, Dogger ; L, Lias ; H, socle hercynien.

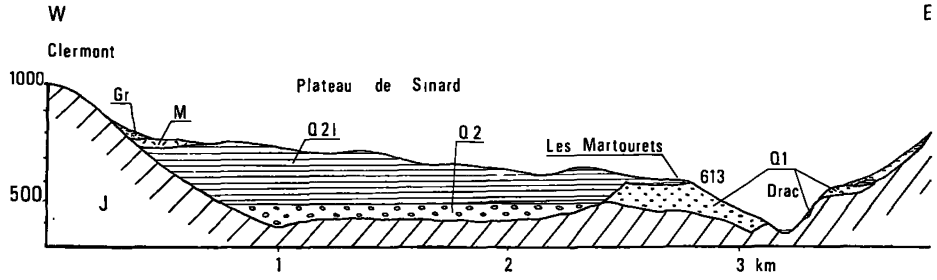

Fig. 3. — Coupe transversale à la vallée du Drac, 2 km à l'amont du barrage de Monteynard.

J, Jurassique ; Gr, grèzes litées ; Q1, alluvions du remplissage de la vallée I ; Q2, alluvions du remplissage de la vallée II (le figuré est commun à toutes les figures).

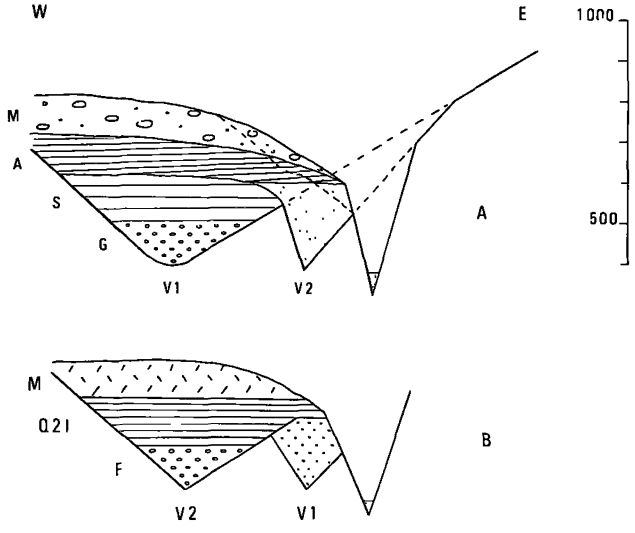

Fig. 4. — Schéma interprétatif de la coupe de la fig. 3.

En haut : Ancienne interprétation, d'après DUFFAUT (1953).
A, argile ; S, silts ; G, galets ; V1, première vallée ancienne du Drac ; V2 : deuxième vallée.

En bas : Nouvelle interprétation.

F, fluviatile.

de la cote de remblaiement de la première vallée. Les mêmes auteurs montrent comment des arguments morphologiques et les études géophysiques les conduisent à admettre l'existence de ces deux anciennes vallées ; la plus ancienne (vallée I) étant plus large, plus évoluée que celle (vallée II) qui lui succède. Cette interprétation a été schématisée un peu plus tard par DUFFAUD, qui indique aussi l'ordre de succession des différentes couches qui reposent sur les alluvions de base (fig. 4 A). Sur la figure 4 B, on peut voir que nous interprétons d'une autre manière, à la fois l'ordre de creusement des deux anciens thalwegs du Drac et la superposition des argiles lacustres et des moraines sur leur substratum caillouteux.

Le fluviatile très ancien de La Motte-les-Bains - Monteynard (fig. 6).

En bordure de la vallée du Drac, les villages de La Ville et de Monteynard sont bâtis sur une gouttière inclinée vers le Nord, comprise entre les crêtes du Conest à l'Est et la colline des Liorats à l'Ouest, qui domine le site du barrage de Monteynard.

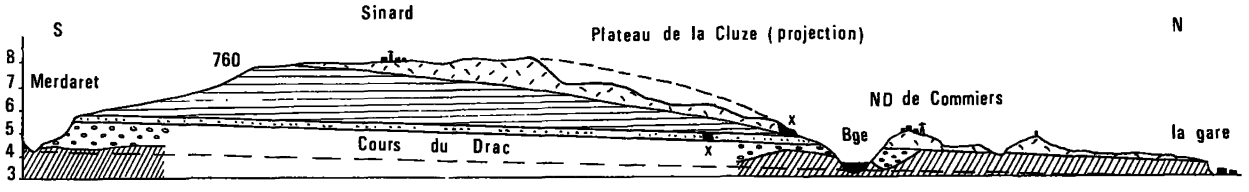

Fig. 5. — Coupe longitudinale du Plateau du Drac, de Treffort à la gare de Saint Georges de-Commiers.
X, emplacements des carrières de sable et d'argile du barrage de Notre Dame-de Commiers.

La bordure sud de ce plateau montre dans le ravin du Pérailler une falaise de galets fluviatiles haute d'une centaine de mètres qui culmine à la cote 750. Au-dessus reposent des moraines très argileuses. Le Nord du plateau est entaillé par les érosions du ruisseau du Moulin. Des fouilles destinées à la fondation des pylônes d'un câble de télécommande E. D. F. nous ont montré que le fluviatile basal ne se poursuivait pas dans ce secteur. Dans le ravin du Pérailler des couches de galets fluviatiles se voient entre les cotes 620 et 750, au droit du château de La Motte-les-Bains ; elles sont également surmontées par des formations morainiques. Immédiatement à l'amont, des moraines en place apparaissent entre les cotes 660 et 670 dans le talus qui borde la station de chemin de fer de La Motte-les-Bains.

Le remplissage fluviatile jusqu'à la cote 750 semble pouvoir être interprété comme appartenant à celui de la vallée I [4], à moins qu'il n'appartienne à un très ancien dépôt quaternaire, hypothèse qui a été formulée antérieurement (GIGNOUX et MORET, 1952, p. 326, et fig. 80, p. 319). Notre figure montre que l'ensellement de La Ville Monteynard ne correspond nullement à une ancienne vallée fluviatile, mais à un chenal glaciaire creusé dans des cailloutis fluviatiles à l'amont et les calcaires jurassiques à l'aval. La colline des Liorats montre d'ailleurs des microreliefs (replats, cannelures) qui sont d'origine glaciaire. Ce sont des témoins de la surface d'abrasion glaciaire fortement inclinée vers le Nord, décrite précédemment.

2. LES FORMATIONS ARGILEUSES SUPERPOSÉES AUX DÉPÔTS FLUVIATILES.

Argiles lacustres.

Des argiles lacustres reposent sur les galets fluviatiles du remplissage de la deuxième vallée par l'intermédiaire d'une vingtaine de mètres de sable fin et silt [5]. On peut les observer en place à proximité du petit village des Fauries, au Sud de Sinard, et dans les coupes des ravins qui se raccordent au Drac : elles débordent largement au-dessus des formations fluviatiles plus anciennes de la vallée I. Ces dépôts lacustres, qualifiés généralement de glacio-lacustres, sont formés d'argile finement litée, en feuillets horizontaux ; elles recèlent parfois de grands cristaux de gypse de néoformation et contiennent quelques pierrailles anguleuses ou roulées, souvent striées, incluses isolément dans leur masse. Ces argiles se sont assurément déposées dans un lac où flottaient et fondaient des glaçons « vêlés » par des glaciers de sa bordure, les fragments de roche étant libérés çà et là par la fusion des glaçons. Les conditions de flottabilité de la glace interdisent de supposer qu'une masse de glace de quelque importance ait pu surnager sur ce lac relativement peu profond : il paraît donc difficile d'admettre l'existence d'un lac sous-glaciaire tel que le concevaient GIGNOUX et MORET (1952).

Moraines de fond.

Confondues jusqu'alors avec les argiles lacustres, ce sont des argiles noires, compactes, non stratifiées, englobant des pierrailles analogues à celles vues dans les couches lacustres, quoique beaucoup plus abondantes ; çà et là pointent quelques gros blocs anguleux de roches cristallines. Elles apparaissent à la limite sud-ouest du plateau de Sinard, reposant sur les argiles lacustres à la cote 750 (fig. 3). Ces moraines sont en partie dissimulées par des éboulis périglaciaires, menus fragments anguleux de calcaire marneux qui garnissent le pied des reliefs jurassiques.

Sur le plateau de Sinard - Saint-Martin-la Cluze dont la coupe précédente intéresse la partie méridionale, s'observent de gros blocs épars de roches cristallines ; les érosions de la bordure du plateau montrent qu'ils sont le résidu d'une moraine argileuse qui se développe largement vers le Nord. On constate en redescendant le plateau vers le barrage de Notre-Dame-de-Commiers que ces moraines prennent une extension verticale telle qu'elles se développent nécessairement aux dépens de l'espace primitivement occupé par les argiles lacustres. Ces moraines ont été exploitées en carrière ; purgées de leurs gros blocs, elles ont été utilisées à la confection du noyau argileux du barrage de Notre-Dame de-Commiers. L'examen détaillé de la zone d'emprunt de ces matériaux montre que ces couches sont « en place » et

---

[4] Il est possible aussi qu'il s'agisse d'un cône de déjection dont l'altitude serait alors très supérieure à la plaine alluviale adjacente.

[5] Les relations entre fluviatile, lacustre et autres formations argileuses superposées ne sont pas examinées dans la note précitée (1953) ; on notera également que dans la présente note l'âge relatif des deux anciennes vallées n'est pas le même que dans la publication à laquelle on se réfère.

n'appartiennent pas à un manteau de solifluxion sur la pente.

La nature ébouleuse, tant de la moraine que des argiles subordonnées, ne permet toutefois pas d'observer nettement le contact de ces deux ensembles.

Aux abords du village de Notre-Dame-de-Commiers, la moraine repose directement, sans l'interposition des argiles lacustres, sur les galets fluviatiles du remplissage des anciennes vallées. Il s'agit ici d'une formation délavée, très appauvrie en argile par lixiviation de la moraine de fond argileuse par les eaux de fonte du glacier en retrait. Une coupe Sud-Nord (fig. 5) à travers les plateaux de Sinard - La Cluze et Pasquier peut être donnée malgré les incertitudes qui subsistent sur la cote exacte des contacts ; elle montre l'existence probable d'une surface d'abrasion sous la moraine. Plus au Nord, les anciens cours se confondent avec le thalweg actuel du Drac ; une banquette inclinée est entaillée directement sur les calc-schistes jurassiques qui supportent le village de Saint-Georges-de-Commiers, aboutissant au niveau de la plaine alluviale de Grenoble à la gare de Saint-Georges-de-Commiers. Limité en bordure du Drac par une petite falaise rocheuse qui s'abaisse progressivement d'amont vers l'aval, ce replat se montre enduit par une faible épaisseur de moraine argileuse avec sa couverture remaniée et délavée [6].

Cette surface topographique correspond donc grossièrement au prolongement de la surface d'abrasion que l'on croit avoir décelée plus à l'amont, sous sa couverture de moraine, en direction du plateau de Sinard.

Ainsi déterminée, la surface de contact inframorainique paraît donc passer de la cote 760 vers Sinard à la cote 450 à Notre-Dame-de-Commiers pour aboutir vers la cote 300 en bordure de la plaine alluviale de Grenoble sous laquelle elle paraît s'enfoncer [7].

Il nous semble donc possible d'admettre l'existence d'une surface de rabotage glaciaire qui, peu inclinée vers l'amont sous les plateaux du Drac où elle a respecté en partie les dépôts quaternaires antérieurs, descend ensuite rapidement vers l'aval, paraissant se confondre avec les parois de l'auge glaciaire du Grésivaudan ; ce serait là un fait nouveau, considérable.

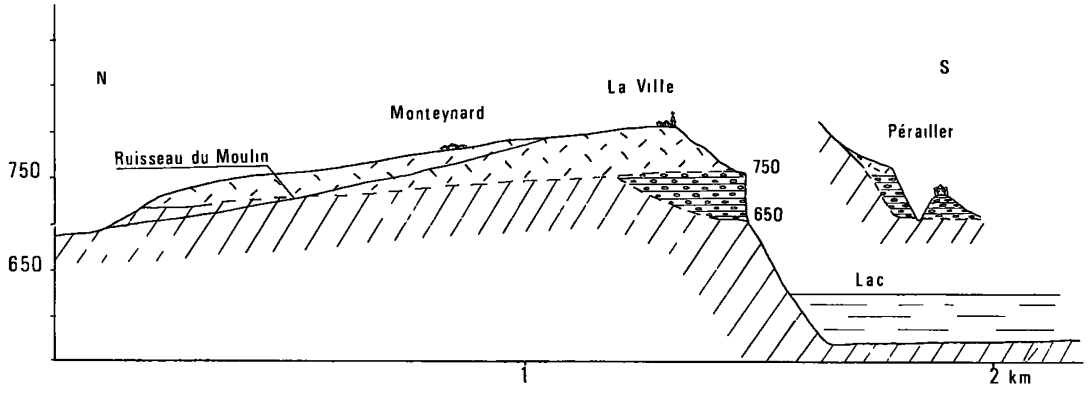

Fig. 6. — Coupe longitudinale du sillon glaciaire de Monteynard.

[6] Des dépôts d'aspects morainiques figurés par GIGNOUX et MORET (1952, p. 322) aux abords de Saint-Georges-de-Commiers comme appartenant à une moraine, au front d'un lobe glaciaire issu du glacier de la Romanche, nous paraissent appartenir à un cône d'éboulis à éléments locaux (nombreux fragments de cargneules du Trias issus d'un affleurement du ravin des Chauvets, qui débouche précisément ici) ou à une moraine de névé, disloqué par des glissements ayant affecté la moraine argileuse sous jacente.

[7] Il est bien évident que l'image schématique donnée ici du profil en long de cette surface ne tient pas compte des irrégularités locales dont elle peut être affectée ; c'est ainsi que la moraine descend nettement sous le niveau indiqué dans le ravin de Mitraire, immédiatement à l'aval, rive gauche, du barrage de Monteynard. Ici, cependant, cette position basse de la moraine pourrait être due à des phénomènes locaux de glissement.

B) *La vallée de la Gresse.*

LA SURFACE D'ABRASION GLACIAIRE ET SA COUVERTURE.

Un trait remarquable de la topographie de la vallée de la Gresse est la banquette perchée au flanc de chaque versant, replat incliné vers le Nord qu'empruntent la route nationale 75 et la voie ferrée. Il leur permet d'escalader le col du Fau en évitant les pentes escarpées et instables qui bordent la rivière. La hauteur relative de cette banquette au-dessus du torrent, qu'elle domine par un abrupt de 200 mètres environ, croît d'abord d'aval en amont en partant de Vif, jusqu'à la rencontre de la vallée du Fanjaret. Plus à l'amont, le lit de ce torrent affluent remonte rapidement au niveau de la banquette et dans sa haute vallée, son érosion régressive entame à peine un plateau morainique mamelonné.

Le replat du flanc droit de la vallée qui suit la route nationale 75 a son pendant de l'autre côté de la Gresse où il constitue les vastes plateaux inclinés de Miribel-Lanchâtre et de Saint-Barthélemy (croquis explicatif fig. 7).

Ces deux banquettes, rive droite et rive gauche, permettent de restituer une ancienne vallée en auge dont le profil en U est à peine atténué sur sa bordure par des dépôts d'éboulis, de colluvions et de petits cônes de déjection torrentiels au pied des reliefs qui la bordent.

Leur couverture morainique a été lessivée en partie, mais on peut en suivre des lambeaux qui offrent, d'amont en aval, les caractères suivants :

Dans la région de Saint-Paul-de-Monestier, où l'érosion régressive commence à peine à faire sentir ses effets, la topographie correspond soit à des affleurements de schistes argileux tendres du Malm, soit à la surface de moraines argileuses à gros blocs de cristallin, formation équivalente à celle voisine du plateau de Sinard. Dans le ravin du Fanjaret, sous les moraines, affleurent des argiles lacustres de même type que les argiles à varves observées dans la vallée du Drac ; elles s'y montrent toujours en paquets basculés sous l'effet des glissements généralisés qui les affectent sur les versants. Ici comme vers Sinard les contacts entre la moraine sommitale, les terrains lacustres et le substratum jurassique ne peuvent être déterminés avec précision en raison de l'instabilité de l'ensemble des versants.

Plus au Nord, rive droite, depuis le hameau de La Motte jusqu'à celui des Brets, soit sur environ 8 km, les éléments d'une banquette taillée dans les calcschistes du Dogger se dégagent progressivement, de l'amont vers l'aval, d'une couverture de moraine qui, débordant du plateau de Sinard, garnit la partie supérieure du versant vers La Motte. Vers la Gresse, la bordure de cette banquette est occupée, dans la partie amont, par des galets fluviatiles visibles sur 20 à 30 m d'épaisseur maxima. Quoique comportant quelques galets de cristallin, ces alluvions sont essentiellement

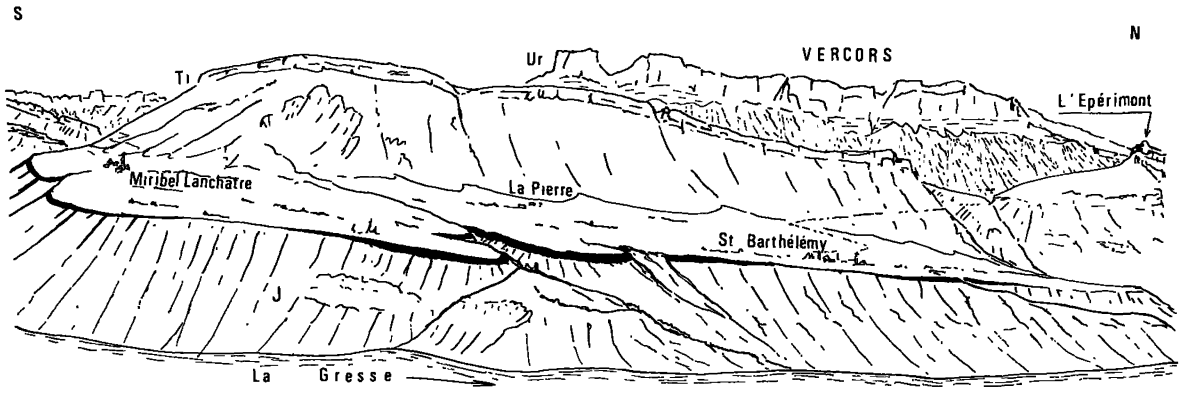

Fig. 7. — Panorama du Plateau de Miribel-Lanchatre.

(J) : soubassement de « terres noires » jurassiques du plateau d'abrasion glaciaire de Miribel-Lanchâtre.
En noir : moraine argileuse à galets striés et blocs cristallins tartinant la surface d'abrasion glaciaire.

constituées par des roches calcaires en provenance du Vercors [8]. Plus à l'aval, cette même bordure montre, vers le hameau de Faverolles, quelques mètres de moraine argileuse noire à galets striés. Le substratum rocheux émerge par places sur l'entablement du plateau, à travers la couverture de moraine et terre végétale ; il paraît modelé en cannelures de type glaciaire dont les ondulations auraient quelques mètres d'amplitude.

Mais le point le plus intéressant se trouve dans le thalweg du ruisseau de la Merlière où les moraines prennent un grand développement et offrent un bel affleurement dans le talus du premier tournant en épingle à cheveux situé sur la route en descendant de la Girardière au Genevray ; on y observe de nombreux galets striés inclus dans une argile compacte de couleur noire. En aval, le contact moraine-rocher s'abaisse rapidement vers le Nord et disparaît sous les alluvions actuelles du Drac derrière la Cimenterie Vicat. La moraine qui, en amont, recouvrait la partie supérieure de la banquette, constitue ici la base du coteau qui borde la plaine alluviale. Elle y est aisément repérable par les microreliefs de glissement qu'engendre l'instabilité de ses terrains argileux.

La moraine disparaît alors sous des alluvions fluviatiles qui forment au-dessus un coteau abrupt, un peu à l'aval du cimetière du Genevray. Ces alluvions appartiennent au soubassement du plateau du Crozet ; elles sont constituées par des galets, sable, silt et argile, contenant des blocs roulés d'argile (F. BOURDIER, 1961) empruntés aux formations lacustres affleurant à l'amont.

Or, la surface du plateau du Crozet ne présente aucune trace de moraine, contrairement à ce qu'indique la carte géologique au 1/80 000e. Il apparaît donc clairement que les alluvions subordonnées correspondent à un remplissage de la cuvette creusée antérieurement à leur dépôt par l'érosion glaciaire.

Sur le flanc gauche de la vallée de la Gresse, les plateaux de Miribel-Lanchâtre et Saint-Barthélemy sont entaillés sur les schistes du Malm. L'entablement rocheux supporte une mince couche de moraine, couverture pouvant atteindre 15 à 20 m, épaisseur visible en bordure du ravin du Verdant de Cassoulet (fig. 7). On l'observe également plus à l'aval, sur la route qui mène des Saillants-du-Guâ à Champrond.

De ce côté, les relations entre la moraine et sa surface basale n'apparaissent pas clairement tant avec les alluvions modernes qu'avec celles du remplissage de la vallée culminant vers la cote 400 (plateau du Crozet). On a vu que ces relations apparaissent, par contre, nettement sur le versant opposé. C'est pourquoi notre coupe synthétique (fig. 8) a été établie par raccordement des coupes prises successivement sur les deux flancs de vallée.

Ainsi la surface d'abrasion glaciaire entrevue précédemment dans la vallée du Drac apparaît beaucoup mieux dans la vallée de la Gresse où, peu masquée par la moraine surincombante, elle entaille les terres noires jurassiques. C'est elle qui impose à la vallée actuelle les traits essentiels de sa morphologie.

[8] Nous considérons ces galets comme issus strictement du glacier local en provenance du Vercors alors que le retrait du glacier principal était tel qu'il ne lui permettait plus de franchir le col du Fau. On notera que les alluvions actuelles de la Gresse sont beaucoup plus riches en roches cristallines que celles garnissant par places le plateau au-dessus.

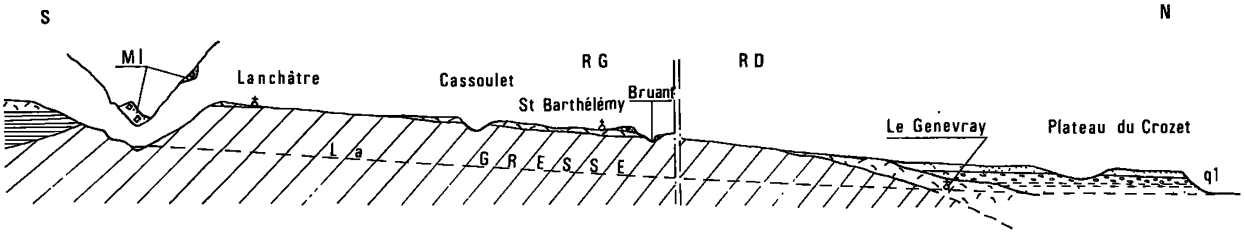

Fig. 8. — Coupe longitudinale de la vallée de la Gresse, entre Saint-Guillaume et Le Crozet, montrant la surface d'abrasion glaciaire plongeant vers le Nord sous les alluvions q1 du plateau du Crozet. La coupe suit la rive gauche de la Gresse en amont (R.G.) et la rive droite en aval (R.D.).

LE GLACIAIRE LOCAL DE VALLÉE.

Cette basse vallée de la Gresse présente un autre caractère intéressant. En deux points on peut y voir clairement les rapports qui existent entre le glaciaire principal du Drac, que nous venons de décrire, et les glaciers locaux de la bordure orientale du Vercors.

L'extrémité aval du plateau de Saint-Barthélemy le montre d'une façon particulièrement nette. Dans le talus de la route D8, à 100 m au Sud-Est du ponceau sur le ruisseau du Bruant, en direction du village, on peut observer la coupe suivante (fig. 9) :

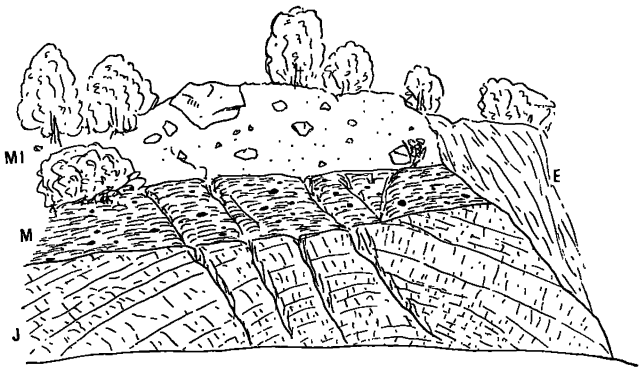

Fig. 9. — Coupe du ruisseau du Bruant.
Superposition de la moraine locale sur la moraine du Drac.

J, schistes noirs à bancs calcaires du Jurassique, dessinant un petit anticlinal ; M, moraine du Drac, très argileuse, noire, a éléments cristallins ; MI, moraine locale de Prélenfrey, claire, à gros blocs d'Urgonien ; E, éboulis.

— Au-dessus de schistes feuilletés argileux du Malm, dessinant localement un minuscule repli anticlinal, apparaît une bande épaisse de 3 à 4 m de moraine argileuse noire qui garnit à l'amont l'entablement du plateau.

— Ces argiles supportent 7 à 8 m de gros blocs rocheux d'un volume atteignant parfois la dizaine de m^3 ; ces blocs calcaires proviennent de la barre tithonique voisine et même de l'Urgonien du Vercors. Il s'y mêle de rares blocs de roches cristallines, certainement remaniées ; cette formation est riche en farine calcaire, particularité qui, notamment dans le Dévoluy, nous a paru caractériser les dépôts morainiques en provenance de reliefs calcaires [9].

Dans le ravin du Bruant, issu du petit bassin local de Prélenfrey, cette moraine se développe largement ; elle a récemment été signalée comme pouvant être un glacier rocheux (J. SARROT-REYNAUD et J.-P. THIEULOY, 1964). Sur la rive gauche, sous le niveau de la route, cette accumulation de blocs paraît descendre dans la vallée jusqu'à côté de la ferme située sous le point coté 528. Elle serait donc postérieure au creusement de cette dernière. Mais il est possible que la position de ce front morainique au fond de la vallée soit due à des glissements du substratum à partir de la bordure du plateau.

Beaucoup plus loin en amont, aux abords de la cluse que la Gresse entaille à sa traversée de la première barre tithonique du Vercors, vers le village de Saint-Guillaume, des formations morainiques constituent, sur une quarantaine de mètres d'épaisseur, le soubassement de l'éminence coté 712, à quelque distance à l'Ouest du cimetière de Lombardier (fig. 2). Il semble bien que l'on ait ici la manifestation d'une phase glaciaire beaucoup plus récente que celle responsable de la surface d'abrasion ci-dessus décrite, dont le prolongement passerait ici vers la cote 800.

On pourrait donc distinguer dans notre région des moraines locales de vallée, récentes, et des moraines principales des plateaux, plus anciennes. Le chiffre 10 12 000 ans donné comme âge de la dernière glaciation (F. BOURDIER, 1962) nous paraît pouvoir être acceptable pour ces derniers dépôts [10].

C) *Le Grésivaudan.*

On n'examinera ici que la partie du Grésivaudan appartenant au bassin du Drac.

A Vif, le plateau de cote 400-410 qui flanque au Sud et à l'Ouest le Petit Brion, relief jurassique isolé au Nord de la gorge de La Rivoire dans la plaine alluviale du Drac, a pour soubassement des galets fluviatiles descendant au moins jusqu'au niveau de la plaine. Les alluvions du Petit Brion et du Crozet correspondent, on l'a vu, à un remblaiement postérieur à la glaciation prin-

[9] L'un de nous a cru déceler ces mêmes caractéristiques dans le Karst yougoslave, dans la région anciennement glaciée du Durmitor (A. L.).

[10] Des fragments de bois plus ou moins carbonisés pris dans la moraine sont visibles en bordure de la route qui mène à Prélenfrey. Ils seraient susceptibles de faire l'objet de mesures de datation.

cipale. On serait tenté de leur paralléliser les dépôts caillouteux du plateau de Champagnier qui culminent à la même altitude de 400 m. Mais, contrairement au plateau du Crozet, celui de Champagnier se montre recouvert par des moraines. Pour cette raison il n'est pas encore possible d'admettre leur contemporanéité avec certitude. Dans ce dernier secteur, il a été décrit une moraine rissienne affleurant à la base de l'escarpement, alors que celle de Würm en occuperait le sommet. Surmontée d'un ancien sol rubéfié, cette moraine supporterait des galets fluviatiles ; l'aspect de la topographie, localement tourmentée, la similitude d'aspect de la moraine présumée rissienne ainsi que sa couverture de terre végétale, avec les formations équivalentes du plateau, nous ont suggéré que la coupe donnée pouvait être interprétée comme le résultat d'un éboulement en masse de la bordure supérieure du plateau. On aurait là simplement une loupe de glissement formée de la moraine supérieure avec sa couverture de terre végétale rougeâtre. Des éboulis de pente, cailloutis détachés par le gel, vus selon un plan perpendiculaire à celui de leurs strates inclinées à 32° vers l'observateur simulent, au-dessus, une couverture fluviatile superposée (fig. 10) [11].

Il semble que le niveau correspondant au sommet du remblaiement du plateau du Crozet, situé vers la cote 400, aurait joué le rôle d'un niveau de base local ; très en amont sur le Drac, il aurait déterminé la formation de la terrasse fluviatile de Savel-Herbelon, replat entaillé sur le jurassique et garni de quelques mètres d'alluvions.

D'autre part, il est possible, à partir des gradins de confluence observés dans la vallée du Drac, la basse vallée de l'Ebron et les terrasses de Savel et d'Herbelon, de restituer un profil en long attestant une certaine maturité de cette rivière qui débouchait alors dans le Grésivaudan vers la cote 400.

Ainsi, la présence d'un remblaiement à la cote maxima 400 apporterait une explication à la notion de l'existence ancienne d'un niveau de base local situé à la même altitude dans le Grésivaudan, interprétation proposée par F. BOURDIER (1962) de l'allure des profils en long des torrents issus des reliefs rive gauche de l'Isère dans cette région.

D) *La zone de transition entre Grésivaudan et bassin du Drac.*

A la suite surtout de la mise en évidence de la surface d'abrasion glaciaire décrite ci-dessus, le schéma suivant (fig. 10) peut être donné ; il permet de résumer succinctement l'histoire quaternaire complexe de cette région et paraît donner une image satisfaisante des rapports entre les dépôts quaternaires du Grésivaudan et ceux du bassin du Drac.

Le terme Q 1 étant le remplissage fluviatile de la vallée I, Q 2, celui de la vallée II, Q 2 1 désigne les dépôts lacustres de la vallée II. La surface d'abrasion glaciaire A-B recoupe obliquement les formations précédentes ; passant vers l'aval sous la plaine de Grenoble elle forme les

[11] Cependant la description des anciens auteurs (P. LORY, F. BOURDIER) ne semble pas correspondre aux observations actuelles. Il se pourrait fort bien que l'affleurement d'argiles noires à galets striés se trouve actuellement masqué par le glissement que nous venons de décrire et qui serait par conséquent très récent.

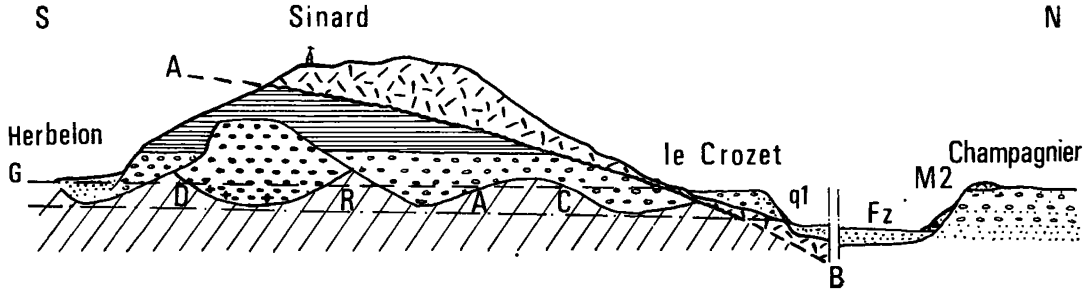

Fig. 10. — Schéma synthétique résumant l'interprétation du Quaternaire du Drac.

A B, surface d'abrasion glaciaire ; G, niveau des gradins de confluence amont ; +, blocs erratiques à la base du remplissage q1.

parois de l'auge glaciaire du Grésivaudan directement creusée dans le substratum jurassique.

La surface d'abrasion est partiellement couverte vers l'amont par une moraine ancienne M. Vers l'aval, dans le Grésivaudan, elle est surmontée par des dépôts lacustres puis fluviatiles *q* 1 puis par des moraines M 2 d'un glaciaire récent.

Les formations fluviatiles F *z* représentent les dépôts fluviatiles postérieurs à *q* 1 ; la phase d'érosion entre *q* 1 et F *z* est probablement contemporaine de la glaciation M 2 (glaciation de vallée du bassin de la Gresse).

III. — Le bassin moyen du Drac et la zone des plateaux.

La portion médiane du bassin du Drac correspond à une région d'aspect général tabulaire, d'altitude moyenne 800 m, encadrée par les massifs de La Mure, du Beaumont, du Dévoluy et du Vercors.

L'érosion fluviatile du Drac et de ses affluents Ebron, Bonne, Souloise, a profondément disséqué ces plateaux, faisant apparaître les différents termes des remblaiements quaternaires qui prolongent à l'amont ceux vus à l'aval, à l'orée de la plaine de Grenoble.

A) *La vallée de l'Ebron.*

Dans toute la vallée affluente de l'Ebron, les différentes couches fluviatiles et lacustres des remplissages observés dans la basse vallée du Drac offrent de très vastes zones d'affleurement.

DÉPÔTS CORRESPONDANT A LA VALLÉE I.

Les graviers de la première vallée, ici exclusivement calcaires, y forment le soubassement de grands plateaux limités par des abrupts et dont l'entablement est généralement garni par une couverture d'argiles lacustres sur lesquelles reposent de rares blocs erratiques abandonnés lors du retrait du glacier. L'entablement qui couronne le fluviatile I se situe vers la cote 700 dans les grands plateaux qui bordent la rive gauche de l'Ebron, à l'Est de Saint-Martin-de-Clelles et de Clelles, ainsi que la rive droite au lieu dit Chantelouve (fig. 11).

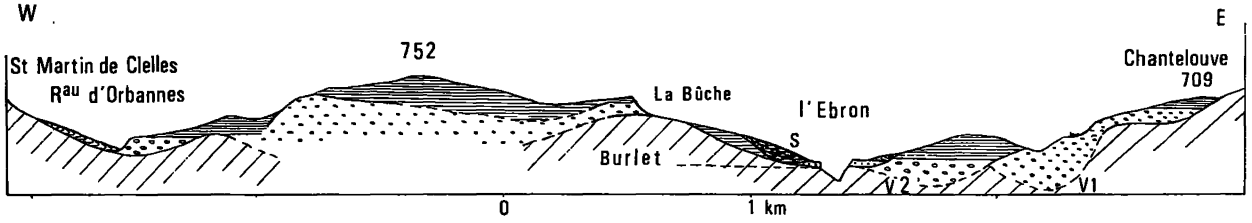

Fig. 11. — Formations quaternaires du Bassin de l'Ebron. — Plateau de Clelles.
S : Formation de solifluxion.

Les formations fluviatiles de base recèlent par places des débris végétaux et des pulmonés d'eau douce autrefois signalés par P. LORY (F. BOURDIER, 1962, t. I, p. 34) dans le ravin affluent rive gauche du ruisseau de Pompe-Chaude à 500 m de son confluent avec la Vanne. Nous avons pu observer à nouveau ce gisement sans toutefois l'exploiter encore.

DÉPÔTS CORRESPONDANT A LA VALLÉE II.

Sur le flanc opposé de la vallée du ruisseau de la Pompe, face au gisement fossilifère indiqué ci-dessus, dans le talus de la route (D. 116), on aperçoit nettement les lits horizontaux des argiles lacustres venant buter contre la paroi très inclinée d'un relief constitué par les galets de la vallée I (fig. 12). Ce dispositif montre l'existence d'un réseau hydrographique surimposé correspondant à la vallée II. En effet, en beaucoup de points, les argiles lacustres horizontales, non perturbées par des glissements, s'observent à des cotes inférieures à celles des formations graveleuses fluviatiles voi-

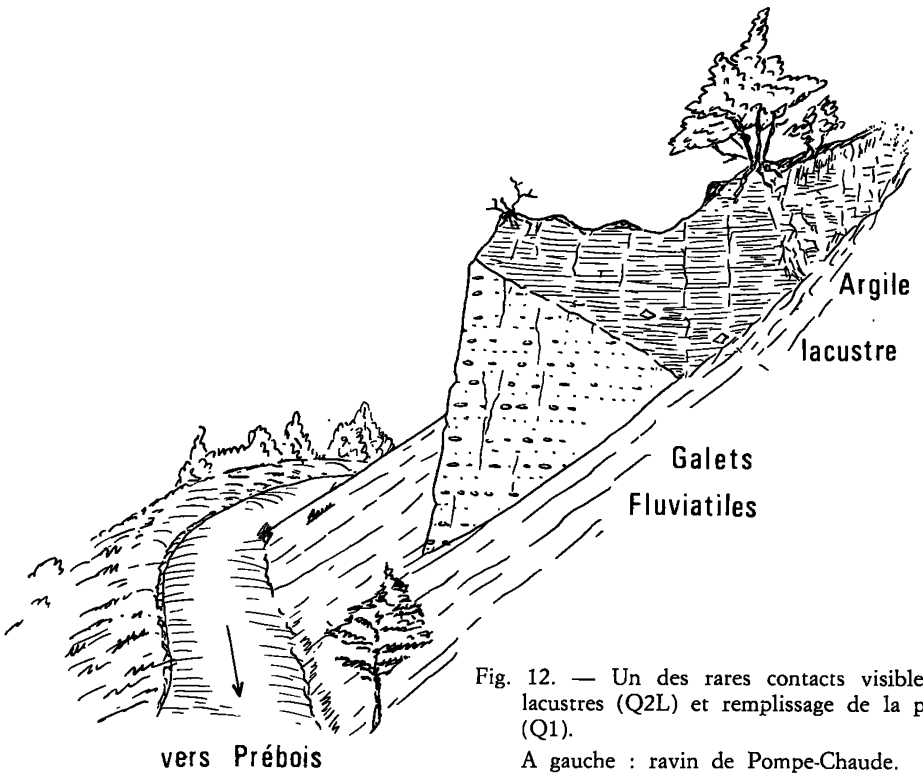

Fig. 12. — Un des rares contacts visible entre argiles lacustres (Q2L) et remplissage de la première vallée (Q1).
A gauche : ravin de Pompe-Chaude.

sines [12]. Cette disposition est particulièrement bien visible sur le flanc droit de la vallée d'Orbannes face à Saint-Martin-de-Clelles (fig. 11).

L'enfouissement des reliefs formés de galets sous les argiles lacustres ne peut être bien observé qu'en de rares autres points, notamment en bordure de l'Ebron, sous la Grande Plaine, près de Prébois (fig. 13).

Au débouché des principales vallées issues du Vercors s'observent des formations graveleuses offrant des indentations avec les argiles lacustres. On le voit bien dans la région de Saint-Michel-les-Portes, sur la rive droite de la Gresse, où la route nationale recoupe en tranchée entre les points cotés 816 et 801 une alternance de cailloutis calcaires et d'argiles lacustres contenant des frag

[12] Le dispositif décrit ici est figuré dans F. Bourdier, 1962, fig. 11, p. 19, t. II. Les argiles situées au pied des versants sont attribuées à des loupes de glissement ; la disposition non perturbée, horizontale, des strates est cependant indiquée ; elle semble incompatible avec une telle origine.

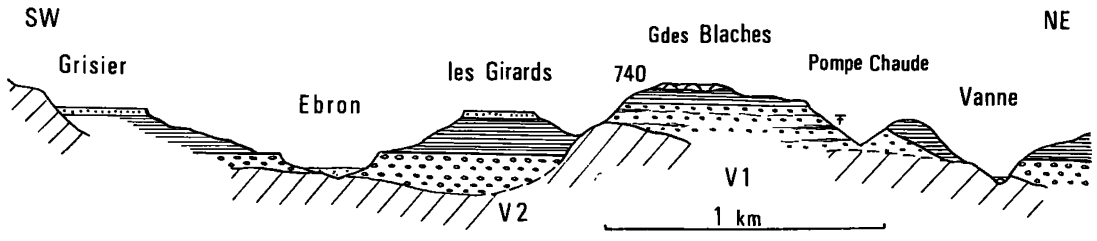

Fig. 13. — Dépôts fluviatiles, lacustres et glaciaires des plateaux de l'Ebron.
Les plateaux de Grisier et des Girards sont en relation avec le glaciaire tardif du Dévoluy.

ments de roches cristallines ; les argiles lacustres atteignent ici la cote 790. La présence de deltas, au débouché des vallées du Vercors en bordure du lac, apparaît donc assez clairement [13].

La surface d'abrasion glaciaire.

Seuls, quelques rares blocs de gros volume de roches cristallines épars témoignent de l'extension glaciaire dans ce secteur. Il n'est donc pas possible de préciser ici parmi les érosions subies par les dépôts lacustres celles attribuables à l'érosion glaciaire. On notera simplement que les cotes atteintes par les argiles sont supérieures à celles où elles subsistent sous l'entablement du plateau de Sinard.

Le glaciaire récent.

Toujours au débouché des vallées issues du Vercors, on voit, notamment près de Clelles au-dessus de la Darne, rive droite, que les alluvions de delta paraissent ravinées par des formations morainiques tardives comportant d'énormes blocs calcaires provenant du Vercors (fig. 14). Il semble que c'est faute d'avoir pu intégrer ce stade gla-

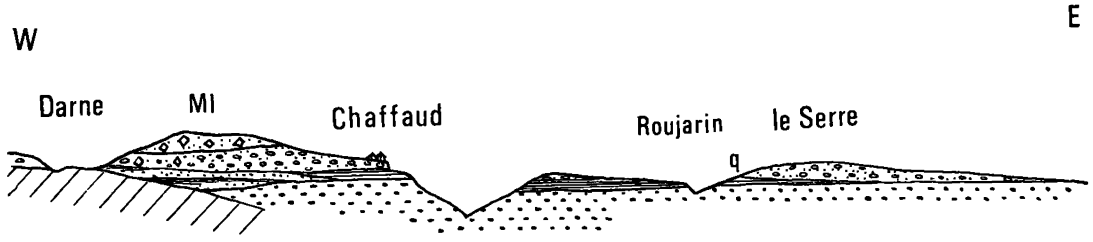

Fig. 14. — Abords de Clelles : Passage des formations lacustres (argiles à varves) à des dépôts de delta q (sable, argile, galets) et glaciaires récents MI, au débouché de la Darne issue du Vercors, sur le plateau de Clelles (q sont les alluvions issues du glaciaire MI).

ciaire tardif dans la chronologie habituelle que l'on a pu (F. Bourdier, 1962, p. 36) attribuer ces formations incontestablement glaciaires à un glacier rocheux. Il paraît possible de rapporter ce stade tardif à celui observé dans la vallée de la Gresse, dans la même situation.

Le dépôt des moraines de la bordure du plateau de Clelles-Mens aurait été mis en place à une époque où l'érosion régressive n'avait pas encore atteint la bordure du Vercors. Il n'est donc pas possible de distinguer ici les moraines de plateau des moraines de vallées.

Dans la région de Mens, tant dans la partie haute de la Vanne que de l'Ebron, à l'avant des fronts glaciaires récents confinés au débouché des vallées du Dévoluy, se raccordent des nappes de galets inclinées vers l'aval, constituant des banquettes au-dessus de ces rivières, comme le plateau du Grisier (fig. 13).

Plus à l'aval, malgré la présence de niveaux de galets aux flancs de la vallée, il n'a pas été possible d'individualiser avec certitude un niveau de terrasse climatique correspondant à ce stade ou à celui de la terrasse de Savel-Herbelon ; les difficultés d'observation proviennent principalement de ce que ces terrasses sont le plus souvent couvertes par les argiles lacustres solifluées. Lorsqu'il existe des cascades de raccordement (fig. 15), la nature « en terrasse » des alluvions devient hautement probable. Faute de pouvoir aisément discerner entre couche en place ou solifluées, la confusion est possible avec les formations graveleuses fluviatiles des remblaiements d'âges antérieurs [14].

[13] Ceci a déjà été signalé par A. Penck et E. Brückner (1907, p. 116) et P. Lory.

[14] Il aurait été nécessaire de procéder à un examen minéralogique des galets ; la plus grande richesse en roches cristallines aurait permis de distinguer les niveaux graveleux appartenant à la terrasse. Cette analyse prendra place dans le cadre d'un travail plus général en cours (G. M.).

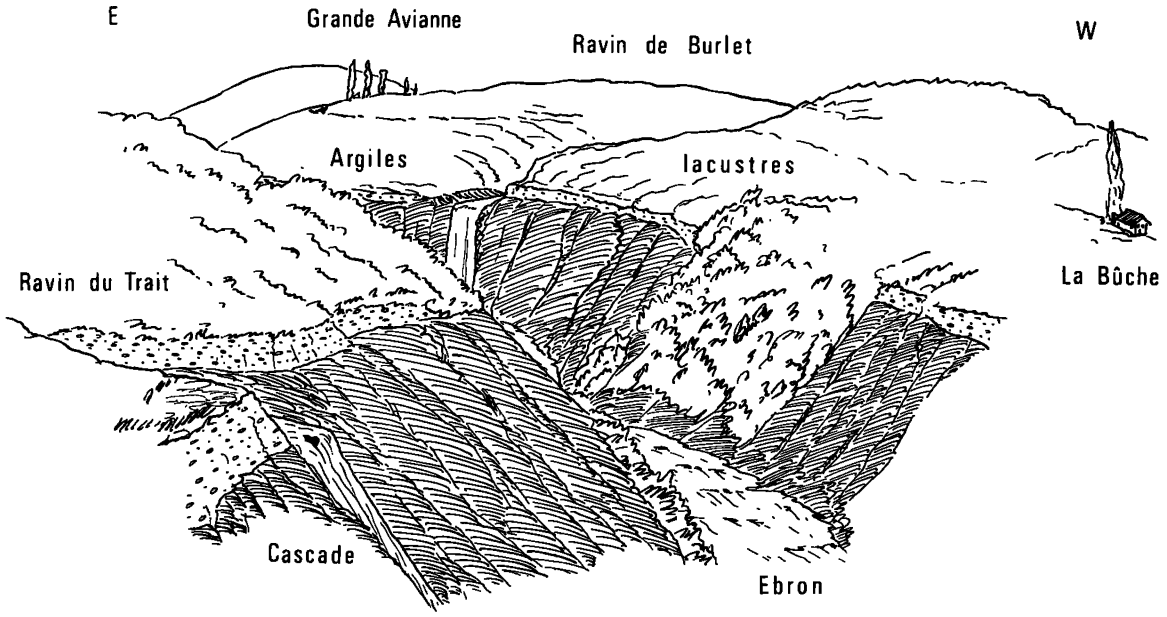

Fig. 15. — Alluvions de l'Ebron et cascades de raccordement sur gradin de confluence à l'Est de Clelles.

B) *La vallée du Drac.*

La moyenne vallée du Drac, en amont du barrage de Monteynard, peut se diviser en plusieurs unités distinctes offrant des caractéristiques différentes. Nous distinguerons la région de la retenue du barrage, où les deux remblaiements fluviatiles existent, et la région amont du confluent de la Bonne, dans laquelle il n'est plus guère possible d'isoler que le remplissage de la vallée II. La complexité de ce dernier ensemble nous conduira à l'étudier le long de plusieurs tronçons successifs : au confluent de la Bonne, entre la Bonne et la Sézia, dans la retenue du Sautet, le long de la Souloise, et nous terminerons en amont au seuil du Motty, où le Drac s'est creusé une gorge épigénique dans le verrou cristallin de Beaufin.

ZONE AMONT DE LA CUVETTE DU BARRAGE DE MONTEYNARD.

Elle s'étend approximativement vers l'amont jusqu'au confluent de la vallée de la Bonne.

Vallée I.

Sur le flanc droit de la vallée, le remplissage graveleux de la vallée I s'observe en divers points. Au-dessus de Savel, il culmine à la cote 640 sous la ferme de Châteaubois. De petits affleurements de poudingues apparaissent sporadiquement sous la couverture argileuse du remplissage lacustre.

Vallée II.

Le remplissage de la vallée II forme sur la rive droite du lac de retenue un affleurement à peu près continu, masqué par place par des solifluxions argileuses. Ce remplissage atteint la cote 570 vers Savel, la cote 600 vers la région de Saint-Arey et 630 sous le village de Cognet, non loin de la limite amont de la retenue du barrage.

Argiles lacustres.

Elles se manifestent par de puissantes accumulations affectées en surface de grandes solifluxions constituées par une infinité de glissements en masse sur des surfaces courbes de petites dimensions. Une intercalation de silts et sables apparaît entre les cotes 700 et 720 au Nord de Saint-Jean-d'Hérans ; cette intercalation se poursuit, on le verra, largement à l'amont (cf. fig. 16) dans le Beaumont. D'autres niveaux sableux apparaissent, toujours interstratifiés dans les argiles, sous Saint-Jean-d'Hérans.

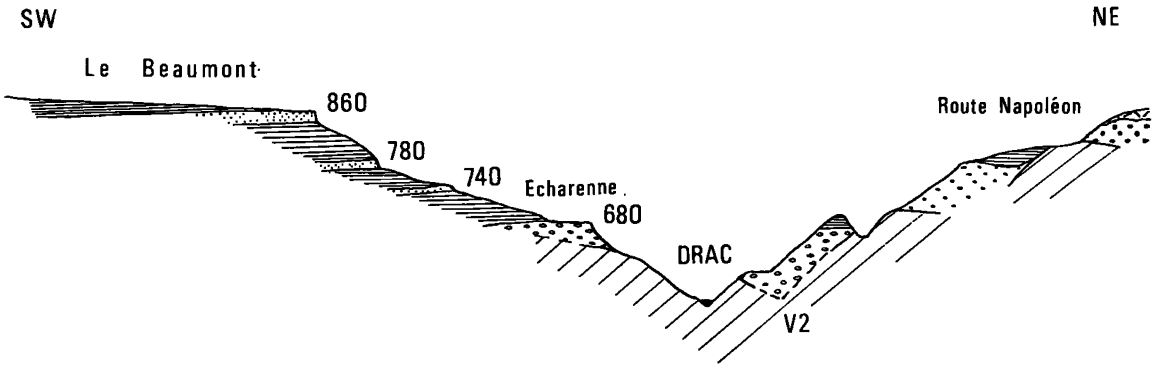

Fig. 16. — Région de Bas-Beaumont : passage du lacustre purement argileux à des formations de delta vers la haute vallée du Drac.

Aucune trace de moraine n'a pu être décelée sur ces plateaux que parsèment seulement de rares blocs erratiques.

LE CONFLUENT DU DRAC ET DE LA BONNE.

Dans la vallée de la Bonne, le remplissage fluviatile de la vallée II a pu être bien individualisé, culminant vers la cote 670 aux environs du Pont-Haut. Nulle part, on ne peut saisir les traces du remblaiement plus ancien.

Dans ce même secteur (fig. 17), les argiles lacustres se trouvent mêlées à des moraines plus ou moins remaniées [15]. Ces diverses formations offrent des relations confuses qui paraissent témoigner de la proximité de divers fronts glaciaires ; il est même possible que la dernière et brève glaciation ait fait sentir ses effets dans cette région ; le glacier, bousculant les formations antérieures, aurait effectué des dépôts difficilement séparables des sédiments similaires qu'ils perturbent.

Différents cailloutis fluviatiles visibles vers Siévoz et sur la bordure du plateau de La Mure offrent une stratification régulière, inclinée de 30° environ. Ce sont typiquement des dépôts de delta. Le niveau du lac où se sont déposées ces formations, matérialisé par la surface de l'entablement supérieur du dépôt deltaïque, est approximativement à l'altitude 820 m.

D'autres alluvions analogues mêlées de moraines, situées au-dessus de Siévoz, peuvent atteindre 870-880 m d'altitude. Il est possible que ces niveaux correspondent à des lacs temporaires successifs retenus par un barrage morainique

[15] Il est à noter que les coupes prises sur la gauche dans le même secteur offrent des terrains glaciaires, fluviatiles et lacustres disposés de façon différente.

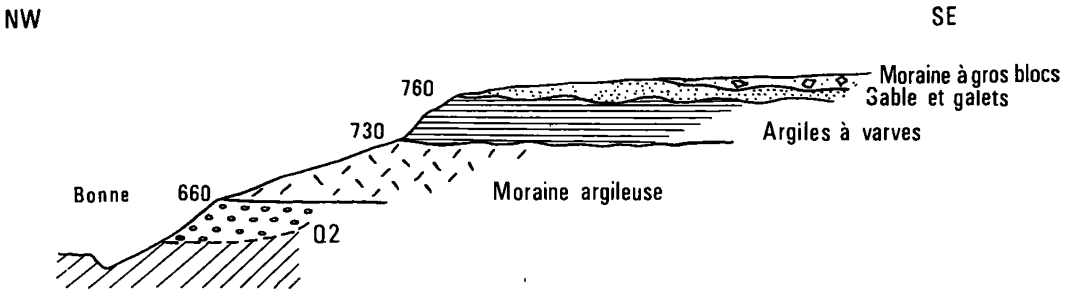

Fig. 17. — Vallée de la Bonne dans la région de Pont Haut.
Zone perturbée au débouché de la vallée de la Bonne sur les plateaux de La Mure Beaumont.

situé entre Cognet et Ponsonas, dont l'éminence cotée 930 au lieu dit Peychaud, 2 km au Sud de La Mure, serait un résidu.

La nappe alluviale de Saint-Jean-d'Hérans appartiendrait alors à un cône d'alluvions fluvio-glaciaires, situé à l'avant de cette moraine frontale. Le tracé du ruisseau de Faurie et de Bongara, qui suit la bordure externe du plateau, mettrait en évidence cette allure en cône des dépôts dans lesquels il s'encaisse actuellement.

La vallée du Drac du confluent de la Bonne a celui de la Sézia.

Dans les plateaux du Beaumont, il n'a pas été décelé de trace évidente de la vallée I ou de son remplissage. Toutefois, le flanc droit de la vallée du ruisseau de la Salle vers le Bas-Beaumont montre des dépôts fluviatiles qui, se confondant vers le Drac avec ceux attribués à la vallée II, paraissent constituer tout le versant jusqu'au-dessus de la cote 800 ; les formations à galets apparaissent sous une couverture d'argiles lacustres en place ou solifluées. Il est également possible que l'on puisse attribuer ces galets à un delta lacustre situé au front d'un lobe du glacier de la Bonne passant par Saint-Laurent-en-Beaumont. Cependant ils ne présentent pas la stratification inclinée caractéristique de tels dépôts.

Le remplissage fluviatile de la vallée II se trouve à la cote 650 au confluent de la Bonne et 710 à celui de la Sézia, en amont.

Les argiles lacustres occupent de grandes surfaces et se développent sur une grande épaisseur, notamment sur le plateau de Saint-Sébastien. Elles contiennent plusieurs intercalations sableuses et graveleuses au sein des argiles varvées (fig. 16). Ces niveaux sont bien visibles en été depuis l'autre flanc de la vallée, car ils sont couverts d'arbres et de broussailles, alors que les argiles sont occupées par des céréales ou des prés. Sur le terrain même, ils sont souvent peu observables, car masqués par des solifluxions argileuses ou de la terre végétale.

On observe la même coupe plus en amont, sous Cordéac, à l'emplacement de la carrière qui a servi à alimenter le chantier de l'usine électrique. Au sommet, cependant, les argiles varvées n'existent pas. Elles sont remplacées localement par les dépôts torrentiels du cône de déjection de Chalanne.

Région de Corps. — Barrage du Sautet.

Le bassin de retenue.

Il n'existe plus de trace évidente de la vallée I et de son remplissage. Dans le paragraphe suivant, on verra comment on est conduit toutefois à attribuer certains dépôts à cette formation.

Le remplissage fluviatile de la vallée II constitue une grande partie du flanc gauche de la vallée de la Sézia. Le sommet partant de la cote 710 à son confluent avec le Drac remonte régulièrement vers l'amont du torrent, atteignant 720 m à l'emplacement des résurgences des fuites de la retenue du barrage du Sautet. Le tracé de l'ancienne vallée, dont le fond est localement souligné par des fuites, a pu être précisé par nous grâce à la découverte d'un lambeau de Lias (calcaires à entroques et menus fragments de roches cristallines) à 300 m à l'Ouest de la ferme Vernet ($x = 881{,}2$; $y = 286{,}6$). Quant aux argiles lacustres et moraines, elles n'offrent aucun affleurement caractéristique. Vers la ferme de Quet, une alternance de sables, silts, argiles lacustres, galets et gros blocs cristallins, évoque un delta lacustre aux confins d'un front glaciaire sujet à des avancées et reculs successifs.

La coupe de la Souloise (fig. 18).

Le remplissage de la vallée de la Souloise montre sur la rive gauche, en amont des grands glissements de la Javergne, un remplissage régulièrement stratifié constitué par des sables et galets calcaires du Dévoluy alternant avec des argiles et sables lacustres à fragments de roches cristallines. Les niveaux argileux forment des replats couverts de végétation qui permettent de les repérer aisément ; leur épaisseur décroît progressivement d'aval vers l'amont ; ils disparaissent à peu près complètement au-delà de l'éperon rocheux de la Posterle. Le contact inférieur argile-galets paraît offrir une pente vers l'aval nettement plus accusée que le contact supérieur.

De la moraine à blocs calcaires du Dévoluy apparaît sous le plateau, dans la falaise d'Echarenne, à 500 m au Sud de la Posterle. Ces formations morainiques apparaissent à nouveau le long de la route nationale 537 au lieu dit Combe du Flaut (P. K. 12,5) où se voient des accumulations de blocs calcaires striés mêlés à une poussière farineuse blanchâtre.

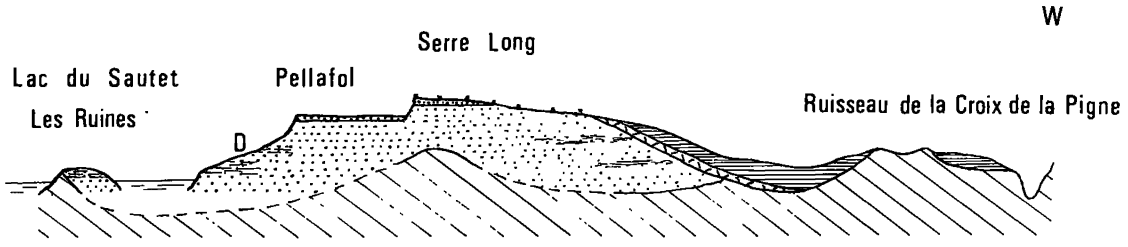

Fig. 18. — Coupe à travers les plateaux de Pellafol.
Ravinement par la moraine argileuse des formations alluviales du Dévoluy (D).
X, blocs de cristallin sur le plateau de Serre-Long.

La surface même du plateau de Pellafol est entaillée dans les cailloutis fluviatiles qui forment le soubassement du coteau de Serre Long, lequel est couvert de gros blocs anguleux de cristallin sur 2 à 3 m d'épaisseur (cf. fig. 18).

Sur la bordure ouest du plateau surplombant le Drac, sous le village des Moras, une moraine de fond argileuse enrobant de gros blocs de roches cristallines repose sur les formations graveleuses des coteaux de Pellafol. Le contact descend rapidement vers l'aval, mettant en évidence une érosion glaciaire importante (fig. 19). La moraine, ayant tout au plus quelques mètres d'épaisseur, est surmontée par des argiles lacustres bien litées englobant quelques galets striés. Il apparaît donc clairement qu'un glacier est passé au-dessus des formations de Pellafol. C'est lui qui est responsable du transport des blocs erratiques qui parsèment le plateau sommital de Serre Long (fig. 18).

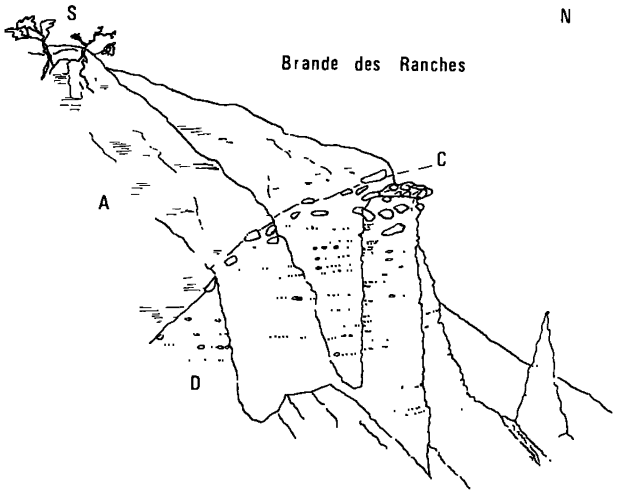

Fig. 19. — Ravin de Brande des Ranches, à l'aval rive gauche du barrage du Sautet. Vue de l'épisode glaciaire ravinant le fluvio-lacustre de Pellafol (détail de la fig. 18).

A, argiles à varves ; C, contact souligné par de gros galets de roches cristallines ; D, cailloutis calcaires du Dévoluy. La cheminée haute de 12 m donne l'échelle.

La rive nord du lac du barrage du Sautet montre des galets fluviatiles riches en roches cristallines ; ces couches montent sur le versant jusqu'à la cote 820 et sont couvertes au-delà par des alluvions argilo-sableuses à galets striés attribuables à une moraine à peine remaniée. Les galets fluviatiles de la base de ce versant ne peuvent être assimilés à ceux du remplissage de la vallée II qui culminent 100 mètres en dessous (cote 720), à 1 km au Nord en bordure de la Sézia au point où résurgent les fuites du barrage.

On ne peut expliquer ce brusque décalage que par le fait d'une érosion postérieure au dépôt de ces derniers, ce qui conduit à les attribuer au remplissage de la vallée I. La vallée II serait située plus à l'Ouest avec son remplissage de galets qui, en bordure du lac, se situerait vers la cote 730. Ainsi les anciennes vallées de la Souloise et du Drac, autrefois décrites ici par P. Lory, ne seraient en fait que deux vallées successives du Drac.

Une autre preuve qu'il ne s'agit pas d'une ancienne vallée de la Souloise (vallée II) pourrait être trouvée dans le fait que son remplissage est constitué uniquement par des alluvions du Drac. De plus, nous avons pu observer le passage latéral des cailloutis calcaires de la Souloise aux alluvions à dominante cristalline du Drac sur le bord même du lac du Sautet, sous la Javergne.

Quelques blocs erratiques et les argiles glaciaires des abords du village de Corps nous paraissent appartenir au glaciaire de Serre Long. Le petit plateau du Coin (cote 890) correspondrait au prolongement de la plaine alluviale de Pellafol (cote 890 également) (fig. 20) ; sa couverture alluviale a quelques mètres d'épaisseur. Sur le versant opposé de la Sézia, au flanc des côtes de Corps, un horizon de galets consolidés, accroché au versant rocheux, a fossilisé la trace de ce niveau sur une longueur de 3 kilomètres entre les cotes 890 à l'aval et 910 à l'amont. Ces poudingues reposent parfois sur les argiles glaciaires.

Ce même dispositif se trouve réalisé en bordure de la cuvette du Sautet, le long de la route Napoléon, entre les cotes 940 à la sortie de Corps et 950, 2 km plus au Sud.

Le cadre établi vers Monteynard semble donc pouvoir s'adapter à la région du Sautet. Les argiles glaciaires de la vallée II passent toutefois ici à

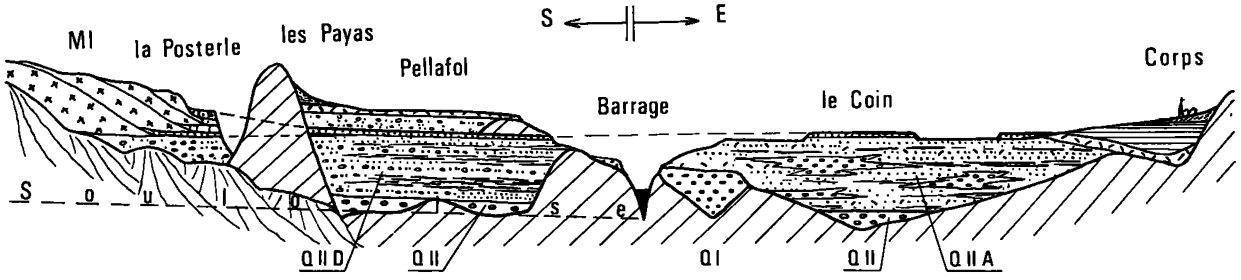

Fig. 20. — Panorama géologique du Quaternaire de la rive gauche de la Souloise et de la rive droite du Drac dans la cuvette du barrage du Sautet.

MI, glaciaire du Dévoluy se raccordant à l'ancienne plaine alluviale ; QIID, alternance de sables et graviers avec argiles lacustres (delta sous la dépendance de la Souloise) ; QIIA, sables, galets, blocs de roches cristallines, argiles d'origine alpine (delta en bordure d'un front glaciaire du haut Drac).

des formations de delta dans lesquelles paraissent s'intercaler des couches purement glaciaires. Une dernière avancée du glacier vient éroder et bousculer les formations antérieures ; la limite des dépôts qui en dépendent ou qui sont venus se sédimenter dans les dépressions qu'il a creusées n'apparaît pas clairement. Pourtant ce schéma ne nous semble pas encore tout à fait satisfaisant ici, car les épisodes glaciaires ont pu se multiplier. Des faits importants ont pu nous échapper, aussi nous faut-il insister sur le caractère surtout descriptif du présent chapitre qui ne peut servir qu'à aider de nouvelles recherches.

Le seuil du Motty et la région amont.

Des études effectuées par sondages mécaniques et prospections sismiques ont montré un ancien cours au Nord du Drac. Cet ancien cours suit une vallée de profondeur équivalente à celle de la vallée actuelle ; elle est remblayée par des alluvions fluviatiles et des moraines plus ou moins remaniées.

Il ne nous a pas semblé possible de discerner à laquelle des anciennes vallées appartient cet ancien cours, celles-ci pouvant se confondre ici, localement. Immédiatement à l'amont du Motty, à des cotes équivalentes aux formations précédentes, le remplissage est exclusivement lacustre ; il est formé d'argiles à cailloutis calcaires striés et roches cristallines ; ces argiles sont surmontées par de nouvelles formations morainiques vers le Château de Lesdiguières et au débouché du torrent du Motty au-dessus du village de même nom.

Par ailleurs, le cristallin du seuil du Motty offre, sous les formations non lacustres, des stries glaciaires et des polis caractéristiques, notamment à 100 m à l'Ouest du pont de Lapral, en bordure de la route.

Il semble donc que le schéma suivant puisse être retenu : Au cours de son retrait le front glaciaire s'est stabilisé dans la zone comprise entre le Motty et Corps et y a accumulé des moraines et des produits remaniés par les eaux de fonte.

Pendant cette période, le creusement d'une auge glaciaire se poursuivait à l'amont du Motty.

Après le retrait des glaces, un lac s'installait à l'amont du seuil et de son barrage morainique, bientôt rempli par des dépôts argileux. Une nouvelle progression du glacier couvrait les argiles lacustres de moraines.

Ce retour des glaces semble pouvoir être attribué à l'avancée responsable des dépôts morainiques de Pellafol-Serre Long. Peut-être s'agit-il d'un stade tardif, celui qui a affecté la bordure du Vercors postérieurement à l'érosion de la vallée de la Gresse. On conviendra toutefois que la multiplicité des épisodes glaciaires dans cette partie haute de la vallée du Drac peut en rendre le déchiffrement délicat, voire inextricable, sentiment que nous avons déjà eu devant le paysage géologique situé au débouché de la Bonne, sur les plateaux du Drac.

IV. — Conclusions.

En résumé, l'histoire quaternaire de la moyenne et basse vallée du Drac pourrait s'envisager de la façon suivante :

De la région de Grenoble jusque vers Corps.

1) Glaciation ancienne qui n'est décelable que par la présence de gros blocs de roches cristallines sous les dépôts fluviatiles les plus anciens ;

2) Creusement d'une vallée peu évoluée (vallée I), puis comblement de celle-ci par des galets fluviatiles jusqu'à la cote 610 vers Sinard (il se peut qu'il s'agisse là d'une cote d'érosion).

3) Creusement de la vallée II ;

— Comblement de la vallée II par des galets fluviatiles (jusqu'à la cote 520 vers Sinard) ;

— Formation d'un grand lac dont on ne connaît pas l'extension aval et dont la limite amont paraît se situer vers Corps où des formations graveleuses de delta se substituent progressivement aux argiles lacustres. Les passages progressifs du fluviatile au lacustre dans le sens vertical comme dans le sens horizontal soulignent une montée progressive des eaux jusque vers la cote 850.

A l'amont de Corps, les formations graveleuses des deltas passent à des moraines, tant du côté Dévoluy (vallée de la Souloise) que du côté Champsaur (vallée du Drac).

4) Grande avancée glaciaire ; l'érosion en est faible ou nulle dans la région des plateaux du Drac où le glacier s'étale largement. Cette érosion devient importante dans la zone resserrée comprise entre le massif de La Mure et le Vercors ; elle s'exaspère au-delà et participe au creusement de l'auge du Grésivaudan.

5) Période de retrait glaciaire :

— Dans la vallée du Drac.

Le retrait du glacier se fait rapidement, une étape de stabilité du front glaciaire étant marquée par les importants dépôts morainiques du plateau de Sinard [16]. Plus à l'amont, il est possible que des arcs morainiques aient retenu des lacs analogues à ceux de La Mure dans le Beaumont.

Une plaine alluviale se forme, passant de la cote 950 en bordure de la cuvette du Sautet à la cote 770 (plaine de la Chau) à Villard-Julien.

Le Drac creuse son cours selon son tracé actuel par surimposition dans les dépôts anciens et ceux de la plaine alluviale.

— Dans le Grésivaudan.

Alors que l'érosion régressive du Drac progressait rapidement vers l'amont, la cuvette lacustre du Grésivaudan se comblait jusque vers la cote 400.

6) Le Drac poursuit le creusement de sa vallée avec pour niveau de base la cote 400, sommet du remplissage de l'auge du Grésivaudan.

7) Reprise d'érosion dans le Grésivaudan dont la vallée actuelle est creusée dans les dépôts plus anciens des plateaux du Crozet et du Petit Brion. Une petite poussée glaciaire se produit de façon concomitante.

Région de Corps et du Motty.

On a vu que l'on y décelait les traces de trois glaciations en excluant celle antérieure au creusement de la vallée I.

Ce sont :

1) Le front glaciaire correspondant au lac ayant rempli la vallée II de ces alluvions lacustres ;
2) La glaciation principale responsable du creusement de l'auge du Grésivaudan (celle-ci n'est

[16] Ceci suppose que la capacité de transport de matériaux morainiques était constante.

peut-être qu'un épisode de la première) ; il lui correspondrait l'avancée glaciaire responsable des érosions de Pellafol-Serre Long (on serait tenté de lui attribuer le creusement de la cuvette lacustre du Motty) ;

3) La glaciation responsable des dépôts morainiques superposés aux argiles lacustres du Motty.

Si donc l'histoire géologique de la vallée du Drac nous apparaît assez clairement, pour la région aval, proche du Grésivaudan, elle nous semble encore assez obscure et difficilement déchiffrable dans sa partie amont où les épisodes glaciaires paraissent se multiplier.

Pour effectuer le présent travail nous n'avons utilisé que des arguments stratigraphiques et morphologiques. Les conclusions auxquelles nous arrivons sont trop différentes des conceptions admises par nos devanciers pour que nous ayons tenté une datation à partir des données classiques. Cette datation fera l'objet d'un travail ultérieur plus important.

A cet effet, l'exploitation des gîtes fossilifères signalés autrefois par P. LORY permettrait d'apporter quelque lumière ; ce travail reste à faire.

Au cours de nos études sur le terrain nous avons tenté de lever une carte à l'échelle du 1/20 000e. Ce travail s'est heurté au début à des difficultés offertes par les conditions locales d'observation, qui proviennent de la nature souvent identique des formations d'âge différent, de la présence de solifluxions et de dépôts périglaciaires ou éboulis de pente, masquant les contacts, et de la nature souvent ambiguë des dépôts à la limite des fronts glaciaires.

Etant donné l'insuffisance des schémas interprétatifs classiques, il était le plus souvent impossible chemin faisant, alors que la lumière ne s'était pas faite, de relier les observations entre elles. L'image cartographique de vastes secteurs alors obtenue étant bien imparfaite, nous avons préféré donner de nombreuses coupes. Celles-ci, ainsi que nos vues synthétiques, pourront, nous l'espérons, servir de guide à de nouveaux travaux en cours pour la mise au point d'une carte géologique satisfaisante et d'une explication complète de cette intéressante région.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

ALLIX (A.) (1914). — La morphologie glaciaire en Vercors (*Rev. Géogr. Alpine,* t. 2, fasc. 1).

BOURDIER (F.) (1962). — Le bassin du Rhône au Quaternaire (*Editions du C.N.R.S.,* Paris).

CROSNIER LECONTE (J.), BORDET (C.) et DUFFAUT (P.) (1953). — Séparation de deux anciens lits successifs dans la vallée du Drac à Monteynard (Isère) (*C. R. Som. Géol. Fr.,* p. 221-223).

GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1952). — Géologie dauphinoise, 2e éd., Masson, Paris.

LALANDE (G.) (1953). — La morphologie glaciaire du Sillon alpin du Sud (*Thèse doctorat Univ. Grenoble*).

LORY (P.) (1931). — Quatre journées d'excursions géologiques au Sud de Grenoble (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble,* t. 15, fasc. 3, p. 41-70).

MORET (L.) et DEBELMAS (J.) (1959). — Structure géologique et hydrologie du bassin de Vif et de Pont-de-Claix, au Sud de Grenoble (vallée du Drac) (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble,* t. 35, p. 137-160).

PENCK (A.) et BRÜCKNER (E.) (1907). — Les Alpes françaises à l'époque glaciaire (traduction R. SCHAUDEL) (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble,* t. 8, 1907, p. 111-267).

SARROT REYNAUD (J.) (1961). — Etude géologique du dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes (*Mém. Lab. Géol. Univ. Grenoble,* n° 2).

SARROT-REYNAUD (J.) et THIEULOY (J.-P.) (1964). — Mise au point sur la géologie de la région située au Sud Est de Prélenfrey (Isère) (*C. R. Som. Soc. Géol. Fr.,* p. 392-393).

Manuscrit déposé le 1er novembre 1967.