LA PORTION FRANÇAISE

DU

GLACIER DU RHONE ET LE GLACIER DE L'ISÈRE

Par Albrecht PENCK.

(*Traduction de* **Louis SCHAUDEL.**)

Le développement des glaciers anciens dans la portion Nord-Ouest des Alpes a été essentiellement influencé par la chaîne du Jura : celle-ci arrêtait en effet les masses glaciaires descendant du massif alpin et les forçait à dévier vers le Nord-Est et vers le Sud-Ouest. Mais, tandis que cet obstacle s'abaisse vers le Nord-Est et peut être finalement franchi avec facilité par le grand glacier helvétique, il conserve, vers le Sud-Ouest, une ligne de faîte d'une altitude notable qui finit par rejoindre la chaîne alpine. Cette barrière se dresse ici comme un rempart n'offrant comme issues aux masses glaciaires, vers l'Ouest, que quelques brèches isolées, quelques-unes, il est vrai, profondément entaillées. Par les plus étroites d'entre elles, la glace alpine a envahi la partie méridionale des chaînons du Jura, mais elle n'a traversé nulle part l'ensemble de la chaîne et n'a jamais atteint nulle part la plaine de la Saône ; par les plus larges, elle est parvenue jusqu'au bord du Massif Central. Les branches du glacier alpin, qui ont pénétré dans le massif du Jura, ont dévié les glaciers locaux qui s'y étaient déjà développés et se sont soudées intimement à eux. Mais le tronc principal était puissamment alimenté par les régions alpines et notamment par le bassin de l'Isère, situés au Sud du Jura. De la première brèche, par laquelle le glacier du Rhône pouvait pénétrer dans le Jura, c'est-à-dire la vallée de Bellegarde-Nantua, jusqu'au point où le Jura s'est déjà rattaché aux Alpes, au Sud de la vallée de l'Isère, dans le Vercors, sur une distance de 100 kilomètres, tout le massif était couvert d'un réseau de glace. A l'époque de la plus grande extension glaciaire, une grande étendue de

glaciers préalpins en forme d'éventail vint s'ajouter à cette couverture; plus tard, au contraire deux branches du glacier seulement, d'importance inégale, atteignirent cet avant-pays. Il se produisit là, dans ces pays préalpins, des formations alluviales très étendues qui se partagent en plusieurs régions distinctes, mais reliées entre elles par le cours du Rhône, et forment, comme les régions d'alluvions des Préalpes septentrionales, les anneaux d'une grande chaîne. C'est par elles que débutera notre étude.

HISTORIQUE [1].

Grâce au voisinage de la Suisse, l'attention des géologues français fut, de bonne heure, dirigée vers la théorie glaciaire. Celle-ci fut discutée dès 1840, à la Réunion de la Société géologique de France, tenue à Grenoble (*Bull.* (1), XI, 399), et appliquée bientôt après par Renoir dans son étude : *Sur les traces des anciens glaciers qui ont comblé les vallées des Alpes du Dauphiné* (*Ibid.*, XII, 1841, p. 68). Quatre ans plus tard, elle fut discutée de nouveau dans une réunion de ladite Société à Chambéry, où le glaciologiste Mgr Rendu s'en déclara partisan (*Ibid.* (2), I, 1844, p. 631). Toutefois, plusieurs années se passèrent encore avant qu'on ne commençât à suivre les traces de la période glaciaire dans les vallées du Rhône et de l'Isère. Cette étude est due essentiellement aux trois savants qui se consacrèrent à l'exploration géologique des trois unités qui composent la région : A. Favre, dans ses recherches géologiques en Savoie, prêta une grande attention aux phénomènes glaciaires. Charles Lory fit de même a l'occasion des travaux qui aboutirent à sa classique *Description géologique du Dauphiné* (Paris, 1860), aux pages de laquelle nous renverrons par les chiffres entre parenthèses qui suivent la mention du nom de cet auteur. Benoît s'est occupé de préférence des glaciers du Jura. Ces trois savants ont fourni la base des observations qui servirent plus tard de point de départ à MM. A. Falsan et E. Chantre, dans leur grande *Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône* (Lyon, I, 1879 ; II, 1880, *Extrait des Annales de la Société d'agriculture, histoire naturelle et arts utiles de Lyon* (4), VII. X. (5), I). Ce dernier ouvrage marque une phase distincte dans l'étude des vestiges de la période glaciaire dans le bassin du Rhône : il indique les limites d'extension des glaces et leurs voies de pénétration ; il contient enfin une analyse consciencieuse des travaux antérieurs à 1879. Nous n'aurons que rarement à entrer dans les détails de ces anciens travaux, mais nous aurons d'autant plus souvent à renvoyer à la *Monographie* susdite ; à elle se rapportent les chiffres entre

---

[1] La bibliographie de ce chapitre s'arrête à 1903 ; entre cette date et celle de l'apparition du fascicule VII de l'ouvrage, M. P. Lory a publié diverses Notes touchant aux questions ici traitées [*C. R Collabor. Ca. G. Fr.*, campagnes 1903 et 1904. — Sur les vallées de la région grenobloise, *B. S. G. F.* (4), t. IV, p. 645. — *Bull. A. F. A. S.*, n° 9, 1905, p. 248.] C'est là qu'ont été signalés pour la première fois un certain nombre des faits ici exposés.

parenthèses qui suivent les noms de Falsan et Chantre. Falsan a fait entrer plus tard ses observations sur l'ancien glacier du Rhône dans une description de la période glaciaire (*La période glaciaire,* Paris, 1889). MM. Falsan et Chantre ont surtout envisagé le côté géographique du problème ; d'autres savants l'ont considéré plus tard au point de vue stratigraphique : Fontannes commença, dès 1884, à subdiviser les Alluvions et prépara ainsi les bases de la remarquable monographie que MM. Delafond et Depéret ont consacrée aux formations quaternaires de la Bresse, (*Les terrains tertiaires de la Bresse,* Paris, 1893, *in* Etudes des gîtes minéraux de la France, publiées par le Service des topographies souterraines. Ministère des Trav. publ.). Cet ouvrage contient une riche bibliographie.

Les travaux postérieurs sont relatifs, pour la plupart, au levé de la Carte géologique détaillée, établie sur la Carte topographique de France au 1/80.000e. Toutes les feuilles correspondantes ont paru, accompagnées de courtes explications. Nous les mentionnerons d'après leurs numéros et l'année de leur publication en y ajoutant le nom de leur auteur lorsqu'elles sont l'œuvre d'un seul géologue : ce sont les feuilles n° 159 Bourg, 1889 ; n° 160 Nantua, par Benoit, 1887 ; n° 160 *bis* Annecy, 1894 ; n° 168 Lyon, 1890 ; n° 169 Chambéry, 1901 ; n° 169 *bis* Albertville, 1897 ; n° 177 Saint-Étienne, 1890 ; n° 178 Grenoble, par Ch. Lory, 1884 ; n° 179 Saint-Jean-de-Maurienne, 1895 ; n° 187 Valence, 1899 ; n° 188 Vizille, par Ch. Lory, 1884 ; n° 189 Briançon, 1900. Pour les feuilles dressées par plusieurs géologues, nous chercherons à faire dans le texte la part qui revient à chacun. Des monographies individuelles, parues dans le *Bulletin* des Services de la Carte géologique de la France et des Topographies souterraines, — nous en abrégerons le titre en : *Bull. carte géol.,* — correspondent à la carte. Elles remplissent jusqu'ici 12 volumes numérotés. Des Comptes rendus des collaborateurs pour les diverses campagnes, parus depuis 1894, contiennent de nombreuses notices, notamment de MM. Delafond, Depéret, Douxami, Kilian et P. Lory. Nous les citerons dans le cours de ce travail d'après les millésimes des campagnes, et nous donnons ici, une fois pour toutes, leurs numéros respectifs, la tomaison du *Bulletin* et l'année de leur publication : *Comptes rendus des collaborateurs pour les campagnes :* de 1893, *Bull.* 38, t. VI, 1894 ; de 1894, *Bull.* 44, t. VII, 1895-1896 ; de 1895, *Bull.* 53, t. VIII, 1896-1897 ; de 1896, *Bull.* 59, t. IX, 1897-1898 ; de 1897, *Bull.* 63, t. X, 1898-1899 ; de 1898, *Bull.* 69, t. X, 1898-1899 ; de 1899, *Bull.* 73, t. XI, 1899-1900 ; de 1900, *Bull.* 80, t. XII, 1900 jusqu'en 1901 ; de 1901, *Bull.* 85, t. XII, 1900-1901 (paru en 1902).

Le *Bulletin* de la Société géologique de France, dont nous citons les volumes d'après l'année de leur apparition, contient, d'autre part, de nombreux travaux individuels, notamment de Ch. Tardy.

Dès 1876, M. Chantre a publié les découvertes paléolithiques de la contrée dans une monographie détaillée (Lortet et Chantre, *Études paléontologiques dans le bassin du Rhône, Archives du Musée de Lyon,* I, 1876, p. 59) ; il est revenu sur le même sujet dans un ouvrage publié en collaboration avec Falsan et, plus récemment, il leur a consacré une nouvelle monographie : *L'homme quaternaire dans le bassin du Rhône* (*Annales de l'Université de Lyon,* I, 4, Lyon, 1901), à laquelle nous aurons souvent à renvoyer.

Les lacs des Alpes françaises ont été sondés par M. A. Delebecque. Nous empruntons toutes les indications sur les profondeurs de ces lacs à sa monographie : *Les lacs français* (Paris, 1898), accompagnée du grand *Atlas des lacs français.*

I

Les formations alluviales des régions préalpines françaises.

Les trois régions alluviales et leur âge respectif. — Environs de Lyon : Balmes viennoises. — Hautes et Basses terrasses. — Faune. — Dombes. — Alluvion des plateaux. — Age postpliocène de l'Alluvion des plateaux. — Deckenschotter. — Plateau lyonnais. — Cailloutis pliocènes de quartzites. — Défilé de Vienne. — Bièvre-Valloire. — Vallée du Rhône, près de Saint-Rambert-d'Albon. — Les quatre terrasses d'alluvions. — Alluvions de quartzites de Chambarand. — Disposition inclinée des alluvions de quartzites. — Aplanissement du plateau de Chambarand. — Vallée de l'Isère. — Résumé. — Alluvions bigarrées et Alluvions appauvries.

LES TROIS RÉGIONS ALLUVIALES ET LEUR AGE RESPECTIF.

Les masses glaciaires qui débouchaient des vallées du Rhône et de l'Isère ont donné naissance, dans trois régions différentes, à des dépôts considérables d'alluvions. Nous en trouvons dans les environs de Lyon où ils sont fréquemment reliés à des moraines et nous pouvons les suivre, avec des interruptions vers aval, le long du Rhône ; ils se confondent, non loin de Saint-Rambert-d'Albon, avec les champs d'alluvions d'une large « vallée morte » qui prend naissance à l'Est, dans le voisinage de l'Isère. La partie inférieure de cette vallée a reçu la dénomination de « Valloire », la partie supérieure celle de « Bièvre » ; nous lui donnerons par abréviation le nom de Bièvre-Valloire ; elle est souvent désignée aussi par le nom de la commune de La Côte-Saint-André. — La troisième région alluviale s'étend le long de l'Isère et suit le cours de cette rivière jusqu'aux environs de Valence ; mais elle est séparée de la région des alluvions de Saint Rambert-d'Albon par un défilé analogue à celui qui sépare cette dernière de la région alluviale de Lyon.

Les plaines d'alluvions qui bordent l'Isère et celles de Bièvre-

Valloire sont bien en contre-bas des plateaux couverts d'alluvions pliocènes du Bas-Dauphiné et leur attribution au Quaternaire ou diluvium n'a, par suite, jamais été mise en doute. Les nappes d'alluvions de Lyon sont régulièrement superposées, par contre à des couches tertiaires supérieures. C'est, probablement, ce fait qui a déterminé Elie de Beaumont[1] à les reléguer dans son terrain de transport ancien, dans lequel il réunit les dépôts de cailloutis miocènes et pliocènes, et c'est cette même constatation qui, plus récemment, amena les géologues à placer dans le Pliocène au moins une partie de ces formations caillouteuses. Tout d'abord, on les sépara rigoureusement des moraines qu'elles supportent (Benoît[2] et Charles Lory (p. 657), quoique Blanchet[3] ait, dès 1844, plaidé en faveur de leur origine fluvio-glaciaire. Mais plus tard, on en vint à les considérer de plus en plus comme des dépôts formés par les eaux glaciaires. Toutefois, quoique l'âge pliocène, d'une grande partie du moins de ces dépôts, continuât à être admis, on arriva à la conception d'une grande et unique extension glaciaire qui se serait développée dès le Pliocène et se serait prolongée jusque dans le Quaternaire. MM. Falsan et Chantre (II, p. 58), comme MM. Delafond et Depéret (p. 296), sont les représentants de cette doctrine.

ENVIRONS DE LYON.

Deux sortes de dépôts ont, de bonne heure déjà, été distingués autour de Lyon, ce sont le Diluvium alpin et, au-dessous de lui, les Alluvions anciennes. Le premier représente les Moraines avec leur couverture de Loess; les secondes sont un complexe d'alluvions diverses dont l'hétérogénéité n'a été reconnue que très tard. MM. Falsan et Chantre, tout en étant persuadés que le dépôt des Alluvions anciennes a duré du Pliocène jusque dans le Quaternaire,

---

[1] *Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe*, Annales des Sciences naturelles, XVIII, XIX, 1829 et 1830, particulièrement XIX, p. 26 et 37.

[2] *Esquisse de la Carte géologique et agronomique de la Bresse et de la Dombes*, Bull. Soc. géol. de France (2), XV, 1858, p. 315.

[3] *Terrain erratique alluvien du bassin du Léman et de la vallée du Rhône de Lyon à la mer*. Lausanne, 1844.

les ont maintenes en un tout indivisible. On doit à Fontannes[1] de les avoir décomposées en couches distinctes; il les divisa en *Alluvions des plateaux*, qu'il plaça dans le Pliocène, et en *Alluvions préglaciaires*, qu'il considéra comme quaternaires. En y associant les Alluvions des vallées, que Élie de Beaumont déjà avait placées dans le Quaternaire, Fontannes créa les trois subdivisions des alluvions devenues classiques autour de Lyon. Villot [2] décomposa ce complexe d'une autre manière. Il divisa les Alluvions des plateaux en Pliocène supérieur des hauts plateaux et en Quaternaire, préglaciaire des bas plateaux; ces derniers, d'après lui, forment la partie supérieure des Hautes terrasses et comprennent précisément les Alluvions de la Bresse que Fontannes avait séparées. Il distingua, en outre, les Alluvions des Basses terrasses post-glaciaires.

La classification de Fontannes est maintenue par MM. Delafond et Depéret, ainsi que par la Carte géologique détaillée, dont les formations tertiaires et quaternaires ont été relevées, sur la feuille de Lyon, par MM. Fontannes et Delafond avec la collaboration de M. Riche; tous distinguèrent : p^1 Alluvions des plateaux ; a^{1a} Alluvions de la progression des glaciers (ou Alluvions préglaciaires de la carte); a^{1b} Alluvions de recul des glaciers (ou post glaciaires de la carte). Mais, tandis que Fontannes et Villot, comme Benoît et Lory, n'admettent aucune relation génétique intime entre les alluvions et les glaciers, M. Delafond [3] a, dès 1889, démontré cette relation, pour les deux plus récentes de ces formations et l'a rendue probable pour la plus ancienne.

La division en trois groupes des alluvions lyonnaises, dont il vient d'être question, rappelle fort celle que nous avons établie en 1882 et 1885, dans les régions préalpines septentrionales et en Suisse. Ce rapprochement avait déjà été fait par Falsan[4]. La classification en *Deckenschotter*, *Hautes terrasses* et *Basses terrasses*, correspond à

---

[1] *Étude sur les alluvions pliocènes et quaternaires du plateau de la Bresse dans les environs de Lyon*. Lyon, 1844. — *Note sur les alluvions anciennes des environs de Lyon*, Bull. Soc. géol. de France (3), XIII, 1885, p. 59.

[2] *Sur le classement des alluvions anciennes et le creusement des vallées du bassin du Rhône*, Comptes rendus de l'Académie des Sciences, CVI, 1888, I, p. 774.

[3] *Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon*, Bull. Carte géol. n° 2.

[4] *La période glaciaire*, 1889, p. 128.

celle de : Alluvions des plateaux, Alluvions de progressions et Alluvions de recul des glaciers, d'après la disposition de ces différents dépôts, bien que leur interprétation génétique soit différente. Déjà en 1891, M. Du Pasquier[1] fut amené, par cette analogie, à étendre à notre Deckenschotter les conclusions des géologues français, relatives à l'âge des Alluvions des plateaux, et à attribuer également à celui-ci un âge pliocène. J'ai visité, en 1895, avec M. Du Pasquier, la contrée lyonnaise dans le but d'éclaircir cette question. Notre collègue, M. Depéret, nous y fit le plus chaleureux accueil ; il fut infatigable à nous faire visiter les affleurements décrits par lui en collaboration avec M. Delafond, et c'est avec l'expression de ma vive gratitude pour son obligeance que je commence mon étude sur les alluvions des environs de Lyon. Celles-ci offrent leurs meilleurs éléments dans les trois régions naturelles que comprend cette contrée : dans le coude du Rhône s'étend la plaine du Bas-Dauphiné : de vastes champs d'alluvions d'où s'élèvent des collines plates qui constituent les *Balmes viennoises ;* sur la droite du Rhône, au-dessus de Lyon, s'étend la haute plaine légèrement ondulée des *Dombes*, qui comprend tout l'espace compris entre le Jura et les contreforts du Massif Central et s'incline doucement, en remontant la Saône, vers la vaste plaine basse de la Bresse ; à droite de la Saône et du Rhône, en aval de Lyon, s'élève comme contrefort du même massif le *Plateau lyonnais,* haut palier de roche primitive couvert de dépôts tertiaires et quaternaires de peu d'étendue.

BALMES VIENNOISES.

Les vastes champs d'alluvions du Bas-Dauphiné sont interrompus, près de Lyon, par un escarpement qui domine le Rhône de 12–15 mètres. C'est la terrasse d'alluvions de Villeurbanne (v. fig. 81 et 82). Elle consiste en gros cailloutis qui, d'après MM. Delafond et Depéret, ont été déposés lors du recul des glaciers et qui sont marqués, sur la feuille de Lyon, comme alluvions postglaciaires a^{1b}. La couverture de *Lehm* manque ici, comme sur les alluvions de

[1] *Uber die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz*, Beitraege zur geol. Karte der Schweiz. XXXI, p. 101.

Basses terrasses dont les matériaux présentent le même aspect. La terrasse de Villeurbanne s'élève assez rapidement vers l'Est et surtout vers le Sud-Est, avec une pente moyenne de 4 °/₀₀[1] ; elle aboutit par trois contreforts près d'Heyrieux, Colombier et Janneyrias, à une grande moraine terminale en *vallum* qui se laisse suivre de Saint-Quentin jusqu'à Anthon, à l'embouchure de l'Ain. Cette moraine domine, de 20 à 50 mètres, notre terrasse qui s'en détache sous la forme d'un *cône de transition* et la sépare d'une région, située en contre-bas de 20 à 30 mètres, dans laquelle la Bourbre s'écoule vers le Rhône. Cette région ressemble, par ses traits principaux, à une cuvette terminale (*Zungenbecken*). Nous avons incontestablement devant nous une ceinture de moraines terminales récentes donnant naissance en avant à une ceinture de Basses terrasses.

Au-dessus de la Basse terrasse de Villeurbanne s'élèvent les collines de Feyzin, Saint-Priest, Décines et Jons. Celles-ci ont une base d'alluvions et sont couronnées par des moraines recouvertes de *Lehm*. MM. Delafond et Depéret distinguent, avec raison, ces alluvions plus élevées de celles de la terrasse de Villeurbanne située plus bas et dont elles sont parfois séparées par des affleurements de Molasse, et ils les placent parmi les graviers (a^{1a}) déposés au moment de la *progression* des glaciers, c'est-à-dire dans les Alluvions préglaciaires de la feuille de Lyon. De grands affleurements près de Saint-Fons laissent voir clairement la structure de la colline de Feysin (v. fig. 82). J'ai observé là ce que la Société géologique de France a eu l'occasion de voir lors de sa visite du 19 août 1894[2]. Sur des sables marins pliocènes s'étendent des alluvions alpines qui deviennent de plus en plus grossières vers le haut et ne peuvent être séparées nettement des moraines superficielles. Ces dernières sont fortement altérées vers le haut ; sur leur surface altérée s'étend du *Loess* avec d'innombrables coquilles d'*Helix hispida, Pupa muscorum* et *Succinea oblonga ;* le *Loess* descend aussi par places sur les

---

[1] Cf. le profil de M. Delafond (*Bull. Carte géol.*, I, n° 2, 1889, fig. 2) et *in* MM. Delafond et Depéret, p. 275. Les cotes données ici ne concordent pas avec celles de la carte de l'État-Major au 1/80.000ᵉ et font ressortir une pente trop rapide de la terrasse.

[2] Cf. *Réunion extraordinaire de la Société géologique dans les régions de Lyon et de Bollène*, Bull. Soc. géol. de France (3), XXII, 1894, p. 593 (606).

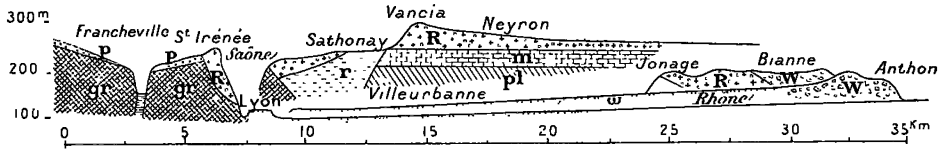

Fig 81

Profil du Plateau lyonnais jusqu'à la moraine terminale de Saint-Quentin-Anthon ; au-dessus, profil à travers quelques collines des Balmes viennoises et de la rive droite du Rhône, au-dessus de Lyon.

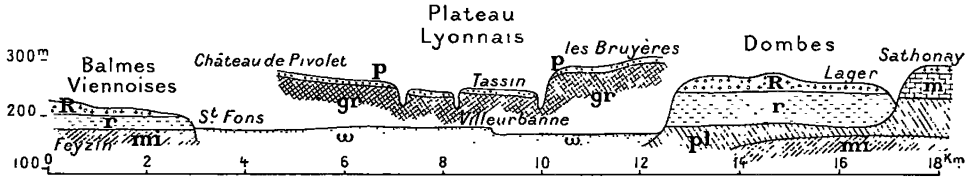

Fig.82

Profil à travers les Balmes viennoises et les Dombes ; au-dessus, profil à travers le Plateau lyonnais, à une distance de 8 kilomètres vers l'Ouest.

gr, roche en place ; *mi*, miocène ; *pl*, marnes et sables pliocènes ; *q*, cailloutis de quartzite ; *m*, alluvion des plateaux des Dombes ; *r*, alluvions de haute terrasse ; ω, alluvions de Basse terrasse ; R, moraines de l'époque rissienne ; W, moraines de l'époque würmienne.

flancs de la colline jusqu'à la Basse terrasse. Le tout rappelle les îlots de moraines anciennes, avec leur base d'alluvions de Haute terrasse et leur couverture de *Lehm*, situés entre des bandes d'alluvions de Basse terrasse, dans la région de la moraine ancienne du glacier de l'Isar, entre Furstenfeldbruck et Mühlthal, sur la Würm.

La colline de Jons montre, en effet, que les moraines sont ici plus anciennes que la moraine terminale en *vallum* de Saint-Quentin-Anthon. Cette colline est rompue près de Bianne et présente, vers le Rhône, un escarpement de 50 mètres. Sur sa coupe, on remarque une couche d'une puissance de 25 à 30 mètres d'alluvions grossières alpines (a^{1a}) souvent cimentée en *Nagelfluh*. Au-dessus s'étend une moraine de fond grise dont la surface altérée est recouverte de *Loess*. Dans le village de Bianne, ce *Loess* est recouvert à son tour par une moraine récente[1] dans laquelle s'ouvre le carrefour du village. Partout où cette moraine recouvre le *Loess*, celui-ci ne présente pas ses diaclases verticales habituelles, mais se délite en lames parallèles à sa surface supérieure, d'où l'obtention plus difficile d'exemplaires entiers de coquilles de Gastropodes qui abondent ici comme ailleurs dans le *Loess*. Vers l'Est, cette moraine superficielle augmente en épaisseur et se relie à celle du *vallum* de Saint-Quentin-Anthon.

ALLUVIONS DES HAUTES ET BASSES TERRASSES.

Des observations qui précèdent, nous concluons à la marche suivante des phénomènes :

1) Dépôt des alluvions a^{1a} ; puis, graduellement, invasion glaciaire couvrant entièrement les Balmes viennoises.

2) Recul des glaciers ; altération des moraines précédentes, formation de vallées.

3) Dépôt du *Loess*.

4) Nouvelle extension glaciaire, mais qui n'atteint que le bord oriental des Balmes viennoises ; en avant, dépôt des alluvions a^{1b}.

---

[1] Cf. Du Pasquier et Penck, *Sur le Loess préalpin*, Bull. Soc. des Sciences nat. de Neuchâtel, XXIII, 1895. — *Bemerkungen über das Alter und die Verbreitung des Lösses*, Geographische Zeitschrift, 1896, p. 109.

C'est là exactement la succession des phénomènes que, jusqu'ici, nous avons constatée partout sur le pourtour du domaine atteint par les glaciations alpines. Nous basant sur cette analogie, nous plaçons les moraines couvertes de *Loess* parmi les moraines *anciennes* et nous les reléguons, de même que les alluvions de base, dans la période glaciaire rissienne ; mais nous attribuons les moraines terminales internes de Saint-Quentin-Anthon avec les alluvions a^{1b} à la période glaciaire würmienne. Ainsi qu'il est presque de règle, les alluvions *w* forment aussi, près de Lyon, une Basse terrasse, et les alluvions *r*, une Haute terrasse.

Nos conclusions ne s'accordent qu'en partie avec celles de MM. Delafond et Depéret. Ceux-ci distinguent rigoureusement aussi les alluvions a^{1a} et a^{1b} et ils font ressortir qu'une érosion s'est produite entre le dépôt des deux nappes ; mais ils ne séparent pas leurs moraines respectives. Il leur a échappé qu'entre ces moraines s'est intercalé du *Loess*, près de Jons ; aussi n'ont-ils pas tenu compte du fait que le *Loess* est *limité à une ceinture de moraines externes* et fait défaut en amont. Les feuilles de Lyon (168) et de Chambéry (169) laissent clairement apparaître ce fait. Elles indiquent, il est vrai aussi, çà et là dans la région des moraines intérines, des matériaux de même couleur (A) que la couverture de *Loess* des moraines externes ; mais cette teinte ne désigne pas seulement le *Loess* proprement dit, mais aussi des éboulis. Ainsi, la feuille de Lyon représente, par exemple, la région qui, au Sud de Jons, est appuyée contre les moraines terminales récentes en A, et ce figuré représente la couverture de matériaux alluviens entraînés sur la Basse terrasse ; il en est de même pour une partie plus au Sud, près de la ferme de Montchard, non loin de Grenay.

Nous sommes complètement de l'avis de MM. Delafond et Depéret, quand ils admettent que leurs alluvions a^{1a}, nos alluvions de Haute terrasse, ont été déposées à l'approche d'une glaciation ; cette opinion a été d'abord exprimée par M. Delafond dans sa *Note sur les terrains d'alluvions* (*Bull. Carte géol. n° 2*, 1889). La liaison de ces alluvions avec les moraines superficielles est manifeste et leur dénomination de « préglaciaires » sur la feuille de Lyon est exacte, en ce qui concerne le lieu de leur formation devant le front de progression d'une glaciation. Par contre, nous ne tenons pas pour exacte l'indication de *postglaciaires* donnée aux alluvions a^{1b} ; car celles-ci sont l'équivalent synchronique des moraines terminales de Saint-Quentin-Anthon. MM. Delafond et Depéret (p. 275) l'ont démontré avec une entière clarté et ils ont déclaré en même temps que ces moraines terminales, déjà reconnues pour telles par Ch. Lory (p. 682), marquent un stade d'assez longue durée. Si, malgré cela, ils désignent les alluvions a^{1b} comme « alluvions de recul » des glaciers, c'est parce qu'ils considèrent lesdites moraines terminales comme l'œuvre exclusive d'un stade de recul *de la même glaciation que celle qui a déposé les moraines externes*. Une telle conception est insoutenable, non pas seulement en présence du profil de Jons, mais aussi parce que les alluvions a^{1b} remplissent des vallées qui sont creusées dans les alluvions a^{1a} et les moraines superficielles de celles ci, comme le fait voir nettement

notre profil fig. 82. Ces vallées ne peuvent s'être formées que lorsque le glacier s'était retiré au loin derrière la ligne Saint-Quentin-Anthon, alors que les eaux n'étaient plus surchargées d'alluvions et forcées de déposer des matériaux, mais au contraire capables d'éroder leur substratum: Cette érosion suppose, en outre, une durée que l'hypothèse de MM. Delafond et Depéret ne suppose pas. Aussi, ces deux auteurs ne se dissimulent-ils pas la force démonstrative de ce dernier argument ; l'opinion que la moraine terminale de Saint-Quentin-Anthon correspond à un stade de progression les satisfait, à première vue, mieux que leur propre hypothèse ; mais ils croient que devant une glaciation en voie de progression ont dû se déposer des alluvions recouvertes par des moraines. Si les moraines de Saint-Quentin-Anthon correspondaient à une avancée des glaciers, les alluvions a^{1b} devraient donc se prolonger *sous elles en amont,* en remontant la vallée ; comme ceci n'est pas le cas, ils se décident à admettre un stade de recul. De même que MM. Delafond et Depéret, ainsi que MM. Falsan et Chantre (II, p. 257), nous avons cru autrefois à l'existence générale de dépôts d'alluvions devant le front des glaciers en voie de progression (V. D. A., p. 143); mais, en présence d'une série plus riche d'observations, nous avons dû renoncer à cette hypothèse (p. 315). Nous avons recueilli tant de preuves de l'activité d'érosion des glaciers dans la cuvette terminale (Zungenbecken), que nous ne nous étonnerons nullement si les masses d'alluvions ne s'y poursuivent pas. Aussi la base, qui détermine la conclusion de MM. Delafond et Depéret, ne peut elle plus être tenue pour fondée aujourd'hui.

FAUNE.

MM. Delafond et Depéret (p. 268 et 279) ont énuméré les fossiles trouvés dans les alluvions de la région de Lyon ; dans les alluvions des Hautes terrasses (a^{1a}), ils ne connaissent que *Elephas primigenius* Blum. ; dans les alluvions des Basses terrasses (a^{1b}), ils signalent *Equus caballus* L., de petite race, et *Bison priscus* Boj., ainsi que des dents d'Elephas. On peut y joindre *Elephas primigenius* Blum. provenant des alluvions du lit du Rhône, que certes, avec raison. ils désignent par a^{1b}. Toutes ces espèces sont quaternaires.

Dans son travail fondamental, Fontannes a cité, comme extraits des alluvions de Haute terrasse de Sathonay, *Equus caballus* L., *Bison priscus* Schl., *Cervus sp.*, *Arvicula amphibius* L., *Canis vulpes* L. Dès 1885, M. Chantre (p. 68 et 96) a reconnu qu'il s'agit là d'une faune provenant d'une grotte creusée dans ces alluvions. C'est là aussi, maintenant, l'opinion de M. Depéret. M. Chantre (p. 34) mentionne, dans les alluvions de Haute terrasse des Échets, le cerf, le bœuf et le cheval ; mais il ne donne pas d'autres détails.

Il n'est pas rare de trouver, dans les alluvions quaternaires des environs de Lyon, des coquilles du Miocène et du Pliocène qui, pendant un certain temps, ont fait considérer ces alluvions comme tertiaires. Cf. Falsan, *Considérations stratigraphiques sur la présence de fossiles miocènes et pliocènes au milieu des alluvions glaciaires et du terrain erratique des environs de Lyon, Bull. Soc.*

géol. (3), III, 1875, p. 727 ; ainsi que Falsan et Chantre, II, p. 80; enfin Fontannes, *Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*, I, 1881, p. 25 et 34.

LES DOMBES.

Le plateau des Dombes est occupé par des moraines anciennes, couvertes de *Loess*, qui forment des reliefs doucement ondulées et reposent sur des alluvions ; au-dessous se trouve une couche de sables et argiles pliocènes. Les alluvions ne sont pas une formation homogène, comme l'admettait encore Villot. Nous pouvons y distinguer, avec Fontannes :

1) A la partie supérieure, des cailloutis alpins très altérés en majeure partie de couleur jaunâtre (*m* dans les fig. 81 et 82).

2) Plus bas, des alluvions grises, parfois cimentées en conglomérat, du caractère des alluvions des Hautes terrasses de la rive gauche du Rhône et appartenant au même niveau (*r* fig. 81 et 82).

Les deux couches d'alluvions se rencontrent dans le vallon de Sathonay où elles furent séparées, en 1884, par Fontannes. Je n'ai rien à ajouter à ses observations à ce sujet et j'ai vu les choses exactement comme l'a fait la Société géologique de France, à l'occasion de sa visite du 22 août 1894 : l'alluvion grise est en contre-bas de l'alluvion jaune ; la première atteint jusqu'à 270 mètres et la seconde jusqu'à 285 mètres d'altitude.

M. Delafond [1] a reconnu les rapports étroits des alluvions grises avec les moraines superficielles, et les a classées, en 1889, dans les alluvions a^{1a}. Il en fut de même dans le grand ouvrage de MM. Delafond et Depéret (p. 259). Je me range à cette manière de voir, quoique les alluvions grises de Sathonay s'élèvent sensiblement plus haut que celles de Saint-Fons ; mais ce dernier fait ne me fournit pas une base suffisante pour soutenir la séparation de ces deux alluvions, puisque sous les moraines on ne trouve habituellement pas de niveaux d'alluvions bien déterminés. On peut supposer que, devant un glacier qui n'atteignait pas encore le bord extérieur du plateau lyonnais, les alluvions ont été déposées à une hauteur moindre

[1] *Note sur les alluvions anciennes de la Bresse et des Dombes*. Bull. Soc. géol. (3), XV, 1887, p. 65.

qu'elles ne l'ont fait devant un glacier qui s'étendait déjà jusqu'à ce bord. Entre Caluire et Fontaines, j'ai trouvé plusieurs cailloux remaniés de « *Nagelfluh trouée* » dans les alluvions grises.

ALLUVIONS DES PLATEAUX.

Les alluvions jaunes de Sathonay appartiennent au dépôt, disséminé au loin dans les Dombes, que MM. Delafond et Depéret (p. 202) désignent sous le nom d' « Alluvions des plateaux ». Fontannes les a placées dans le Pliocène supérieur, parce qu'il croyait qu'elles se rattachent directement aux sables et cailloutis sous-jacents de Trévoux, d'âge indubitablement pliocène. M. Delafond[1] a d'abord partagé cette opinion, mais il a ensuite remarqué que les deux dépôts sont séparés par une période d'érosion. En effet, les alluvions, exclusivement composées de quartz des sables de Trévoux, diffèrent des Alluvions des plateaux formées d'autres débris de roches alpines. Mais, tout en avouant pleinement que l'âge des Alluvions des plateaux ne peut encore être déterminé avec certitude, M. Delafond inclinait à les considérer comme contemporaines de l'*Elephas meridionalis*. Le grand ouvrage de MM. Delafond et Depéret leur attribue ensuite un âge déterminé : elles sont placées au niveau des Sables de Chagny qui renferme la faune de mammifères du Pliocène récent de Perrier, toutefois avec *Elephas meridionalis* Nesti. Ce parallélisme ne peut cependant être appuyé sur des découvertes de fossiles. Les listes détaillées de MM. Delafond et Depéret n'indiquent pas un seul fossile des Alluvions du plateau des Dombes. Dans ces conditions, il est nécessaire de vérifier la force démonstrative de chaque argument.

Rappelons d'abord ce que nous apprend la disposition des différents dépôts. Dans les Dombes, on ne peut reconnaître qu'une chose, c'est que les « Alluvions des plateaux » sont plus anciennes que les moraines anciennes qui dominent dans cette région et plus récentes que les couches pliocènes locales. Les moraines, à cause de leur liaison avec les alluvions a^{1a}, appartiennent à l'époque *rissienne ;* si au-dessous d'elles nos alluvions sont profondément altérées, cela indique, non

---

[1] *Note sur les sables à Mastodon arvernensis de Trévoux*, Bull. Soc. géol. (3), XXIII, 1885, p. 161.

pas qu'elles appartiennent à deux époques géologiques différentes, mais simplement qu'une importante période intermédiaire sépare les deux dépôts. Il n'est pas rare de trouver le *Deckenschotter* presque complètement altéré sous les moraines de l'époque rissienne. Les couches pliocènes de base renferment la faune pliocène ancienne de Montpellier et Perpignan. Aussi, entre elles et nos alluvions, aucune liaison ne saurait être établie. L'âge des Alluvions des plateaux doit donc être compris entre le Pliocène faune ancienne et la période rissienne.

Nous employons ici à dessein les termes : Pliocène à faune ancienne de Montpellier et Perpignan, et Pliocène à faune plus récente de Perrier ; car aucun doute n'existe sur la succession de ces faunes, tandis qu'avec le classement en Pliocène inférieur, moyen et supérieur, il existe des divergences d'opinion entre deux connaisseurs éminents du Pliocène français. M. Depéret attribue la faune la plus ancienne au Pliocène inférieur (*a*) et moyen (*b*) (Astien) qui sont représentés dans les Dombes par les marnes lacustres de la Bresse (*a*) et les sables de Trévoux (*b*), et il place la faune de Perrier, y compris celle de Saint-Prest, dans le Pliocène supérieur (*Note sur la succession stratigraphique des faunes mammifères pliocènes d'Europe. Bull. Soc. géol.* (3), XXI, 1893, p. 524). M. Boule (*Réponse à M. Depéret, ibid.*, p. 540) classe, par contre, la faune de Perrier dans le Pliocène moyen (Astien) et ne place que celle de Saint-Prest, sans Mastodontes, dans le Pliocène supérieur. Cependant, les deux auteurs sont d'accord au sujet de cette dernière faune, pour estimer qu'elle présente avec le Quaternaire tant de rapports qu'elle pourrait aussi bien être attribuée à ce dernier système.

AGE POSTPLIOCÈNE DE L'ALLUVION DES PLATEAUX. DECKENSCHOTTER.

Les Alluvions des plateaux pourraient donc, d'après la succession des faunes admise par les géologues français, coïncider avec le niveau de Perrier ou avec celui plus récent de Saint-Prest ; mais elles pourraient aussi être attribuées au Quaternaire ancien, puisque au-dessus d'elles on ne signale que la faune quaternaire la plus récente, caractérisée par l'*Elephas primigenius*. MM. Delafond et Depéret voient en elles un équivalent de la faune de Perrier, parce qu'ils trouvent la faune de Saint-Prest représentée dans les dépôts plus récents de Chalon-Saint-Cosme et parce qu'ils admettent une liaison presque ininterrompue de nos Alluvions des plateaux avec les Sables de Chagny [1].

---

[1] Cf. la description, en grande partie due à M. Delafond, sur les feuilles 112, 113, 125, 126, 137, 138, 148, 149, 159, 160 et 168 de la Carte géologique détaillée.

Ces deux arguments ne sont pas soutenables. Nous verrons plus tard que les sables de Chalon-Saint Cosme, du moins dans leurs prolongements près de Villefranche, sont plus récents que les moraines des Dombes avec la faune de l'*Elephas primigenius;* ils ne peuvent donc, en aucun cas, appartenir au niveau de Saint-Prest. Mais, en ce qui concerne la liaison avec les Sables de Chagny, ceux-ci sont éloignés des Dombes de 100 kilomètres et c'est à peine jusqu'à moitié chemin que nous pouvons suivre les Alluvions des plateaux des Dombes ; plus loin apparaissent des dépôts autrement conditionnés, dont le synchronisme reste encore à établir. Par contre, nous reconnaîtrons des équivalents des Sables de Chagny dans les Alluvions de quartzites du plateau lyonnais. Ces alluvions de quartzites (*p* dans les fig. 81 et 82) se distinguent très nettement à l'examen pétrographique des Alluvions des plateaux ; elles s'élèvent, comme le montrent nos profils, jusqu'à un niveau supérieur. Nous devons, par suite, les considérer comme plus anciennes. De tout ce qui précède, il résulte que *les « Alluvions des plateaux » des Dombes, près de Lyon, sont moins anciennes que la faune pliocène la plus récente de Perrier,* par conséquent moins anciennes que la dernière faune pliocène, avec Mastodontes, de la France. Cette constatation fait tomber l'unique argument mis en avant jusqu'ici en faveur d'une glaciation alpine véritablement pliocène. Mais cela ne nous fournit aucun appui pour la détermination plus précise de l'âge des Alluvions des plateaux. Nous sommes disposés à penser qu'elles présentent un complexe de dépôts différents dont une partie au moins appartient à notre *Deckenschotter.*

Près de Neyron, non loin du Rhône, à 8 kilomètres au-dessus de Lyon, j'ai eu l'impression d'un *Deckenschotter* fortement altéré de l'espèce du gravier rouge de la Souabe. A la partie inférieure, les galets calcaires sont assez frais, tandis que les cailloux de silicates sont partout friables et peuvent être coupés au marteau. Les cailloux de quartzite du Trias sont extraordinairement nombreux ; ils résistent à la décomposition et sont seuls conservés dans les parties supérieures entièrement altérées. Par-dessus s'étend une moraine fraîche qui, de son côté dans les Dombes, est partout fortement altérée à la surface. Des parties jaunes, ferrugineuses, traversent tout le dépôt d'alluvions ; une patine jaune couvre beaucoup de cailloux et détermine la couleur jaune de l'ensemble. A 5 kilomètres plus loin, vers l'Est, près de Béligneux, les alluvions, situées exactement à la même altitude (260-280 mèt.), sont tout à fait semblables. Par contre, l'habitus de l'alluvion jaune de Sathonay s'éloigne quelque peu de celui du *Deckenschotter* du Nord des Alpes ; elle est uniformément jaune sur toute la hauteur des assises de 40 mètres d'épaisseur. Fontannes mentionne aussi des cailloux impressionnés, dont je ne puis cependant me souvenir. Je ne connais pas

les cailloutis déposés plus loin, vers l'Est, notamment ceux du débouché de la vallée de l'Ain, non loin de Pont-d'Ain. Depuis la composition de la présente feuille (juin 1903), M. A. Boistel (*Le cailloutis des Dombes dans l'anse du Bugey. Bull. Soc. géol.* (4), II, 1902, p. 126) a fait valoir de bonnes raisons pour déclarer que maintes fois les formations qui, sur la feuille de Nantua de la Carte géologique détaillée, sont désignées comme « Alluvions des plateaux » (*p*) ne sont autres que des moraines altérées, et il a classé dans des alluvions plus récentes un dépôt situé près d'Ambérieu et qu'il avait considéré autrefois comme appartenant aux Alluvions des plateaux (*Structure de la colline de Saint-Denis-le-Chosson. Bull. Soc. géol.* (3), XXII, 1894, p. 299).

J'ai vu, malheureusement, trop peu de ces Alluvions des plateaux de la Dombes, pour me faire une idée exacte de leur structure. Il est frappant que des gisements passablement éloignés les uns des autres, comme ceux de Neyron et de Béligneux, se trouvent exactement à la même altitude. Mais je ne tiens pas pour exacte la représentation schématique du dépôt qu'en 1887 M. Delafond a d'abord donnée seul et, plus tard, en collaboration avec M. Depéret (p. 218 et 301) et d'après laquelle les Alluvions des plateaux auraient été déposées en séries de terrasses horizontales s'abaissant par gradins vers la Bresse et la Saône : des terrasses d'alluvions ont en effet constamment à l'origine une pente assez accentuée. Je pourrais m'expliquer l'abaissement de la plaine d'alluvions, vers le Nord et l'Ouest, en supposant que ces alluvions se sont déposées à la façon d'un cône de transition surbaissé. Leur extension s'accorde du reste aussi avec cette hypothèse. Comme l'a déjà montré Benoît, elles ne s'étendent pas, dans le Nord, au delà de la Veyle.

PLATEAU LYONNAIS. CAILLOUTIS PLIOCÈNES DE QUARTZITES.

Les dépôts d'alluvions du plateau lyonnais ont été étudiés d'une façon plus approfondie par M. Attale Riche [1]. Il les divise, d'après leur origine, en alluvions *locales* provenant des régions situées à l'Ouest, et en alluvions *alpines*. Il sépare ces dernières, d'après leur altitude et leur degré d'altération, en :

1) Alluvions des hauts niveaux (260-300 mètres d'altitude), dans lesquelles le calcaire fait complètement défaut, les roches feldspathiques sont fortement décomposées et les quartzites, de beaucoup les plus dominants, sont de couleur brune.

2) Alluvions des moyens niveaux, consistant en cailloux alpins

---

[1] *Étude géologique sur le plateau lyonnais à l'occasion de l'établissement du chemin de fer de Lyon à Vaugneray et à Mornant*, Ann. Soc. Linnéenne de Lyon (3), XXXIII, 1886, p. 261. — *Note sur la constitution géologique du plateau lyonnais et particulièrement sur les dépôts d'alluvions le recouvrant*, Bull. Soc. géol. de France (3), XVI, 1888, p. 268.

frais, altérées seulement à la surface jusqu'à 2-3 mètres de profondeur.

Nous basant sur leur composition essentielle, nous appellerons « Alluvions de quartzites » les alluvions de haute altitude que M. Riche désigna, en 1886, sous le nom d'Alluvions alpines des plateaux, puis, en 1888, comme « terrasse des hauts niveaux ». D'après leur altitude et le degré d'altération, M. Riche les met en parallèle avec les Alluvions des plateaux des Dombes. Ni l'un, ni l'autre de ces arguments ne parviennent à nous persuader. S'élevant jusqu'à 300 mètres, les Alluvions de quartzites dépassent le niveau des « Alluvions des plateaux » qui, près de Sathonay, ne montent que jusqu'à 285 mètres. Enfin leur aspect est tout autre. M. Riche lui même fait ressortir qu'elles seraient beaucoup plus altérées que les alluvions jaunes des Dombes ; il explique ce fait par l'absence de couverture morainique, oubliant que les Alluvions des plateaux se présentent parfois altérées sous les moraines. Les roches feldspathiques des Alluvions de quartzites seraient plus friables, les calcaires auraient totalement disparu. Je ne crois pas que ce dernier effet soit dû à l'altération du dépôt ; car je n'y ai vu aucun squelette résiduel de galets calcaires. Mais, çà et là, ces dépôts renferment des restes d'ossements. Les cailloux ne ressemblent pas à ceux des graviers rouges, mais à ceux des alluvions quartzeuses tertiaires du bord alpin septentrional que je considère comme les produits alluviaux de résidus d'altération. Il y aurait d'autant plus de raisons d'admettre une origine analogue pour les Alluvions de quartzites du plateau lyonnais que, d'après M. Riche, elles montrent la même composition jusqu'à 12 mètres de profondeur. Ce sont là des raisons décisives qui les distinguent des « Alluvions des plateaux » et je dois les tenir pour plus anciennes que ces dernières à cause de leur situation plus élevée. La détermination de l'âge des Alluvions de quartzites n'a pas paru à M. Riche pouvoir être résolue par la paléontologie ; il n'y cite aucun fossile. Depuis, MM. Delafond et Depéret (p. 232) ont mentionné, dans les graviers ferrugineux de Saint-Didier-au-Mont-d'Or et du Fort Loyasse, à Lyon, *Mastodon arvernensis* Cr. et Job. ; dans la première de ces localités, en outre, *Elephas meridionalis* Nesti ; et au Petit Rosey, dans le vallon de Rochecardon, *Mastodon Borsoni* Hays. Toutes ces découvertes ont eu lieu dans la région de nos Alluvions de quartzites ; elles relèguent celles-ci dans le niveau de l'horizon pliocène récent de Chagny, celui de Perrier. Il en est de même des sables et

alluvions de Saint-Germain-au-Mont-d'Or, situés plus au Nord, qui descendent beaucoup plus bas et, d'après Fontannes (p. 25), ont livré, auprès de la gare de cette localité, *Mastodon arvernensis* et *Elephas meridionalis*.

Les alluvions locales du Lyonnais sont, à tout prendre, du même âge que les Alluvions de quartzites ; elles sont cependant, comme M. Riche l'a montré, recouvertes par celles-ci ; mais, se mélangent à la limite. Évidemment, le dépôt des cailloutis de quartzites entraîna celui des cailloutis locaux et, finalement, s'étendit au-dessus de ces derniers.

Les cailloutis de quartzites alpins des moyens niveaux forment, d'après M. Riche, deux terrasses : La supérieure, à l'altitude de 240-260 mètres, est spécialement développée au Nord de Lyon, sur la Saône entre Collonges, Saint-Cyr et Saint-Rambert ; elle correspond parfaitement, sur la rive gauche de cette rivière, aux « Alluvions grises » de Caluire qui touchent aux « Alluvions des plateaux » dans le vallon de Sathonay. Elle a été désignée par M. Riche, en 1886, comme terrasse des *hauts niveaux* et, en 1888, comme terrasse des *moyens niveaux*. La terrasse inférieure, terrasse des *bas niveaux* de M. Riche, d'une altitude d'environ 200-220 mètres, est située plus au Sud à la hauteur approximative des alluvions de Saint-Fons ; elle comprend les alluvions, recouvertes de *Loess*, de la vallée morte qui, à l'Ouest de Lyon, se dirige par Vaise et La Demi-Lune vers l'Yseron, ainsi que les alluvions qui s'étendent le long du Garon. Dans les deux vallées, qui communiquent par le col des Barolles à l'altitude peu élevée de 220 mètres, nous ne rencontrons pas de moraines sur les alluvions ; celles-ci, par suite, appartiennent déjà à une région extérieure à la zone glaciaire et représentent les alluvions de Haute terrasse déposées dans une vallée étroite à l'extrémité du glacier. Autant que j'ai pu voir, nos alluvions de Haute terrasse de Sathonay, déposées à une altitude plus élevée, s'abaissent également en une pente assez rapide vers elles. En effet, la Haute terrasse qui, près de Sathonay, est encore au-dessus de la cote 260 mètres, s'est déjà abaissée, près de Fontaines, à 240 mètres. Je tiens, par suite, encore comme injustifiée la séparation des terrasses d'alluvions alpines des hauts et moyens niveaux du plateau lyonnais et je partage l'avis des auteurs de la feuille de Lyon, qui réunissent les terrasses des moyens et des bas niveaux de M. Riche, et les représentent comme a^{1a}.

Les désignations, terrasses des bas, moyens et hauts niveaux, de M. Riche, ont une signification exclusivement locale et n'appellent aucun parallèle avec nos Basses et Hautes terrasses et avec les Moyennes terrasses de M. Steinmann. Toutefois, nous croyons utile de spécifier expressément que la terrasse des « bas niveaux » de M. Riche ne correspond pas à nos Basses terrasses de l'époque glaciaire würmienne sur la rive gauche du Rhône ; elle se distingue de celles-ci par sa couverture de Loess et par son niveau plus élevé, et se rattache ainsi à nos alluvions des Hautes terrasses dans les Balmes viennoises. Ces dernières correspondent aux terrasses des « hauts niveaux » de M. Riche en 1886, mais non à sa terrasse des hauts niveaux de 1888 que nous plaçons dans le Pliocène.

DÉFILÉ DE VIENNE.

Les niveaux d'alluvions, que nous avons distingués aux environs de Vienne, n'ont pas été suivis sans interruption en aval le long du Rhône. La feuille de Lyon n'indique nos alluvions de Haute terrasse (a^{1a}) que jusqu'à Givors, où elles se sont abaissées à environ 40 mètres au-dessus du fleuve ; mais j'ai encore aperçu des formes évidentes de terrasses jusqu'à Vienne. Sur les hauteurs avoisinantes, la carte indique de l'Alluvion des plateaux ; à l'exemple de Villot, la carte y distingue : Alluvion des hauts plateaux (P*b*), et Alluvion des plateaux de moins de 300 mètres d'altitude (p^1). La première est spécialement représentée sur la rive droite, la seconde, sur la rive gauche du Rhône. Je n'ai pu cependant retrouver ces alluvions aux environs de Vienne, où je n'ai rencontré que des moraines altérées.

Il en est ainsi vers Saint-Benoît, au Sud-Ouest, et au Mont Arnau, au Nord-Ouest ; de même, plus loin, autour de Mont-Plaisir entre les vallées de la Gère et de la Véga. Partout ici le terrain est jonché de cailloux de quartzite, ce qui a pu faire croire que l'on se trouvait en présence d'alluvions. Mais des coupures mettent fréquemment à nu des moraines typiques, souvent, il est vrai, sous d'épaisses croûtes altérées dans lesquelles les quartzites, presque seuls, sont restés frais. Au-dessous on rencontre, des deux côtés de la Gère, des alluvions reliées aux moraines et appartenant également à l'époque rissienne. Ces alluvions s'élèvent à l'altitude de 210 mètres et à 60 mètres au-dessus du Rhône. Les fonds des vallées de la Gère et de la Véga sont occupés par des nappes d'alluvions de Basses terrasses qui sortent des moraines terminales récentes du Sud-Est de Saint-Quentin et s'abaissent, près de Pont-l'Évêque, à 190 mètres d'altitude — (40 mètres au-dessus du Rhône). — Elles se terminent là ; les deux rivières réunies s'engagent alors dans un défilé pour atteindre le Rhône à travers des roches dures dépendant du Massif central. Je n'ai pas rencontré non plus, entre la Gère et la Véga, les alluvions P*b*, dans les limites marquées par la feuille de Lyon. Ainsi, près du château de Laye, au Nord d'Estrablin, je n'ai trouvé que de la Molasse parsemée, il est vrai, à la surface, de cailloux de quartzite isolés.

Au-dessous de Vienne seulement, dans l'élargissement formé par le débouché de la vallée de la Bièvre-Valloire, se retrouvent de nouveau des masses étendues d'alluvions. Fontannes, sur la feuille de Saint-Étienne (177) de la Carte géologique détaillée, les marque en grande partie comme alluvions anciennes (a^1), dont il sépare absolument les alluvions postglaciaires (a^{1b}) du fond de la vallée de la Valloire. Nous obtenons un bon aperçu de la structure des alluvions, près de Beaurepaire, dans l'étranglement qui sépare la région de la Bièvre de celle de la Valloire. Nous distinguons là (v. profil 83) d'abord les alluvions du fond de la vallée. Elles augmentent en étendue vers l'Est et forment la large plaine d'alluvions de la Bièvre. Celle ci présente nettement le caractère d'une plaine de « Basse terrasse » et s'appuie, près de Rives, à des *moraines récentes* dans le voisinage desquelles apparaissent des cailloux striés. Nous avons donc ici devant nous des alluvions de Basses terrasses typiques qui, cependant, n'ont pas été entamées par une formation de vallée postérieure et se présentent, non pas sous forme de terrasses, mais comme une nappe intacte.

En contre-haut de ces alluvions s'élèvent, près de Beaurepaire, de chaque côté de la vallée, des terrasses de 30 à 40 mètres de hauteur, atteignant, celles de droite 300 mètres, celles de gauche 290 mètres d'altitude (*r* fig. 83). Nous pouvons les suivre toutes deux en amont jusqu'aux moraines *les plus externes* de la contrée, lesquelles traversent la vallée de la Bièvre-Valloire sous la forme d'un *vallum* élevé. Ces moraines terminales sont altérées jusqu'à une profondeur de 2 à 3 mètres, ce qui leur donne le caractère de moraines anciennes. Elles sont désignées par Ch. Lory (p. 683) sous le nom de « moraine d'Antimont » et par MM. Falsan et Chantre (II, p. 293) sous celui de « moraine de Thodure ». Cette moraine terminale est assise sur les ramifications de notre terrasse d'alluvions qui, dans son voisinage, par exemple près de Saint-Barthélemy, renferme des cailloux striés. La terrasse inférieure de Beaurepaire se relie donc à des moraines *anciennes ;* par suite, nous apercevons en elle un équivalent de notre « Haute terrasse ».

La Haute terrasse de droite de Beaurepaire est dominée par une

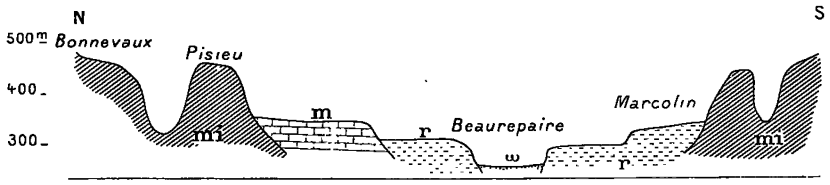

Fig 83

Profil transversal de la vallée Bièvre-Valloire, près de Beaurepaire.

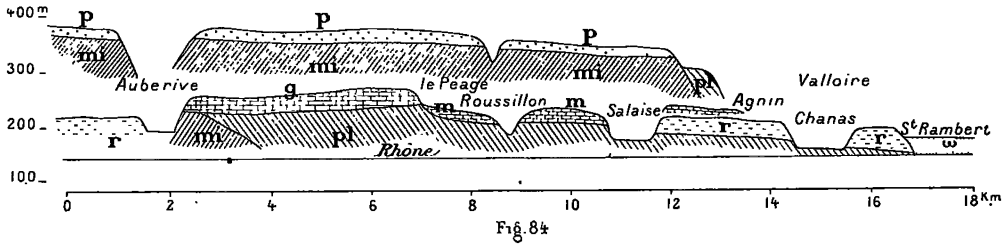

Fig 84

Profil de la vallée du Rhône en amont du débouché de la vallée de la Bièvre-Valloire ; au-dessus, profil sur la rive gauche du Rhône, à une distance de 5 kilomètres vers l'Est.

mi, Miocène ; *pl*, Pliocène inférieur marin et continental ; P, cailloutis de quartzites ; *g*, Deckenschotter ancien ; *m*, Deckenschotter récent ; *r*, alluvions de Haute terrasse ; *w*, alluvions de Basse terrasse.

terrasse plus étendue, qui, près des Olivières, s'élève de 70 mètres au-dessus de la vallée, jusqu'à l'altitude de 350 mètres (*m* fig. 83). Ses matériaux sont bien plus fortement altérés. Alors que les graviers de la Haute terrasse ne sont altérés que superficiellement et restent frais en profondeur — motif pour lequel ils sont (absolument comme l'alluvion de Riss près de Biberach) exploités dans de nombreuses gravières — nous trouvons près de La Dietta, au bord de la terrasse supérieure, des cailloux devenus complètement friables de couleur rougeâtre, pareils au *Feretto* italien. Fontannes range cette terrasse supérieure dans ses « alluvions anciennes » et, dans l'explication de la feuille de Saint-Étienne de la Carte géologique détaillée, on fait observer que les plus anciennes assises de ces alluvions sont fréquemment colorées en rouge et décalcifiées. Il ne nous paraît pas possible de réunir en un seul niveau des dépôts altérés à des degrés si divers et se trouvant à des altitudes si différentes ; aussi. pour les mêmes raisons qui nous ont amenés à distinguer, en Souabe, le *Deckenschotter* souvent fortement altéré, des alluvions des Hautes terrasses, moins décomposées, nous séparons les cailloux de la « terrasse supérieure » de Beaurepaire, de ceux de la terrasse inférieure. Or si nous assignons à cette dernière le rang de Haute terrasse, nous sommes forcément amenés à voir du *Deckenschotter* dans la terrasse supérieure. Toutefois nous ne pouvons appuyer ici cette interprétation par l'indication d'aucune liaison directe avec des moraines. La terrasse des Olivières n'offre pas de bons affleurements et se trouve, de plus, interrompue en amont du Suzon, non loin de Beaurepaire. Mais sa dernière partie, entre les Olivières et Simandre, s'élève si rapidement, avec une pente de $8°/_{00}$. que nous pouvons présumer ici l'existence d'un « cône de transition ».

LA VALLÉE DU RHÔNE, PRÈS DE SAINT-RAMBERT-D'ALBON.

Poursuivons maintenant, vers la vallée du Rhône, les alluvions distinguées près de Beaurepaire. Le champ de la Basse terrasse se continue sans interruption ; il se rompt sur le Rhône, non loin de Saint-Rambert-d'Albon, en une terrasse haute de 25 à 30 mètres, c'est bien là une véritable « Basse terrasse ». — La Haute terrasse est d'autant plus découpée par le Dolon que nous nous rapprochons du Rhône. En vue du fleuve, la partie qui se trouve au Sud du Dolon. près de Saint-Rambert, est à 180 mètres d'altitude, tandis que la partie septentrionale

s'élève, non loin de Chanas, à la cote 200, de 50 à 60 mètres au-dessus du Rhône. M. Depéret[1], du reste, a considéré comme Haute terrasse ce contrefort et comme Basse terrasse la plaine plus basse des environs de Saint-Rambert ; ce savant a reconnu clairement leurs rapports respectifs avec les moraines de Thodure et de Rive. Plus tard, M. Kilian[2] a comparé la plus haute terrasse de Beaurepaire au *Deckenschotter*.

Au Nord de la Haute terrasse de Chanas s'élève, dans la vallée du Rhône, une terrasse plus haute encore (*m* fig. 84). Elle forme, entre les villages d'Agnin et de Roussillon, une plaine de 220-230 mètres d'altitude ; au-dessous, la feuille de Saint-Étienne marque, en différents points, des lambeaux de couches miocènes et pliocènes qui s'élèvent jusque près du niveau de la Haute terrasse. La surface de ce plateau suggère une indicible impression de solitude : elle est toute couverte de gros cailloux de quartzite de près d'un pied de diamètre ; ils sont ramassés par places et disposés en tas presque aussi hauts que des maisons. Malgré cela, le sol apparaît encore extrêmement pierreux. Les affleurements font défaut. Il est manifeste que l'on se trouve ici en présence d'alluvions très altérées qui, d'après leur niveau, appartiennent à la terrasse supérieure de Beaurepaire.

Les plateaux entre Agnin et Roussillon ne sont pas les plus élevés de la vallée du Rhône. Ils sont dominés plus au Nord, entre Le Péage et Auberive, par un *quatrième plateau* (*g* fig. 84) qui s'élève à l'altitude de 265 mètres, donc à près de 130 mètres au-dessus du Rhône et à 100 mètres au-dessus de la Basse terrasse de Saint-Rambert. Sa surface est aussi extrêmement pierreuse ; quelques petits affleurements y mettent à nu des cailloux complètement décomposés. A en juger d'après la Carte de France, notre plateau s'incline vers le Nord ; il apparaît comme la partie septentrionale d'un grand cône de déjection étalé au point de jonction de la vallée de la Bièvre-Valloire et de la vallée du Rhône.

Le temps trop court dont je disposais ne me permit pas d'explorer plus en détail le plateau qui s'étend entre Le Péage et Auberive. A son extrémité sud, les argiles

---

[1] *Histoire de la formation de la vallée du Rhône*. Annales de Géographie, IV, 1895, p. 432 (447).

[2] *Sur une nouvelle terrasse fluvioglaciaire dans le Bas-Dauphiné*. Bull. Soc. géol. (4). III, 1903, p. 296.

pliocènes marines de Roussillon en forment la base. La feuille de Saint-Étienne marque plus loin, près d'Auberive, un socle de Molasse, mais laisse d'ailleurs descendre les alluvions a^1 jusqu'au fond de la vallée. J'ai vu sur le bord de la terrasse, près de Clonas, de la marne semblable à celle de Roussillon ; plus loin, entre Colombier et Le Péage, des sables obliquement stratifiés qui, vers Roussillon, s'engrènent dans les argiles locales et sont également reliés à des dépôts de cailloux roulés alpins. J'eus l'impression que le tout formait, avec les argiles marines, un complexe inséparable. Cette conception s'accorde avec l'indication de Fontannes (*Les terrains tertiaires de la région delphino-provençale du bassin du Rhône,* VII, 1881, p. 63), d'après laquelle les couches pliocènes marines sont tres souvent disposées obliquement sur les anciens rivages. Il existerait par conséquent partout un socle néogène très élevé sous le plateau de Le Péage-Auberive et nous y rencontrons déjà des cailloux roulés alpins, calcaires et cristallins. J'ai représenté ce socle probable dans la fig. 84 ; il assignerait aux alluvions superficielles qui le recouvrent un niveau plus élevé que celui des graviers m du plateau d'Agnin et de Roussillon.

Je n'ai pas non plus trouvé l'occasion d'examiner les alluvions des terrasses qui s'étendent sur la rive droite de la Varèze, au Nord d'Auberive et qui paraissent descendre jusqu'au fond de la vallée ; d'après leur niveau, elles pourraient appartenir aux Hautes terrasses. Enfin, je n'ai pu visiter les alluvions situées plus au Nord sur le plateau de Chonas, à 320 mètres d'altitude, alluvions qui, sur la feuille de Saint-Étienne, sont marquées également en a^1.

LES QUATRE TERRASSES D'ALLUVIONS.

Quatre terrasses d'alluvions, distinctement séparées l'une de l'autre, se présentent à nous dans la vallée du Rhône en amont du débouché de la vallée de la Bièvre-Valloire. Les deux inférieures, d'après leurs niveaux et leurs rapports avec les moraines anciennes et récentes, portent incontestablement tous les caractères des alluvions des Hautes et des Basses terrasses. Les deux supérieures, comme le montre la fig. 84, sont encore profondément en contre-bas des cailloutis de quartzites du Pliocène supérieur qui couronnent les hauteurs voisines et, par suite, elles doivent compter pour post-pliocènes. Je les considère comme les formations fluvio-glaciaires des plus anciennes glaciations et cela de la manière suivante : la terrasse d'Agnin-Roussillon, qui tombe au niveau de la terrasse supérieure de Beaurepaire, correspond au *Deckenschotter récent*, et la terrasse de Le Péage-Auberive au *Deckenschotter ancien.*

Notre interprétation est d'accord avec les résultats auxquels nous a conduits l'examen des environs de Lyon. Là aussi, nous distinguons des Basses et des Hautes terrasses ; celles qui sont situées en dehors de la région glaciaire, près de Villeurbanne et dans la dépression Vaise-Yzeron-Garon, s'élèvent à environ 20 mètres plus haut que les

Basses et les Hautes terrasses de Saint-Rambert. Là aussi s'intercalent, entre les Hautes terrasses et les Alluvions de quartzites pliocènes, des alluvions que nous devons assigner à des séries différentes, à savoir les « Alluvions des plateaux » des Dombes. Dans le voisinage de Lyon, elles s'élèvent exactement à 20 mètres plus haut que le plateau de Le Péage-Auberive. Est-ce une indication qu'elles appartiennent au *Deckenschotter* le plus ancien ? Mais à côté de ces analogies se trouvent aussi des différences. Alors qu'autour de Lyon les alluvions de Hautes terrasses et des plateaux sont revêtues d'une puissante couverture de *Loess*, celle-ci manque dans la dépression Bièvre-Valloire, ainsi que dans la vallée limitrophe du Rhône. Les plus anciennes alluvions ne portent ici qu'une croûte pierreuse de *Lehms* décomposés, mais ni *Loess* ni *Lehm loessoïde;* ces *Lehms* décomposés sont toutefois de couleur rougeâtre.

ALLUVIONS DE QUARTZITES DE CHAMBARAND.

Les Alluvions de quartzites des environs de Saint-Rambert sont des ramifications de la couverture générale de cailloutis qui s'étend sur les plateaux assez escarpés du Bas-Dauphiné. Ceux-ci occupent, des deux côtés de la vallée de Bièvre-Valloire, tout l'espace qui s'étend entre la vallée du Rhône et le pied des Alpes. La partie septentrionale porte la forêt de Bonnevaux et la partie méridionale celle de Chambarand, dénomination sous laquelle ces plateaux sont souvent désignés, ainsi que les alluvions qui les couvrent. Fontannes[1] a démontré que ces dernières ne succèdent pas en concordance à la couche sous jacente de Molasse lacustre du Miocène supérieur, avec *Mastodon longirostris,* mais que le dépôt de ces alluvions en est séparé par une période de forte érosion, durant laquelle ont été creusées de profondes vallées qui, jusque dans le voisinage de Lyon, plongeaient ensuite sous la surface de la mer pliocène et ont été ainsi remplies par les dépôts marins du Plaisancien. Nous avons précisément rencontré ces derniers près de Roussillon. Ces vallées ont été ensuite comblées par les marnes d'Hauterives et les sables de Lens-Lestang qui, d'après Fon-

[1] Cf. *Études stratigraphiques et paléontologiques dans le bassin du Rhône*, spécialement VI, 1880, p. 138.

tannes, correspondent aux sables de Trévoux, et, d'après MM. Delafond et Depéret (p. 83, 169), aux dépôts lacustres des Dombes. C'est ensuite seulement que survint le dépôt des Alluvions de quartzites. Celles-ci s'étendirent uniformément sur les anciennes vallées pliocènes et les espaces qui les séparaient, augmentant en épaisseur, d'après M. Douxami [1], dans la direction de la vallée du Rhône. MM. Fontannes, Delafond et Depéret, ainsi que M. Douxami, sont d'accord pour admettre l'âge pliocène supérieur de ces alluvions. Elles ont livré, à différentes reprises, des restes de *Mastodon arvernensis*, comme le rapporte déjà Charles Lory (p. 634).

Je n'ai pas eu l'occasion d'étudier des spécimens typiques de ces cailloux de quartzites. D'après les descriptions données, il s'agit de cailloux de quartzite passablement pur, sans mélange de squelettes calcaires; je ne crois donc pas que nous ayons ici simplement une alluvion altérée, comme dans les Dombes, mais je suppose que nous sommes en présence de résidus d'altération *remaniés*, analogues aux Alluvions de quartzites du plateau lyonnais. Cette hypothèse trouve un appui réel dans ce fait qu'à côté des alluvions apparaissent aussi des argiles réfractaires — les glaises de Chambarand et des plateaux viennois de Charles Lory (p. 629) — du genre de celles qui se forment par le remaniement de résidus altérés. Pour les mêmes raisons que celles qui s'appliquent aux Alluvions de quartzites du plateau lyonnais, je tiens donc les cailloux de quartzites des plateaux du Bas-Dauphiné pour une formation essentiellement différente des Alluvions des plateaux des Dombes et, comme Villot, je ne la mets pas en parallèle avec ces dernières, ainsi qu'il a été de règle jusqu'ici, mais avec les Alluvions de quartzites du plateau lyonnais qui renferment comme elle *Mastodon arvernensis*.

DISPOSITION INCLINÉE DES ALLUVIONS DE QUARTZITES.

Les alluvions du Pliocène supérieur des environs de Lyon ne s'élèvent qu'à 140 mètres au-dessus du Rhône ; par contre, celles du voisinage de Saint-Rambert se trouvent à 270 mètres au-dessus du fleuve, soit à l'altitude de 400 mètres, et elles s'élèvent si rapidement à l'Est, vers les Alpes, qu'à une distance d'à peine 50 kilomètres, elles atteignent la cote de près de 800 sur les sommets de la forêt de Chambarand. Une telle pente moyenne de 8 °/₀₀, pour un dépôt d'alluvions aussi étendu, ne peut remonter à l'origine. Elle indique un *soulèvement de la bordure des Alpes*, en face de la vallée du Rhône,

[1] *Étude sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale*, Annales de l'Université de Lyon, 1896, p. 144.

survenu à l'époque post-pliocène, comme il a été aussi admis par MM. Falsan et Chantre (II, p. 291) et par Villot. Nous estimons la hauteur de ce soulèvement à 300 à 350 mètres.

Le long du Rhône, les couches pliocènes marines s'élèvent en effet généralement plus haut à l'Est qu'à l'Ouest. Ici elles ne montent que peu au-dessus de 200 mètres (Roussillon, Tournon, vis-à-vis de Valence), tandis qu'elles sont encore marquées au-dessus de la cote de 300 mètres, sur la Carte géologique détaillée, près de Hauterives (feuille de Saint-Étienne) à 17 kilomètres du fleuve, et non loin de Chabeuil, à 15 kilomètres à l'Est de Valence (feuille de Valence). Comme des sables et marnes superficielles d'origine continentale se relient directement aux couches marines, dans les deux régions, on doit exclure l'idée que ces différences de niveau proviennent d'irrégularités dans la configuration du fond de la mer ; c'est pour ce motif que nous les ramenons à des dérangements de couches. Elles accusent une inclinaison d'environ 6-7 °/₀₀ des couches pliocènes marines. C'est bien là la valeur indiquée plus haut pour le soulèvement post-pliocène de la bordure des Alpes au débouché de la vallée de l'Isère, vis-à-vis la vallée du Rhône.

APLANISSEMENT DU PLATEAU DE CHAMBARAND.

L'inclinaison des formations pliocènes marines s'accorde avec celle des alluvions de quartzites ; la pente de ces dernières doit être évidemment plus grande, puisqu'elles ont, nécessairement, dû se déposer sur une surface inclinée. Notre opinion sur l'origine de ces cailloutis, par le remaniement de résidus altérés, concorde avec cette faible différence d'inclinaison. La force des courants a dû être relativement faible à la fin de l'époque pliocène ; ils n'entraînaient déjà plus alors, hors de la vallée de l'Isère, vers l'avant-pays, de nouvelles masses d'alluvions, mais se bornaient à remanier les masses altérées déposées déjà sur cet avant-pays ; les cailloux roulés les plus gros restèrent ainsi sur place et, par-ci par-là seulement, des argiles se déposèrent et formèrent de nouveaux gisements. C'est de cette manière que se constitua la grande surface aplanie de Chambarand, encore si bien conservée dans les plateaux qui séparent les unes des autres les vallées récentes du Bas-Dauphiné. La formation de cette surface résulta donc de circonstances qui, par leur nature, correspondent parfaitement à celles auxquelles nous ont conduits nos conclusions relatives aux régions préalpines septentrionales à l'époque préglaciaire. Dans les deux cas le début de l'époque glaciaire fut précédé par une période de repos dans l'ablation des montagnes et par une phase d'*aplanissement* de l'avant-pays. Dans la région du Danube, cet aplanissement s'est

effectué, sans aucun doute, sous l'effet exclusif de l'érosion ; dans la région du Rhône, il s'y ajouta un nivellement de matériaux remaniés. Cependant nous n'attacherons pas une importance particulière à cette différence, si nous nous rappelons que la région du Rhône était voisine d'une mer au bord de laquelle les matériaux de dénudation devaient se déposer de nouveau. Il est plus essentiel de remarquer que, dans l'avant pays septentrional, le *Deckenschotter* le plus ancien repose directement sur la surface préglaciaire aplanie, alors que dans le Bas-Dauphiné il s'est au contraire déposé en *contre-bas* des alluvions de quartzites pliocènes, état de choses qui nous rappelle le Jura suisse. M. Brückner (p. 474) a montré en effet qu'il existe dans le Jura une pénéplaine pliocène qui, le long du Rhin, est traversée et entourée par une vallée de *Deckenschotter* ancien. Nous rapprochons de cette surface pliocène l'aplanissement de Chambarand et nous tenons, par suite, nos Alluvions de quartzites pour synchroniques des alluvions du Sundgau (p. 479). Si nous cherchons dans l'avant-pays préalpin allemand un pendant à cette disposition, nous le trouvons dans la contrée mamelonnée de sédiments tertiaires qui s'élève au Nord de la région des moraines et des alluvions du glacier de l'Inn et du glacier de la Salzach (p. 122) ; là aussi, nous reconnaissons une pénéplaine (p. 481) soulevée, tout comme le Jura suisse, par rapport aux pays subalpins.

Toutes ces pénéplaines pliocènes soulevées se rangent en une zone qui, partant du bord septentrional des pays préalpins allemands, se rapproche peu à peu des Alpes et s'y adosse finalement dans le Dauphiné.

VALLÉE DE L'ISÈRE.

Élie de Beaumont[1] a trouvé réunis, dans les grandioses terrasses de la vallée de l'Isère, les effets des phénomènes qui ont créé d'une part les plaines d'alluvions rhodaniennes et provoqué d'autre part, dans les montagnes, le transport des gros blocs erratiques. Il rattachait dans leur ensemble les terrasses de cette région à son « terrain de

[1] *Recherches sur quelques-unes des révolutions, etc.*, Ann. Sc. nat., XIX, 1830, p. 80.

transport » le plus récent. Charles Lory (p. 688), le premier, a subdivisé ces dépôts en y distinguant : une première terrasse, correspondant à la plus grande extension du glacier de l'Isère, et une seconde de même structure, mais située plus bas ; c'est en contre-bas de cette dernière que l'Isère, au moment du recul de la glaciation, a entaillé dans la Molasse d'autres terrasses encore qu'elle a couvertes d'alluvions. Lory en connaissait déjà au moins trois. Il ne les a toutefois pas séparées sur les feuilles de Grenoble et de Vizille de la Carte géologique détaillée, où il a marqué d'une seule teinte, comme alluvions anciennes a^1, toutes les terrasses de la vallée de l'Isère. M. Kilian [1] a entrepris la séparation de ces divers complexes dans la région représentée par lesdites feuilles. M. Depéret [2] l'a déjà effectuée sur la feuille de Valence. Mon orientation à travers ces recherches encore en cours d'exécution a été, dans toute la région de l'Isère, essentiellement facilitée par mon ami M. W. Kilian qui, lors de mes deux visites dans les environs plus ou moins immédiats de Grenoble, en 1895 et en 1902, m'a fait visiter les points les plus caractéristiques. C'est, surtout, grâce à lui et à son collègue M. P. Lory que j'ai pu étudier, en un temps relativement court, la région morainique si étendue et si compliquée des glaciers de l'Isère et du Drac.

Une excursion, faite sous la direction de M. Kilian, dans les environs de Vinay et de Saint-Marcellin, m'a fait connaître les deux terrasses distinguées par Charles Lory. La terrasse supérieure est formée, près de Notre-Dame-de-l'Osier (430 mètres), par des alluvions qui s'élèvent assez haut, à la façon d'un cône de transition, et contiennent de gros blocs. Autant que j'ai pu le voir à la nuit tombante, elles sont assez profondément altérées à la surface et sont coupées par un vallon qui prend naissance à hauteur des moraines terminales récentes, près du château de Cumane. Je suis disposé, par suite, à les ranger parmi les Hautes terrasses. La *terrasse inférieure* s'élève à l'Ouest de Vinay, où elle est entamée par plusieurs grandes sablières, et se dirige vers Tèche ; je n'ai pu la visiter. Lory voit sa continuation près de Saint-Marcellin dans une petite terrasse en palier, au Mont Joux (328 mètres). Je ne puis me ranger à son avis à cause de son

---

[1] *Comptes rendus des Collaborateurs*. 1900, p. 91 ; 1901, p. 161.

[2] *Ibid.*, 1895, p. 115.

Fig 85

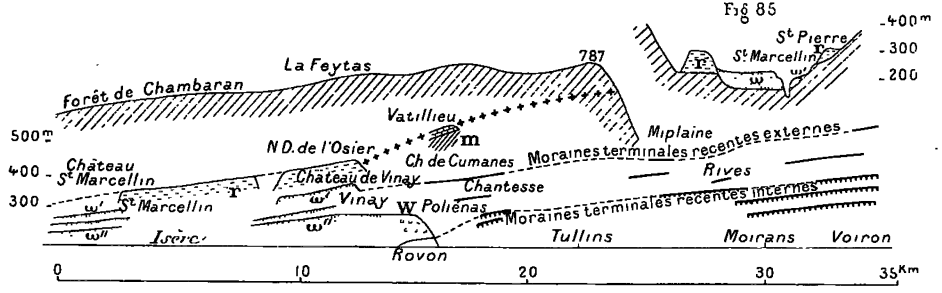

Fig 86

Fig. 85 (en haut à droite). — Profil transversal de la vallée de l'Isère, près de Saint-Marcellin.

Fig. 86 — Coupe sur la rive droite de la vallée de l'Isère, entre Voiron et Saint-Marcellin.

m. Deckenschotter (?) ; *r*, alluvions de Haute terrasse ; *w'*, Basses terrasses supérieures ; *w''* Basses terrasses inférieures ; W, moraines würmiennes.

altitude, notre terrasse étant déjà descendue à 315 mètres près de Tèche. Elle correspond, selon moi, à la grande et large terrasse sur laquelle est bâtie la ville de Saint-Marcellin (280 mètres) (v. fig. 85) ; cette dernière consiste en un cailloutis bien frais et donne absolument l'impression d'une *Basse terrasse*. Mais la terrasse, plus haute d'environ 50 mètres, sur laquelle se dresse le château de Saint-Marcellin, pourrait être la continuation de la *Haute terrasse* de Notre-Dame-de-l'Osier ; ses matériaux sont de nouveau fortement altérés à la surface. Il manque bien une couverture de *Loess ;* mais, nous savons que celui-ci fait également défaut sur la Haute terrasse de la vallée de la Bièvre-Valloire. Il est possible que les alluvions, marquées par Charles Lory (sur la feuille de Vizille) sur le flanc gauche de la vallée de l'Isère, près de Saint-Pierre-de-Chérenne, appartiennent aussi à ce niveau.

A environ 3 kilomètres de l'extrémité de la haute terrasse de Notre-Dame-de-l'Osier, au Nord-Est, se trouve, à l'altitude de 570 mètres, une *Nagelfluh* qui apparaît comme plaquée contre le flanc de la vallée de Vatilieu (v. fig. 86). Elle se distingue de la *Nagelfluh* miocène par sa nature poreuse et par sa composition mélangée d'alluvions de quartzites du voisinage. Elle rappelle certains gisements du *Deckenschotter* subalpin ; mais, par suite du peu d'importance du gisement, il est difficile de dire si l'on se trouve en présence d'un reste des plus anciennes alluvions glaciaires ou d'une formation locale de cailloux roulés à la lisière des moraines anciennes.

En contre-bas de la Basse terrasse de Tèche-Saint-Marcellin, près de Vinay, s'étend une autre nappe d'alluvions qui monte, à la façon d'un cône de déjection vers Vinay et pénètre, comme nous le verrons, jusque dans la région des moraines récentes. Je la tiens pour une « *nappe d'alluvions subordonnée* » *(Teilfeld)* et je trouve sa continuation dans l'une des terrasses inférieures qui s'étendent le long de l'Isère, non loin de Saint-Marcellin. Elle n'appartient pas à la grande nappe d'alluvions de Saint-Marcellin qui occupe d'ailleurs un niveau plus élevé qu'elle.

En aval, a l'embouchure de l'Isère et du Rhône, M. Depéret distingue, sur la feuille de Valence (187), trois terrasses, savoir : 1) celle de Valence a^{1e}, de 15 à 20 mètres au-dessus du Rhône ; 2) la terrasse de Romans a^{1d}, de 40 à 50 mètres au-dessus de l'Isère ; 3) la terrasse du séminaire de Valence a^{1c}, sur l'Isère et de 20 à 30 mètres plus élevée que celle de Romans. La terrasse du séminaire, près de Valence, s'abaisse à 140 mètres d'altitude, constituant la vaste plaine comprise dans l'angle que forment l'Isère et le Rhône, à l'Est de Valence ; elle ne se trouve

ainsi, en ce point, qu'à 35 mètres au-dessus du Rhône. M. Depéret la met en parallèle avec notre Basse terrasse de Saint-Marcellin, ce qui s'accorde avec les rapports de niveau. D'après cela, la Basse terrasse de l'Isère près de Valence atteindrait le Rhône à une hauteur au dessus de la surface de ce fleuve égale à celle de la Basse terrasse (a^{1b}) de Saint-Rambert. Les terrasses plus basses encore des environs de Valence seraient alors des *terrasses d'érosion* taillées dans la Basse terrasse.

M. Depéret tient sa terrasse (a^{1c}) du séminaire de Valence (c'est-à-dire notre Basse terrasse de Saint-Marcellin), pour plus récente que la nappe de Basse terrasse de la Bièvre (a^{1b}). Il la suit, en remontant l'Isère, jusqu'à Saint-Marcellin et Vinay, région en amont de laquelle elle serait en grande partie détruite. Mais des restes de ces cailloutis auraient permis d'établir, particulièrement près de Fures, que cette nappe se placerait en contre-bas de la nappe de Basse terrasse de la Bièvre laquelle serait, par suite, plus ancienne. Nous ne pouvons souscrire à cette argumentation : les « terrasses » de Fures ne sont pas d'origine fluviatile, mais ne sont que (comme nous le marquons sur notre profil fig. 86, d'après M. Kilian, *Comptes rendus des collaborateurs*, 1901, p. 162), des moraines qui possèdent, il est vrai, un socle d'alluvions. De ce que ces moraines sont indubitablement plus récentes que les moraines récentes les plus externes et la nappe de la Basse terrasse de la Bièvre, il n'est pas permis de conclure qu'il en soit de même de la grande nappe des Basses terrasses de l'Isère situées à 13 kilomètres plus en aval ; car il manque, entre celles-ci et les Basses terrasses de Fures, ainsi que nous nous en sommes assuré par une visite de la contrée entre Polié-nas et Vatilieu, toute trace d'une Basse terrasse démantelée. La langue du glacier de l'Isère donne donc naissance ici — exemple qui n'est pas rare ailleurs — *deux nappes* de cailloutis de Basses terrasses commençant à différentes hauteurs et se prolongeant dans différentes directions.

Dans les terrasses de sables de la petite vallée de Veaunes, qui débouche dans l'Isère près de Curson, peu avant le point où cette rivière atteint le Rhône, M. Chantre (p. 43) a trouvé, en 1883, des cailloux de quartzites brisés en plusieurs morceaux qu'après quelques hésitations il considéra comme artificiellement taillés ; il les classa dans le *Chelléen*. D'après ses figures, il ne s'agit pas d'instruments typiques. M. Chantre considère ce gisement, qui a livré un crâne entier d'*Elephas intermedius*, comme franchement préglaciaire, car la vallée de Veaunes paraît creusée dans des Alluvions anciennes appartenant au niveau de la terrasse du séminaire de Valence. Nous basant sur ce dernier fait, nous ne pouvons que conclure que ce gisement appartient au groupe des alluvions de Basses terrasses et qu'il n'est nullement préglaciaire.

RÉSUMÉ.

L'aperçu que je viens de donner des formations fluvio-glaciaires du bassin du Rhône ne s'appuie pas sur un ensemble d'observations personnelles, comparable à celles que j'ai faites dans le bassin du Danube. J'ai dû me borner à faire connaître des résultats — ou parfois seulement des impressions — réunis au cours de quelques excursions, qui ont pu il est vrai être rattachés aux précieuses indications

de la Carte géologique détaillée et qui m'ont été d'ailleurs facilitées par l'accueil amical de mes collègues français. Mainte discussion a par suite dû rester ouverte et mainte question demeurer sans solution. Cependant, je crois avoir, en tout cas, montré que la succession des différents niveaux d'alluvions de cette région cadre avec celle qui a été établie à la suite des recherches plus approfondies sur le versant septentrional des Alpes. Dans le bassin du Rhône, comme dans cette dernière contrée, apparaissent *quatre terrasses distinctes* d'alluvions et celles-ci se montrent toutes plus récentes que les couches pliocènes typiques les moins anciennes de la région.

Si ce résultat diffère de celui obtenu par les géologues français, cela tient en bonne partie à ce que, pour ces derniers, la contrée lyonnaise est considérée comme classique. Or c'est là précisément que les choses n'apparaissent pas d'une manière particulièrement claire. Nous sommes au bord du grand géosynclinal du bassin de la Saône, dont le remplissage par les couches pliocènes lacustres descend à un niveau bien inférieur à celui qu'occupent des dépôts marins du même âge dans la basse vallée du Rhône, et dans lequel l'alluvion fluviatile pliocène supérieure s'est déposée également très en contre-bas. Cette dernière constitue même souvent le substratum sur lequel se sont étendus les dépôts fluvio-glaciaires de la période glaciaire. Il est donc difficile de séparer nettement ici les uns des autres les dépôts pliocènes et quaternaires, et une distinction tout à fait satisfaisante de ces deux complexes ne sera guère possible que lorsque nous posséderons des cartes topographiques plus précises du Sud-Est de la France. Il en est autrement dans le Bas-Dauphiné ; là, le Pliocène pénètre dans le domaine du soulèvement subalpin. Il couronne des hauteurs dont les pentes montrent nettement une suite de gradins formés par les débris fluvio-glaciaires accumulés pendant l'époque glaciaire. On rencontre à la fois des différences de niveau et des différences pétrographiques qui aident à séparer les cailloutis pliocènes de ceux de l'époque glaciaire.

ALLUVIONS BIGARRÉES ET ALLUVIONS APPAUVRIES.

Les différences pétrographiques dont nous venons de parler sont de même espèce que celles qui distinguent, dans les régions préalpines septentrionales, les cailloux roulés tertiaires des alluvions fluvio-

glaciaires. Ces dernières sont *bigarrées* (polygéniques); elles contiennent un mélange de roches empruntées à une portion étendue des Alpes, quoique ne correspondant généralement pas à un bassin fluvial déterminé. Par contre, on ne trouve jamais dans le Tertiaire danubien, comme dans les cailloutis pliocènes du bassin rhodanien, que des roches déterminées provenant d'une certaine région, et particulièrement celles qui sont insolubles et d'altération difficile. Ces alluvions sont *appauvries*. Les galets quartzeux viennent en première ligne, puis les roches feldspathiques, beaucoup de serpentines, de « cornes », etc. ; le calcaire fait toujours défaut. Lorsque les alluvions fluvio-glaciaires se décomposent, les calcaires en disparaissent, les roches feldspathiques deviennent friables, les cailloux quartzeux seuls restent frais ; en cet état les cailloutis quaternaires ressemblent beaucoup aux alluvions tertiaires appauvries, et leur séparation, en l'absence d'affleurements favorables, devient souvent très difficile. Il ne nous est pas permis cependant d'identifier pour cela les alluvions bigarrées simplement altérées avec les alluvions appauvries ; il existe entre elles une grande différence : les premières renferment encore des débris d'altération de roches solubles et friables, alors que ces débris manquent dans les alluvions appauvries, quoique ces dernières renferment des restes d'ossements. Les alluvions appauvries ne sont précisément autre chose que le produit du remaniement et de l'altération de dépôts de cailloux originairement bigarrés (polygéniques).

Il ne manque pas, dans le bassin du Rhône, d'alluvions polygéniques qui aient pu donner naissance aux alluvions pliocènes appauvries de la région rhodanienne. Dans un chapitre très instructif, M. Douxami[1] montre comment toutes les divisions du Miocène rhodanien possèdent le facies caillouteux. Durant tout le Miocène, les cours d'eau alpins ont charrié hors des Alpes, dans le voisinage de la vallée de l'Isère actuelle, des « alluvions bigarrées ». Charles Lory, déjà (p. 631), avait attribué à la décomposition de ces alluvions les argiles à cailloux roulés de Chambarand. Nous ne ferons qu'un pas de plus en insistant, pour les motifs exposés plus haut, sur le remaniement des matériaux décomposés et, en même temps, en tirant les conséquences géomor-

[1] *Étude sur les terrains tertiaires du Dauphiné*, 1896, p. 134.

phologiques qu'il suggère relativement à la disposition des montagnes environnantes. Les vallées devaient, quand elles ont cessé de fournir de nouveaux cailloutis, se trouver pour le moins dans un état de maturité. Si la formation d'alluvions appauvries apparaît donc comme un signe de maturité morphologique et comme l'indice d'une ancienne surface topographique, la formation d'alluvions bigarrées peut, par contre, passer pour la conséquence d'un creusement de vallées plus récentes. La présence d'alluvions bigarrées succédant à des alluvions appauvries est donc naturelle ; elle correspond à des phases successives de l'histoire des vallées. Le dépôt ultérieur d'alluvions bigarrées est le résultat du « rajeunissement » que l'activité des glaciers a imprimé, durant l'époque glaciaire, à la topographie des reliefs montagneux.

Nous ne pouvons, comme l'a fait M. Douxami, tirer, de l'analogie des alluvions bigarrées fluvio-glaciaires récentes avec les alluvions bigarrées du Miocène, une conséquence en faveur d'une origine commune. Cet auteur se figure que les Alpes n'ont cessé d'être couvertes de glaciers depuis l'époque oligocène. Les eaux s'échappant de ces masses glaciaires devaient répandre, d'après lui, des cailloutis sur les régions environnantes. Nous ferons remarquer, à ce sujet, qu'aucun dépôt de cailloux miocènes ne nous a montré de relations certaines avec des moraines, comme c'est le cas pour les alluvions de l'époque glaciaire. Les alluvions miocènes renferment toutes des plantes de climat chaud, ou alternent avec des couches marines avec faune également chaude. Ceci ne plaide pas en faveur d'une origine fluvio-glaciaire. Par contre, leur rapport avec un rajeunissement des vallees s'explique par le développement tectonique de la chaîne qui a subi précisément à l'époque de leur formation ses plus forts soulèvements.

Ce n'est qu'incidemment que nous mentionnerons ici le fait, important pour la paléo-géographie de la région, que, dans le voisinage immédiat du passage du Rhône à travers le Jura, les couches miocènes ne contiennent pas de matériaux alpins, mais seulement des débris jurassiens. Ce n'est que dans le Pliocène inférieur des Dombes, près du point où il passe à des conglomérats liés aux tufs calcaires de Meximieux, que nous rencontrons des cailloutis bigarrés alpins, dont l'origine n'est pas encore bien établie.

II

La région des moraines du glacier rhodanien.

Le glacier rhodanien. — Flancs des Alpes. — Le réseau glaciaire de la vallée de l'Isère. — Flancs du Jura. — « Portes » de la seconde chaîne du Jura. — Vallée de Bellegarde-Nantua. — Col de Richemond et vallée du Rhône. — Col d'Aiguebelette et col de Couz. — Pente de la glace à l'Ouest de la seconde chaîne du Jura. — Limites de la glaciation. — Forme, âge et fossiles des moraines externes. — Lacs dans la vallée de la Saône. — Argiles et sables de Saint-Cosme. — Argiles grises sur la Saône. Crâne de la Truchère. — Terrasses fluviatiles, Villefranche. — Terrasses d'alluvions interglaciaires. — Découvertes paléolithiques. — Divisions de la période interglaciaire de Riss-Würm. — Répartition du *Loess* et du *Lehm*. — Faune du *Loess*. Crâne de Toussieux. — Age et origine du *Loess*. — Moraines récentes du glacier de l'Isère. — Cuvettes terminales sur l'Isère. — Moraines récentes du glacier du Rhône. — Lac de barrage probable dans la vallée de l'Ain. — Cuvettes terminales sur le Rhône. — Moraines récentes du Jura méridional. Altitude de la limite des neiges dans le Nord. — Moraines récentes dans le Vercors. — Hauteur de la limite des neiges dans le Sud.

LE GLACIER RHODANIEN.

Les éléments qui concouraient à former les masses formidables de glaces qui, à l'époque glaciaire, ont rempli l'espace compris entre les Alpes et le Jura français et se sont étaléees sous forme d'un réseau à mailles compactes sur les contreforts méridionaux de cette dernière chaîne, n'étaient pas rigoureusement distincts dans leur portion septentrionale : les glaces de la vallée du Rhône formaient, avec celles de l'Arve et de l'Isère, un ensemble unique que nous opposerons, sous la dénomination de « glacier rhodanien », au glacier helvétique. La limite entre ces deux glaciers était naturellement peu tranchée ; mais le Mont Vuache (1111 m.), qui constitue. dans l'avant-pays des Alpes, à l'Ouest de Genève, une séparation tout à fait remarquable, tant au point de vue géologique que morphologique[1], peut être

[1] Cf. H. Schardt. *Études géologiques sur l'extrêmité méridionale de la première chaîne du Jura*. Lausanne, 1891.

considéré comme ayant séparé approximativement aussi les masses glaciaires helvétiques des glaces rhodaniennes. Il a été sans doute. lui-même envahi par la glace qui, comme nous l'avons vu (p. 483), atteignait son altitude maxima au Nord-Est, dans le voisinage du Chasseron, et elle abandonnait encore, tout près de là, à la Pointe de Sorgia, sur la pente de la chaîne du Reculet, des blocs erratiques à 1200 mètres d'altitude ; mais les bords et le lit du Glacier se modifiaient vers le Sud-Ouest. Au Nord-Est, c'est la première chaîne du Jura qui arrêtait le glacier helvétique ; au Sud-Ouest, c'est la seconde chaîne qui joue vis-à-vis du glacier rhodanien le rôle d'obstacle. Tandis qu'au Nord-Est, l'espace entre les Alpes et le Jura est occupé par une vaste région de collines, il est, par contre, accidenté, au Sud-Ouest, par de nombreuses chaînes qui se dirigent du Jura vers les Alpes, et quoique ces chaînes aient été d'abord également et complètement ensevelies sous la glace, cette dernière a dû cependant être déjà divisée en branches séparées par ces saillies formant une sorte de réseau. Déjà Charles Lory a senti la nécessité de donner un nom à toutes ces branches, il parle (p. 674) d'un « glacier delphino-savoisien ». MM. Falsan et Chantre emploient néanmoins cette dénomination, sur leurs cartes, dans un sens beaucoup plus restreint et la restreignent à la partie moyenne du glacier rhodanien. Nous éviterons des obscurités en adoptant une nouvelle dénomination.

FLANCS DES ALPES.

Plus encore que le grand glacier helvétique le glacier rhodanien rappelle le glacier de l'Inn par son développement : comme ce dernier, barré par les Alpes calcaires du Tyrol, le glacier rhodanien se montre refoulé par le Jura. Mais son réseau de courants glaciaires est encore plus compliqué ; car il reçoit des Alpes, non pas seulement de simples affluents, mais un véritable réseau de glaciers tributaires. Les vallées transversales qui descendent de la crête principale alpine : — la Tarentaise servant d'écoulement à l'Isère supérieure, la Maurienne traversée par l'Arc, ainsi que la vallée du Drac — débouchent toutes dans la grande vallée longitudinale de l'Isère. Celle-ci, de son côté, correspond au tronçon terminal de la grande série de dépressions que l'on peut suivre à partir du coude formé par le Rhône, près de Martigny, par-dessus le col des Montets (1445 m.), dans

la vallée de Chamonix, et de là, par-dessus le col du Demi-Quartier (1121 m.), jusqu'à l'Arly, puis, le long de cette rivière, jusqu'à l'Isère. De même que la vallée longitudinale de l'Inn, celle de l'Isère est ouverte, sur la région subalpine, par de nombreux *passages transversaux* : la dépression de Faverges (500 m.) nous conduit dans la vallée d'Annecy; à côté, le col de Tamié (908 m.) offre un raccourci ; par le col du Frêne (956 m.) nous arrivons dans la vallée du Chéran ; la dépression (« Cluse ») de Chambéry (309 m.), relie la vallée de l'Isère à la « Combe de Savoie [1] », c'est-à-dire à la grande vallée longitudinale comprise entre les deux chaînes les plus orientales du Jura, vallée qui renferme le lac du Bourget et est utilisée, plus au Nord, par le Rhône, entre Bellegarde et Culoz. Une dernière ouverture fait sortir l'Isère de la partie inférieure de sa vallée longitudinale, le Graisivaudan, et la conduit à travers les chaînes calcaires subalpines et un chaînon jurassien contigu, jusqu'à la lisière de la région montagneuse.

LE RÉSEAU GLACIAIRE DE LA VALLÉE DE L'ISÈRE.

Toutes les ouvertures dénommées ci-dessus ont été envahies par les glaces ; celles ci s'étendaient en une masse continue, depuis la vallée du Rhône, près de Martigny, jusqu'au coude de l'Isère, près de Grenoble. Elles n'étaient pas seulement drainées suivant la direction des cours d'eau actuels, le Rhône, l'Arve et l'Isère, mais elles s'épanchaient également, dans le sens transversal, hors de la vallée longitudinale de l'Isère, vers la contrée d'Annecy, ainsi que dans la vallée du Chéran et la Combe de Savoie.

Alphonse Favre [2] a établi que le glacier de l'Arve se reliait à celui de l'Isère, et il a montré comment ce dernier, s'étendait par deux branches vers Annecy, par Faverges et par le col de Tamié. Il a estimé à 1600 mètres la limite supérieure du glacier près de Chapelle, en

---

[1] Dans la région, cette dénomination est réservée à la partie de la vallée de l'Isère qui s'étend entre Montmélian et Albertville, faisant ainsi suite au Graisivaudan. M. Penck, ici et plus loin, appelle donc improprement Combe de Savoie, la vallée limitée à l'Ouest par la chaîne de l'Épine et occupée par le lac du Bourget.

(*N. d. Tr.*).

[2] *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc.* Paris, 1867, I, p. 139, 161.

Tarentaise ; au Semnoz (sud d'Annecy), cette limite fut d'abord fixée par lui. sur les données de Guyot, à 1460 mètres, sur sa carte des glaciers de la Suisse (feuille III), puis, plus tard, à 1400 mètres. Nous considérons ce dernier chiffre comme donnant l'altitude des glaces sur la bordure des Alpes, près d'Annecy. Plus tard, Pillet[1] et M. Hollande[2] ont suivi des blocs erratiques par-dessus le col du Frêne jusque dans la vallée du Chéran. D'après une note de M. Lugeon[3], M. Hollande a signalé dans les Bauges, à l'altitude de 1275 mètres, une moraine située à gauche du débouché de la vallée du Chéran. Nous chercherons à peu près à la même altitude la limite supérieure des dépôts erratiques dans la cluse de Chambéry ; car, bien que la glace alpine n'ait pu pénétrer dans le massif des Bauges, ni par le col du Lindard (1192 m.), ni par le col de Plainpalais (1180 m.), où son entrée lui était barrée par les glaciers locaux, elle a pu cependant, par le col du Frêne (1164 m.), situé de l'autre côté de la cluse, s'introduire dans le massif de la Grande-Chartreuse et s'y répandre. Cette altitude des glaces s'accorde avec les constatations faites près de Grenoble où, d'après Charles Lory (p. 666), des blocs erratiques ont été rencontrés sur le plateau de Saint-Nizier (1171 m.), sous les escarpements du Moucherotte, et, d'après MM. Falsan et Chantre (II, p. 280), sous l'éperon de Montaud (1100 m.), dans les environs de Voreppe, c'est-à-dire au débouché de la vallée de l'Isère.

Dans le massif de la Grande-Chartreuse, au Sud de Saint-Pierre-de-Chartreuse, j'ai encore trouvé des blocs erratiques à plus de 1000 mètres d'altitude et je me suis assuré qu'ils ne peuvent y être parvenus directement de la vallée de l'Isère ; car les cols d'accès se trouvent, des deux côtés, bien au dessus de la limite des dépôts erratiques. Ces blocs ont dû venir, soit du Nord-Ouest en remontant le Guiers, soit du Nord-Est par le col du Frêne.Les blocs erratiques, que Ch. Lory (p. 667), ainsi que MM. Falsan et Chantre (II, p. 274) signalent sur le col du Cucheron, entre Saint-Pierre-d'Entremont et Saint-Pierre-de-Chartreuse, plaident en faveur de cette dernière voie de pénétration.Ils indiquent pour la glace un niveau de près de 1100 mètres au milieu du massif de la Grande-Chartreuse, niveau qui n'est explicable que si ce massif se trouvait entouré, au Nord, de masses glaciaires atteignant une plus forte altitude encore. Je crois, par suite, que la limite supérieure des blocs erratiques près

---

[1] *Étude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry.* Chambéry, 1883, p. 46 ; Mém. Acad. de Savoie, IX, 1883, p. 159.

[2] *Comptes rendus des Collaborateurs* de 1899, p 107.

[3] *Les dislocations des Bauges*, Bull Carte géol. n° 77 (XI), p. 20.

de Chambéry, fixée à 1200 mètres par MM. Falsan et Chantre, ainsi que par Pillet et M. Hollande, doit en réalité être admise comme un peu plus élevée. Si les blocs erratiques ne s'élèvent pas plus haut à cette extrémité des Bauges, cela pourrait provenir de ce fait que le glacier de l'Isère recevait de ce massif des affluents locaux qui, à l'entrée de la Combe de Savoie, abaissaient légèrement le niveau des matériaux de transport alpins. M. Hollande a énergiquement soutenu l'existence de tels glaciers locaux qui, dans la vallée supérieure de Bellevaux, auraient conservé une certaine individualité. — Les traces d'un glacier local sur le plateau des Déserts, au Sud du col de Plainpalais, ont été notées par MM. Douxami et Révil (*Note sur les terrains tertiaires du plateau des Déserts*. Bull. carte géol., 65, X, 1898).

FLANCS DU JURA.

La deuxième chaîne du Jura, qui barrait le passage au glacier rhodanien, traverse le domaine des couches miocènes de l'avant-pays alpin et se réunit aux Alpes sur le flanc nord-ouest du massif de la Grande-Chartreuse. Elle comprend deux chaînes, celle du Grand-Colombier dont la base sur son versant oriental est baignée par le Rhône, et celle du Mont-du-Chat, à l'Ouest du lac du Bourget. La chaîne du Grand-Colombier atteint l'altitude de 1555 mètres au Crêt-du-Nû et celle de 1534 mètres au Grand-Colombier ; dans l'intervalle, elle conserve encore l'altitude de 1060 mètres au col de Richemond; au Nord, elle est limitée par la vallée de la Semine, qui se dirige vers le Rhône et appartient à la dépression Bellegarde-Nantua. Cette dernière traverse tout le Jura, atteignant jusqu'à 623 mètres d'altitude. Au Sud, la chaîne du Grand-Colombier est séparée de celle du Mont-du-Chat par la profonde vallée du Rhône. Près de son extrémité septentrionale, au Mont-du-Chat, cette dernière chaîne s'élève à 1497 mètres et, non loin de son extrémité méridionale formée par la chaîne de l'Épine, elle atteint encore la cote 1426 mètres; dans la partie moyenne, au col d'Aiguebelette, son altitude descend à 843 mètres. Au Sud, la chaîne du Mont-du-Chat et de l'Épine est séparée du massif de la Grande-Chartreuse par le long col de Couz qui, avec une altitude de 612 mètres, conduit de la Combe de Savoie dans la vallée de Saint-Laurent-du-Pont.

PORTES DE LA SECONDE CHAINE DU JURA.

L'altitude à laquelle les glaces se sont accumulées contre la seconde chaîne du Jura reste encore à déterminer sur beaucoup de points.

Comme il a été dit (p. 483), Benoît a encore rencontré, au Grand-Colombier, des blocs erratiques à l'altitude de 1200 mètres. Falsan ne les a suivis que jusqu'à 1100 mètres (*Anciens glaciers*, I, 46). Enfin, M. Chantre a signalé des matériaux erratiques isolés sur le col d'Aiguebelette à la cote 1050 (*Ibid*, I, p. 121). D'autre part, la situation élevée de ces blocs dans le massif de la Grande-Chartreuse nous permet de conclure que les glaces ont franchi le long col de Couz à une hauteur considérable. MM. Falsan et Chantre n'ont certainement pas exagéré leur estimation en attribuant au glacier du Rhône une altitude moyenne de 1200 mètres à son passage de la seconde chaîne du Jura. Ils figurent le résultat de leurs recherches par un grand profil longitudinal qui part du Grand-Colombier, passe par le massif de la Grande-Chartreuse et aboutit au Moucherotte, près de Grenoble. Ce profil donne un bon aperçu des différentes « portes » ou passages utilisés par les glaces. Nous indiquons, d'après la Carte de France au 1/200.000e, les dimensions en hauteur et en largeur de ces « portes », ainsi que celles de la vallée de l'Isère, en aval de Grenoble, entre la Dent du Loup et le Rocher de Chalves.

Largeur des « portes » de glaciers dans la seconde chaîne du Jura :

ALTITUDE	SEMINE	RICHE-MOND	VALLÉE DU RHÔNE	AIGUE-BELETTE	COUZ	GRENOBLE
1200 m.	14,0 km.	6 km.	22,5 km.	9 0 km.	5,5 km.	8,0 km.
1000 m.	6,5 km	—	19,0 km.	3,0 km.	4,0 km.	6,5 km.
800 m.	1,5 km.	—	14.5 km.	—	1,5 km.	6,0 km.
600 m	0,5 km.	—	11,0 km.	—	—	5,0 km.
400 m.	—	—	4,0 km.	—	—	3,5 km.
200 m.	—	—	–	—	—	3,0 km.
Surface...	3,1 kmq.	0,6 kmq.	13,2 kmq.	1,4 kmq.	1,6 kmq.	5,3 kmq.

DÉPRESSION BELLEGARDE-NANTUA.

D'après le tableau qui précède, la vallée de la Semine appartient à la catégorie des plus grandes « portes de glaciers ». La branche puissante du glacier alpin qui y pénétra s'est avancée, en remontant la Semine, jusqu'à Belleydoux ; elle a ensuite traversé entièrement la dépression Bellegarde-Nantua et a atteint la vallée de l'Ain, une partie s'écoulant le long de l'Oignin et l'autre partie se dirigeant directement vers l'Ouest. Dans la vallée de l'Ain se trouvait un grand glacier local.

L'abbé Bourgeat, sur la feuille de Saint-Claude de la Carte géologique détaillée, a marqué, sur de nombreux points, ses moraines exclusivement composées de débris jurassiens. Ainsi que ce même savant l'a établi plus tard [1], il se mélange à ces moraines, sur l'Ain à partir de Condes, des *matériaux alpins* de plus en plus abondants, qui s'étendent également dans les vallées latérales de la rive droite de l'Ain, dans celle de la Valouse jusqu'à Chambéria et Sancia (400 m.) et dans celle du Surand jusqu'à Germagnat-sur-Surand (312 m.). Si l'on descend l'Ain, ces matériaux alpins ne paraissent pas dépasser la route de Nantua-Bourg, le long de laquelle ils ont été suivis, par MM. Falsan et Chantre, jusqu'à la Combe entre l'Ain et le Surand, près d'Hautecour (410 m.). Ces deux auteurs (II, p. 251), et récemment encore M. Delebecque [2]. ont reconnu dans un dépôt puissant, riche en blocs alpins, la moraine terminale externe du glacier de l'Ain qui, dans ses parties inférieures, était largement alimentée par le glacier alpin.

M. Brückner (p. 489) a fait connaître que la région supérieure de l'Ain avait également reçu un affluent de glaces alpines par-dessus le col de Saint-Cergues. Par contre, le glacier rhodanien n'a pas pénétré dans la vallée de la Valserine (Val de Chézery), située entre la première et la seconde chaîne du Jura ; il recevait de cette vallée un important affluent.

COL DE RICHEMOND ET VALLÉE DU RHÔNE.

L'examen de la carte de MM. Falsan et Chantre nous montre que le col de Richemond a été également envahi par la glace alpine. Cette carte ne signale, il est vrai, pas de matériaux erratiques sur le col même, mais elle en indique directement à l'Ouest, dans le Valromey, encore à l'altitude de 1100 mètres. En tout cas, la branche de glacier qui a franchi le col n'était pas considérable. Il en est tout autrement le long de la vallée du Rhône, qui constituait le grand déversoir, le plus important qu'aient eu les masses glaciaires accumulées contre le versant oriental du Jura. De toutes parts, des deux côtés du Rhône, sur tout le versant du Colombier et sur les contreforts du Mont-du-Chat jusqu'au pied de la Dent-du-Chat, existent des traces

---

[1] *Bull. Soc. géol.* (3), XXIII, 1895, p. 414 ; *ibid.*, XXVII, 1899, p. 445.

[2] *Terrains glaciaires du bassin de l'Ain*, C. R. des Collab., 1899, p. 128.

laissées par les glaces ; sur le col du Chevelu, elles apparaissent sous la forme de stries indiquant la direction de l'Ouest. Après son passage entre les deux chaînes, le glacier s'est étalé en éventail. Il s'est écoulé vers le Sud-Ouest d'une façon générale, dans la direction du Rhône, comme l'indiquent de nombreuses stries glaciaires conservées, notamment, dans la contrée de Belley ; mais, vers le Nord-Ouest, il a aussi pénétré partiellement dans le Jura. Il a couvert de matériaux alpins la partie inférieure du Valromey et il en a répandu également le long de la vallée des Hôpitaux par laquelle la ligne du chemin de fer de Genève à Lyon traverse le Jura entre Culoz et Ambérieu. Dans la contrée qui sépare les deux vallées, les dépôts erratiques se trouvent jusqu'à une grande altitude ; dans la forêt de Cormaranche, entre le Valromey et la région de l'Albarine, on les rencontre jusqu'à la cote 1050. Ils existent en abondance sur le plateau d'Hauteville et ils se poursuivent plus loin, depuis le coude de l'Albarine, près de Tenay, jusque dans la Combe du Val. Sur le versant ouest de cette dernière, ces matériaux erratiques montent encore jusqu'à 800 mètres d'altitude, tandis que sur le versant est ne se trouvent que des moraines issues de glaciers locaux telles qu'il paraît s'en être développé partout sur les hauteurs au Sud de la dépression Bellegarde-Nantua. La chaîne de l'Avocat (1017 m.), sur le côté ouest de la Combe du Val, et les hauteurs qui s'étendent de là jusqu'au mont Luisandre (800 m.), près d'Ambérieu, n'ont jamais, d'après MM. Falsan et Chantre, été franchies par le rameau du glacier alpin que nous venons de suivre. Celle-ci rencontrait dans la région de Nantua la branche dont il a été question plus haut et s'avançait avec elle dans la vallée de l'Ain. La crête, qui se dirige vers le Nord-Ouest, entre la vallée des Hôpitaux (de Belley à Ambérieu) et la partie parallèle de la vallée du Rhône, a été presque entièrement couverte de glace à son extrémité sud-est. Les débris erratiques atteignent là, au Mollard-de-Don (1219 m.), l'altitude de 1100 mètres ; au Sud, près d'Inimond (909 m.), se trouve une moraine déposée sur une roche polie par le glacier. Mais, déjà dans la partie moyenne de la crête, à la Chartreuse des Portes, les blocs erratiques ne s'élèvent plus qu'à 960 mètres ; le Crêt-du-Pont (1050 m.), comme le Mollard-de-Don, était un *Nunatak* (îlot). On ne peut conclure cependant jusqu'ici d'aucune observation que la glace ait dépassé l'altitude de 700 mètres à l'extrémité nord-ouest de la crête, non loin d'Ambérieu. Cette crête paraît avoir barré le passage

aux masses de glace qui descendaient la vallée des Hôpitaux, de sorte que celles-ci se sont déversées, par une pente rapide, sur l'éventail formé dans l'avant-pays par les glaces préalpines.

COL D'AIGUEBELETTE ET COL DE COUZ.

Les stries glaciaires que MM. Falsan et Chantre marquent près de Saint-Sulpice et de Vimines, à l'Ouest de Chambéry, et plus loin au col de la Crusille, à l'Ouest du lac d'Aiguebelette, indiquent que, près de Chambéry, la glace s'est élevée de la Combe de Savoie vers le col d'Aiguebelette avec une direction nettement Est-Ouest et que plus à l'Ouest elle s'est avancée à peu près dans la même direction jusqu'à sa rencontre avec le fleuve de glace qui suivait la vallée du Rhône. D'autres polis et stries glaciaires aux environs de Chambéry démontrent un mouvement des glaces vers le Sud-Ouest, dans la direction du col de Couz. Un déploiement en éventail des masses glaciaires s'est donc manifesté dans le voisinage de la capitale de la Savoie. La branche du col de Couz a rempli le bassin de Saint-Laurent-du-Pont de masses puissantes ; comme nous l'avons déjà vu, elles s'élevèrent dans l'intérieur du massif de la Grande-Chartreuse jusqu'à 1100 mètres ; plus loin, elles franchirent également le flanc nord-ouest du bassin, qu'elles ont parsemé de blocs erratiques jusqu'au Signal de Baracuchet (964 m.) ; elles arrivèrent ensuite en contact avec l'éventail de glace qui s'étalait au débouché de la vallée du Rhône. Au Nord de Voreppe, la branche du col de Couz se réunissait au glacier de l'Isère. Sur le point de rencontre, au Grand-Bois, gisent des blocs erratiques.

PENTE DE LA GLACE A L'OUEST DE LA SECONDE CHAINE DU JURA.

Les puissantes masses glaciaires qui s'étaient répandues dans l'angle formé par les Alpes et le faisceau convergent des chaînes du Jura, par la vallée du Rhône et par-dessus le col d'Aiguebelette, s'y sont maintenues encore longtemps à une altitude de 1000 à 1100 mètres, ainsi qu'il ressort des limites supérieures atteintes par l'Erratique au Mollard-de-Don et au Signal de Baracuchet. Ce n'est que plus loin, à l'Ouest, que ces masses glaciaires, de même que celles qui s'avançaient plus au Sud et avec lesquelles elles étaient entrées en contact, commen-

cèrent à baisser plus rapidement. En face du débouché de la vallée de l'Isère, sur la pente du plateau de Chambarand, les blocs erratiques ne s'élèvent que jusqu'à 700 mètres. A 28 kilomètres à l'Ouest du Signal de Baracuchet, au plateau de Bonnevaux, le bord extérieur du glacier se trouvait à 600 mètres seulement et, jusqu'ici, rien n'est venu démontrer que la glace, à l'extrémité nord-ouest de la crête du Mollard-de-Don, près d'Ambérieu, se soit élevée à plus de 700 mètres. Dans une zone large de 20 à 25 kilomètres, nous trouvons une différence de niveau de 400 mètres. Alors seulement commence l'épanouissement en éventail du glacier sur les plaines du Bas-Dauphiné et des Dombes, où un abaissement de la surface glaciaire de même importance se répartit sur une étendue de 30 à 40 kilomètres. La glace ne s'est donc pas précipitée en cascade par-dessus la seconde chaîne du Jura, mais elle l'a traversée avec une pente douce d'environ 7 °/₀₀ vers l'Ouest ; elle franchissait ensuite, avec une pente deux ou trois fois plus raide, le terrain accidenté que présentait l'angle de plus en plus ouvert entre les Alpes et le Jura, pour réduire finalement sa pente à 10 °/₀₀ en chiffres ronds.

LIMITES DE LA GLACIATION.

Les points extrêmes atteints par le grand glacier rhodanien se trouvent à peu près sur la périphérie d'un demi-cercle de 65 kilomètres de rayon dont le centre serait au Mollard-de-Don et dont l'arc passe au Nord, à l'Ouest et au Sud, à une altitude moyenne de 200 à 300 mètres. Cependant, le bord même du glacier ne présentait nullement la forme d'un arc de cercle continu ; il était essentiellement influencé par les hauteurs qui formaient barrages et se trouvait découpé en *lobes* séparés. Au Sud, le plateau de Chambarand a divisé en deux langues les masses glaciaires s'écoulant par la vallée de l'Isère ; l'une continuait à suivre cette vallée jusque dans les environs de Vinay, et l'autre s'étendait dans la Bièvre jusqu'aux moraines terminales d'Antimont. Entre ces deux langues, Ch. Lory a trouvé les blocs erratiques les plus élevés à l'altitude de 700 mètres seulement, non loin du Signal de Morsonnat (787 m.). Le plateau de Bonnevaux a séparé, sur une certaine étendue, la branche de la Bièvre de masses de glaces situées au Nord ; à l'extrémité est de ce plateau, les blocs erratiques ne s'élèvent pas à 600 mètres d'altitude, d'après

MM. Falsan et Chantre. Nous rencontrons pour la première fois, en venant du Sud, le bord du glacier atteignant le cours du Rhône, non loin de Vienne. Près de Givors, le front glaciaire passe sur la rive droite de ce fleuve et, s'incurvant vers l'Ouest, il se dirige vers Lyon où il se replie un peu vers l'Est. La glace s'est manifestement un peu relevée sur la pente du Mont d'Or lyonnais; l'altitude des moraines terminales, qui était descendue, près de Vienne, au-dessous de 300 mètres, remonte de nouveau au-dessus de cette cote, sur une petite étendue, près de Lyon. A partir de là, on suit le bord du glacier sur la rive gauche de la Saône, d'abord tout près de la rivière, puis s'en éloignant graduellement jusqu'au Nord de Châtillon-sur-Chalaronne; il s'infléchit ensuite à l'Est vers Bourg et se recourbe un peu en arrière vers le Sud jusqu'au point où, d'après les données de MM. Falsan et Chantre, il atteint les pentes du Jura, près de Ceyzériat. Nous avons déjà fait connaître les traces glaciaires qui existent là le long de la rivière d'Ain.

FORME, AGE ET FOSSILES DES MORAINES EXTERNES.

Les moraines externes du glacier du Rhône n'offrent nulle part les formes caractéristiques du « paysage morainique ». Dans le Sud, sur les plateaux du Bas-Dauphiné, elles sont entièrement subordonnées au relief des collines tertiaires locales ; au Nord, où elles prennent bien dans les Dombes une certaine influence sur la forme superficielle du terrain, la disposition de moraines en *vallums* apparaît bien entre Châtillon-sur-Chalaronne et Bourg, ainsi que sur une certaine étendue de la rive droite du Rhône ; mais ces moraines sont déjà partout comprises dans une région de pente uniforme. Les ramifications supérieures des vallées ont été ici transformées en étangs par la construction de digues. *Toutes les nappes d'eau des Dombes sont artificielles ;* elles sont actuellement de plus en plus transformées en champs arables. Sur le plateau lyonnais également, comme dans les Balmes viennoises, la forme en *vallum* transparaît encore dans les moraines anciennes, mais elles n'accusent nulle part avec beaucoup de netteté les traits du paysage morainique. Près de Lyon et près de Beaurepaire, les moraines externes se relient aux alluvions des Hautes terrasses ; elles appartiennent donc à l'époque *rissienne.* Il reste à déterminer, par des recherches ultérieures, si cette attribution s'applique

à toute la bordure de la glaciation la plus externe, notamment à la région des Dombes.

Sur la feuille de Bourg de la Carte géologique détaillée, M. Delafond n'a marqué, tout autour de la ceinture des moraines anciennes, que de l'Alluvion des plateaux, ce qui donne l'impression d'un « cône de transition ». On pourrait être tenté, par suite, d'attribuer les moraines externes des Dombes à une époque glaciaire plus ancienne que celle admise par M. Delafond, ou bien on pourrait aussi considérer comme alluvions des Hautes terrasses une grande partie des Alluvions des plateaux qui s'y trouvent. M. Delafond ne considère comme a^{1a} que les alluvions développées près de Châtillon-sur Chalaronne, dans lesquelles Scipion Gras avait déjà trouvé des cailloux striés (*Sur les caractères du terrain de transport connu aux environs de Lyon sous le nom de diluvium alpin ou de conglomérat bressan.* Bull. Soc. géol. (2), XVI, 1859, p. 1028).

Les fossiles sont rares dans les *moraines anciennes*. MM. Falsan et Chantre (II, p. 372) rendent compte d'une découverte de dents de chamois, près du Mas Rilliez ; ils mentionnent ailleurs (II, p. 427) (sans aucun doute aussi dans le *Loess*) la découverte par M. Chantre de dents de Renne. Près de Vancia apparaissent, dans les moraines également, des coquilles miocènes et pliocènes remaniées.

LACS DANS LA VALLÉE DE LA SAÔNE.

Lorsque, pendant l'époque *risienne*, le glacier du Rhône s'étendait jusqu'au bord du plateau lyonnais, l'écoulement des eaux du large bassin de la Saône, qui n'était pas envahi par la glace, ne pouvait se faire par le lit de cette rivière. Les eaux furent donc réduites à s'échapper par les parties de la vallée dans lesquelles les alluvions des Hautes terrasses non recouvertes de moraines, entre les vallées de la Saône, de l'Yzeron et du Garon, bordaient la région des glaciers. Le terrain dans cette région d'écoulement ne s'élève, comme nous l'avons vu (p. 650), que peu au-dessus de l'altitude de 220 mètres ; il est donc à une altitude notablement plus élevée que des portions étendues du bassin de la Saône, qui n'atteignent à cette altitude qu'auprès de Gray. Aussi longtemps que ce sillon joua le rôle de canal d'écoulement, la vallée de la Saône (en supposant que les rapports de niveau ne se soient point modifiés depuis lors) devait être occupée par un grand lac. Plus anciennement déjà, un lac analogue avait dû également se former lorsque se sont déposées les Alluvions alpines des plateaux des Dombes; car celles-ci s'étendent transversalement devant la large vallée de la Saône comme un gigantesque cône de déjection qui atteint, à son extrémité, la cote 280 mètres en chiffres ronds. Plus tard encore, lorsque le Rhône accumula

ses Basses terrasses, un barrage, sans doute peu important, a dû se former également dans le bassin de la Saône ; ces Basses terrasses ont, en effet, près de Lyon, à l'embouchure de la Saône. une altitude que l'on ne retrouve, en remontant cette rivière, que près de l'embouchure du Doubs (180 m.).

Il ne manque pas, sur la Saône, de formations lacustres pouvant remonter à ces différentes époques. Vers le cours moyen de cette rivière, notamment aux environs de Chalon-sur-Saône, s'étendent des argiles rubanées lacustres, reliées à des sables : *les argiles et sables de Saint-Cosme*. Ils forment une terrasse de 190 à 195 mètres d'altitude qui se poursuit jusqu'au défilé de la Saône, au-dessous de Neuville. Ici encore, on rencontre fréquemment, près de Villefranche, Neuville et Villevert, des dépôts lacustres qui ont été souvent assimilés aux argiles de Saint-Cosme. Enfin, au fond de la vallée de la Saône, au-dessus et tout près de son rétrécissement, l'on rencontre de nouveau des argiles auxquelles on peut attribuer une origine lacustre.

ARGILES ET SABLES DE SAINT-COSME.

Les argiles et sables de Saint-Cosme, dans leur développement typique, sont passablement éloignés du plateau des Dombes et n'entrent nulle part en contact direct avec les dépôts étudiés jusqu'ici. En 1891, M. Delafond[1] a pu montrer sur place qu'ils étaient plus récents que le Pliocène lacustre si développé autour de Chalon. Une chronologie plus rigoureuse n'est possible que par l'étude paléontologique : MM. Delafond et Depéret placent, d'après leur faune, les argiles de Saint-Cosme au niveau de Saint-Prest, à la limite du Pliocène et du Quaternaire ; par contre, M. Chantre (p. 33) les classe dans le Quaternaire typique.

Dans les sables de Saint-Cosme, MM. Delafond et Depéret mentionnent les espèces suivantes : *Equus Stenonis* Cocchi, *Elephas* sp., *Cervus megaceros* Hart, petite espèce de *Cervus*, grande espèce de *Bos*, *Canis* de la taille du chacal, *Trogontherium Cuvieri* Owen, *Pyrgidium Nodoti* Tourn. ; *Helix plebeia* Drap., *H. arbustorum* L., *Succinea putris* L., *S. oblonga* Drap., *S. Canati* Tourn. ; *Valvata inflata* Sandb. (transition à la récente *V. piscinalis*), *V. inter-*

[1] *Note sur une nouvelle subdivision dans les terrains bressans*, Bull. Carte géol., II, n° 12, 1891.

posita de Stef., *V. piscinalis* Müll., *V. contorta* Menke ; *Bithynia labiata* Neum. ; *Limnea palustris* Mull., *L. truncatula* Müll., *L. limosa* Moq. ; *Planorbis rotundatus* Poiret ; *Pl. marginatus* Drap., *P. spirorbis* ? L. ; *Corbicula* spec. Parmi les coquillages, *Pyrgidium Nodoti* est une espèce du Pliocène inférieur de la Bresse ; elle est considérée comme remaniée. Même, en faisant abstraction de cette dernière forme, la faune garde, grâce à l'apparition d'*Equus Stenonis*, un cachet pliocène. Ceci semble décisif à MM. Delafond et Depéret. Cependant, M. Chantre (p. 32) tient également les débris d'*Equus Stenonis* pour remaniés, et il attribue une importance décisive à la découverte de molaires d'*Elephas intermedius* dans les argiles de Sancé.

Les formations lacustres de Villefranche, Villeneuve et Villevert, situées dans la vallée de la Saône, à l'Ouest des Dombes, sont incontestablement plus récentes que les Alluvions de plateaux plus élevées du voisinage. D'après M. G.-F. Dollfus [1], les sables renferment, près de Villefranche, *Paludina Vivipara*, et M. Chantre (p. 33) signale, dans les argiles près de Villevert : *Elephas intermedius* et *Cervus megaceros*. Les caractères du dépôt et la faune ne permettent pas de mettre en doute l'âge quaternaire de ces formations lacustres. En raison de leur disposition et de leur rôle morphologique — elles représentent les alluvions de Hautes terrasses déposées plus en aval — on peut les considérer comme les sédiments d'un lac de barrage formé dans le bassin de la Saône à l'époque *rissienne*. Il en serait de même pour le niveau entier de Saint-Cosme, si le parallélisme, proposé par MM. Delafond et Depéret, MM. Chantre et Arcelin [2], des formations de l'Ouest des Dombes entre Villefranche et Neuville, avec les dépôts typiques de Chalon, venait à se justifier. Cette assimilation s'appuie sur la continuité de la terrasse dans laquelle se rencontrent ces dépôts ; cependant, nous verrons que dans la composition de cette terrasse entrent également des dépôts fluviatiles et, pour ce motif, le synchronisme morphologique ne s'impose pas absolument. Nous ne voudrions donc exclure entièrement l'idée que les argiles typiques de Saint-Cosme, comme il le paraît d'après leur faune, puissent appartenir à un niveau plus ancien et représenter les sédiments d'un lac de barrage formé dans le bassin de la Saône par l'accumulation d'Allu-

---

[1] *Sur un sondage à Villefranche-sur-Saône*, Bull. Soc. géol. (3), XXV, 1897, p. 444.

[2] *La vallée inférieure de la Saône à l'époque quaternaire*, Bull. de la Soc. des Sc. nat. de Saône et-Loire, 1901.

vions (alpines) des plateaux, lac que MM. Falsan et Chantre (II, p. 358) avaient déjà pressenti.

Ces derniers croyaient pouvoir démontrer la formation de ce lac de barrage, par la présence d'un delta trouvé par eux, à 275 mètres d'altitude, près de Blacé, à 7 kilomètres au Nord-Ouest de Villefranche. Cependant, à en juger par un profil schématique (II, p. 357), les alluvions de ce delta s'inclineraient vers les berges. M. Delafond croit qu'il ne s'agit là que d'alluvions locales en couches inclinées, comme elles apparaissent accidentellement dans les dépôts torrentiels (*Bull. Soc. géol.* (3), XV, 1887, p. 73). Mais les alluvions en couches obliques existent également à des niveaux moins élevés. MM. Delafond et Depéret (p. 264) mentionnent cette disposition à Saint-Bernard, au-dessus et tout près de Trévoux, où les alluvions en couches inclinées s'élèvent jusqu'à 200 mètres d'altitude. Arcelin aussi a parlé de lacs de barrage dans le bassin de la Saône (*Les formations quaternaires aux environs de Mâcon.* Matériaux pour l'histoire primitive et naturelle de l'homme (2), VIII, 1877, p. 105. *La vallée inférieure de la Saône*, p. 5 et 12); il a attiré également l'attention sur les remous imputables à l'action de la glace.

Les lacs de barrage de la vallée de la Saône, qu'ils représentent ou non une formation unique, sont tous situés à un niveau inférieur à l'emplacement le plus bas de la digue de barrage, c'est-à-dire des parties de la vallée qui ont servi d'issue aux eaux à l'Ouest de Lyon. S'élevant à l'altitude de 190-195 mètres, les argiles de Saint-Cosme se maintiennent à 30 mètres au-dessous du niveau de ce barrage ; elles descendent même, dans un puits près de Saint-Cosme, à l'altitude de 165 mètres, donc tout près du niveau de la roche qui forme le lit de la Saône au-dessus de Lyon, et, dans le puits de Villefranche étudié par M. Dollfus, ces argiles se rencontrent plus bas encore jusqu'à l'altitude de 160 mètres. *Toutes ces constatations indiquent un affaissement du bassin de la Saône, qui s'est continué même après l'époque rissienne*, et la pente, extraordinairement faible de la Saône, en amont de Trévoux (0,04 °/₀₀), rend probable la continuation de cet affaissement jusqu'aux temps actuels.

ARGILE GRISE DE LA VALLÉE DE LA SAÔNE. CRANE DE LA TRUCHÈRE.

On rencontre dans la vallée de la Saône des argiles grises, en contact avec des dépôts de tourbe, qui donnent l'impression de formations de barrages. Ce sont les *argiles lacustres* de MM. Falsan et Chantre (II, p. 450) dont la faune malacologique a été étudiée de

près par Locard [1]. Elle ne comprend que très peu (2) d'espèces éteintes, à côté de sept espèces qui ont émigré vers le Nord. Elle se compose, en général, d'habitants d'eaux claires (31 espèces) et de cinq mollusques terrestres. On compte d'assez nombreux restes d'*Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., *Equus caballus* L., *Sus scrofa* L., *Cervus elaphus* L., *Cervus tarandus* L. MM. Delafond et Depéret attribuent, avec raison, ces argiles aux Basses terrasses, et à leurs alluvions a^{1b} ; nous voyons en elles les dépôts de remblaiement qui durent se former dans la vallée de la Saône lorsque les Basses terrasses se déposaient dans celle du Rhône. Leur niveau peu élevé s'accorde avec la persistance de l'affaissement du bassin de la Saône, auquel nous venons de conclure.

On compte aussi parmi les argiles grises de la vallée de la Saône celles que la Seille entame tout près de son embouchure dans la Saône, près de La Truchère. Dans ces argiles sont enfouis de nombreux troncs d'arbres — indiqués comme étant des chênes — qui sont exploités par les habitants du voisinage. Cette couche forestière, qui ne plaide pas précisément en faveur d'un synchronisme avec les Basses terrasses, a livré des dents de Mammouth et des bois de Renne. En 1868, au moment où ils retiraient un tronc d'arbre subfossile, les ouvriers découvrirent un crâne humain dans le lit de la rivière. MM. Lortet et Chantre ont publié un compte rendu de M. Le Grand de Mercey relatif à cette découverte, ainsi que la description du crâne faite par Pruner Bey (*Études paléontologiques*, p. 65). Nous n'osons, d'après ce compte rendu, considérer ce crâne comme datant de l'époque würmienne.

Les couches reposant sur les argiles grises renferment aux environs de Mâcon, d'après Arcelin (*Les formations quaternaires aux environs de Mâcon. Matériaux pour l'histoire primitive et naturelle de l'homme* (2), VIII, 1877, p. 105), des objets gallo-romains jusqu'à un mètre de profondeur, et des objets néolithiques jusqu'à deux mètres. Si l'on pouvait admettre une sédimentation uniforme, on aurait, d'après cela, a faire remonter la formation des argiles bleues à 10.000 ans en chiffres ronds (Arcelin dit 6-7.000 ans au minimum).

TERRASSES FLUVIATILES. VILLEFRANCHE.

A côté de formations lacustres, la vallée de la Saône présente aussi des dépôts fluviatiles. D'après A. Arcelin [2], des couches irrégulièrement stratifiées de sables et de graviers reposent sur les argiles et les

---

[1] *Description de la faune malacologique des terrains quaternaires des environs de Lyon*, Annales de la Soc. d'agriculture, etc., de Lyon (5), I, 1878, p. 145

[2] *La vallée inférieure de la Saône*, p. 18.

sables de Saint-Cosme. Ces couches ont fourni des produits de l'industrie paléolithique du type des haches de Chelles ; elles sont recouvertes par un *Lehm* de couleur brune qui forme le couronnement de la terrasse à l'altitude de 190 mètres.

La terrasse de Villefranche offre une composition semblable. Elle s'élève d'environ 15 à 20 mètres au-dessus de la rivière, à l'altitude de 180-190 mètres. Plusieurs gravières creusées à l'Est de Villefranche mettent sa structure à nu : en haut, on voit une épaisseur de deux à trois mètres de *Lehm* brun à fissures verticales avec la faune conchylienne bien connue du *Loess :* au-dessous, de trois à quatre mètres de sable fin, à structure parallèle discordante, plutôt jaunâtre en haut et gris à la partie inférieure ; plus bas, des cailloux roulés. A une plus grande profondeur, ainsi que le montre le forage de Villefranche, on retrouve le sable avec *Vivipares*, que nous avons reconnu plus haut comme représentant les sédiments d'un lac de barrage du bassin de la Saône datant de l'époque rissienne. Les rapports d'ancienneté de cette terrasse sont clairs : sa formation tombe entre l'époque rissienne et le dépôt du *Loess*, lequel, ainsi que nous l'avons vu, est recouvert par les moraines de l'époque würmienne. Il s'ensuit que la terrasse de Villefranche appartient à la période interglaciaire de *Riss-Würm*. MM. Delafond et Depéret, se basant sur sa faune, la considéraient également comme interglaciaire. Depuis, notre connaissance de la faune de Villefranche s'est considérablement enrichie par M. Gaillard [1] et, en particulier, par les collections de M. Claudius Savoye [2].

Nous donnons ci-après la nomenclature de cette faune, en désignant les espèces abondantes par *a*, les formes rares par *r*, et les auteurs qui les ont publiées par les signes suivants : * Delafond et Depéret, ** Savoye.

* *Hyaena spelaea* Goldf. *rr*, * ** *Rhinoceros Mercki* Kaup. *r.*, ***Rh. tichorhinus Cuv. rr*, ** *Elephas meridionalis Nesti rr*, * *El. cf. antiquus* Falc. *rr*, ** *El. primigenius* Blum. *a*, * ** *Equus caballus* L., *aa*, * *Sus scrofa* L. *rr*, * ** *Bison priscus* Boj., * *Cervus megaceros* Hart ? *rr*, ** *Cerv. Canadensis* Briss. *a*, ** *Cerv. elaphus* L. *aa*, ** *Cerv. tarandus* L., ** *Castor fiber* L. *rr*, * *Bithynia tentaculata* L., * *Valvata obtusa* Stud. *r*, ** *Vivipara Burgundina* Tourn., ** *Vivip. sp. n. rr*. M. Chantre (p. 82) ajoute encore un Cervidé, sinon

---

[1] *Sur l'âge des graviers quaternaires de Villefranche (Rhône)*, Comptes rendus Ac. Sc. Paris, 31, I, 1898.

[2] *Le Beaujolais préhistorique*. Lyon, 1899, Bull. Soc. d'Anthropologie de Lyon, XVII (2). 1898

identique, du moins fort voisin de *Cervus Browni* Boyd Dawkins, et qu'il nomme *Cervus Depereti;* au lieu de l'*Elephas antiquus*, il cite *Eleph. intermedius* Jourd.

TERRASSES D'ALLUVIONS INTERGLACIAIRES.

La terrasse de Villefranche est remarquable, au point de vue morphologique, parce qu'elle correspond à une époque qui, sur le pourtour des Alpes, n'est pas habituellement caractérisée par des dépôts d'alluvions. Ailleurs, ce sont, en effet, les époques glaciaires qui se distinguent par les phénomènes de remblaiement des vallées, tandis qu'ici c'est la période interglaciaire. On peut attribuer cette particularité aux conditions spéciales dans lesquelles s'est formé et développé le bassin de la Saône. Les eaux du lac, endigué à l'époque rissienne, s'écoulèrent pendant la période interglaciaire qui suivit, et les alluvions fluviatiles s'avancèrent à mesure que le lac se réduisait. Cependant, d'autres causes ont pu amener aussi l'accumulation de dépôts fluviatiles durant la période interglaciaire. Autrefois, nous admettions [1] que les creusements et les modifications périodiques des vallées étaient déterminés, en première ligne, par les conditions climatériques : les époques glaciaires, en tant que périodes de climat plus rigoureux, devaient tellement charger les cours d'eau de cailloux roulés que ceux-ci devaient forcément remblayer leur thalweg. Or, notre étude des remblaiements fluvio-glaciaires nous a conduits à une conception essentiellement différente ; ils nous apparaissent maintenant comme résultant de la compensation des ruptures de pente qui se forment entre le fond de la vallée et la surface du glacier. Le remblaiement d'alluvions n'a pas eu lieu partout pendant l'époque glaciaire, mais il ne s'est effectué que dans les vallées envahies par la glace.

Les remblaiements fluvio-glaciaires apparaissent donc, après le recul des glaciers à la lisière desquels ils débutent, comme des interruptions de la pente normale de la vallée. Les cours d'eau, qui couperont ensuite ces remblaiements, occasionneront souvent à leur extrémité aval la formation de nouvelles accumulations, à la façon des torrents qui creusent leur propre cône de déjections et en dépo-

---

[1] *Ueber Periodizität der Thalbildung*, Verhdgn. Gesellsch. f. Erdk. Berlin, 1884, p. 39.

sent des nouveaux, plus petits, sur leurs bords. D'autres dépôts interglaciaires se trouvent dans les Cuvettes terminales (*Zungenbecken*), en amont des ceintures de moraines terminales. La figure 87 représente ces deux types de remblaiements interglaciaires qui, dans la formation ultérieure de la vallée, peuvent prendre la forme de « terrasses ». Il importe, par suite, de nous garder de considérer, comme nous l'avons fait autrefois, les terrasses d'alluvions, d'une façon générale, comme représentant toujours les témoins de glaciations. C'est en suivant attentivement les terrasses fluviatiles le long de nos grands fleuves que l'on pourra observer dans quelle mesure ces terrasses d'alluvions interglaciaires se montrent en dehors des régions glaciaires. Sur le Danube et sur le Rhin, nous ne les avons pas rencontrées en aval de Vienne et de Bâle. Elles peuvent être représentées par des dépôts riches en fossiles, situés plus en aval et qui, par leur faune, se montrent d'âge interglaciaire, tels par exemple les sables de Mosbach. Il est possible que la terrasse de Villefranche appartienne aussi à la catégorie de ces dépôts fluviatiles, formés par le remaniement de terrasses glaciaires, et sans doute spéciaux au bassin de la Saône; car sur le Rhône, nous rencontrons de nouveau, de Lyon jusqu'à Valence, des terrasses fluvio-glaciaires.

DÉCOUVERTES PALÉOLITHIQUES.

Comme les alluvions superficielles des sables et argiles de Saint-Cosme, les graviers de la terrasse de Villefranche ont livré des produits de l'industrie paléolithique. C'est M. Depéret qui les a découverts[1]; il en a figuré quelques-uns dans son ouvrage sur la Bresse, publié en collaboration avec M. Delafond. Il les place dans le Moustérien, donc dans un étage moins ancien que ceux de Chalon; récemment, M. Capitan[2] les a attribués au Mesvinien, groupe distingué par M. Rutot et très voisin du Chelléen de G. de Mortillet.

Les découvertes paléolithiques de Villefranche ont donné lieu à de vives discussions à la Société d'Anthropologie de Paris (13 février 1894, 17 janvier 1895

---

[1] *Sur la découverte de silex taillés dans les alluvions quaternaires à Rhinoceros Mercki de la vallée de la Saône à Villefranche*, Compte rendu Acad. Sc. Paris, 8 août 1892.

[2] *Revue de l'École d'Anthropologie*, XIII, 1903, p. 68.

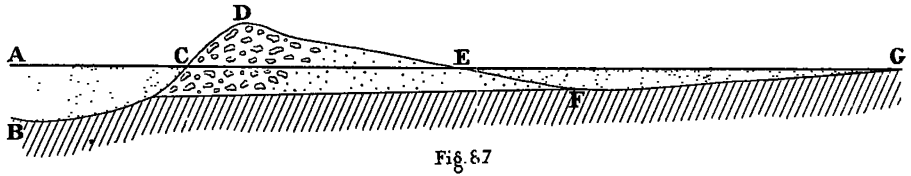

Fig. 67

Formation des terrasses d'alluvions interglaciaires.

B C D E F G, coupe transversale d'une Cuvette terminale glaciaire (Zungenbecken), avec ceinture de moraines et nappe d'alluvions ; A C E G, cours de la rivière interglaciaire ; A B C, remblaiement interglaciaire dans la Cuvette terminale; E F G, amoncellement interglaciaire en aval de la nappe d'alluvions fluvio-glaciaire; C D E, incision dans la ceinture de moraines et la nappe d'alluvions.

et 25 janvier 1896). M. Depéret avait désigné cette industrie comme moustérienne et la faune qui l'accompagne comme chelléenne. spécialement à cause de l'apparition de *Rhinoceros Mercki*. G de Mortillet a vivement combattu cette dernière opinion (*Bull. Soc. d'Anthropologie* (4), VII, 1896, p. 38, Observations sur la terrasse de Villefranche-sur-Saône, *Bull. Soc. géol.* (3), XIV, 1896, p. 7). Il déclara incertains les débris de *Rhinocéros*. M. Boule (Association des silex dits moustériens avec la faune dite chelléenne, *Bull. Soc. géol.* (3), XXIII, 1895, p. CLXXIX) croit qu'ils appartiennent au *Rhinoceros leptorhinus* pliocène et qu'ils sont remaniés. M. Chantre, aussi, croit à un remaniement et s'appuie sur l'état un peu différent de celui des autres débris mis au jour; ils seraient, comme ceux de l'*Elephas meridionalis* et *Cervus Depereti*, plus foncés et plus lourds. Mais M. Chantre fait observer aussitôt qu'il en est de même des restes provenant des alluvions superficielles. Il est donc possible que nous nous trouvions en présence d'un état de conservation particulier. Il est important de remarquer que c'est précisément de cette couche superficielle que proviennent les découvertes paléolithiques, et nous n'avons aucune raison de douter qu'elles appartiennent au niveau paléontologique de *Rhinoceros Mercki*.

M. Boule voit dans la terrasse de Villefranche une Basse terrasse. Elle a, en effet, la hauteur des Basses terrasses du Rhône; mais, ainsi que nous l'avons vu, nous avons affaire, dans la vallée de la Saône, à une disposition des terrasses tout autre que dans la vallée voisine du Rhône, et nous ne devons pas, sans restrictions, baser un parallélisme sur les rapports morphologiques des deux vallées. Comme nous l'avons déjà observé, les argiles lacustres de la vallée de la Saône correspondent aux Basses terrasses de la vallée du Rhône; mais la terrasse de Villefranche, bien que correspondant à l'altitude de ces Basses terrasses, a, de plus que ces dernières, une couverture de *Loess*. M. Depéret l'a fait ressortir (Sur l'âge de la terrasse de Villefranche, *Bull. Soc. géol.* (3), XXIII, 1895, p. CXC) et il mentionne dans le *Loess*, à côté de la faune conchylienne habituelle, des restes de Cheval et de Renne. J'ai visité ce dépôt sous la conduite de M. Depéret; la couverture de *Loess* est si frappante que d'abord je me suis cru en présence d'une Haute terrasse.

Les rapports des alluvions de Villefranche avec les sables superficiels, que nous ramenions à une formation de lac de barrage, ne sont pas encore éclaircis et l'on pourrait, par suite, douter qu'il y ait eu superposition. Mais les rapports respectifs d'ancienneté n'en seraient pas pour cela mis en question. Nous rencontrons, en aval sur la Saône, les argiles de Villevert et de Neuville a un niveau plus élevé que la terrasse de Villefranche; mais celle dernière ne supporte pas de dépôts lacustres. Elle est emboîtée dans les sédiments du lac de barrage de l'époque rissienne.

DIVISIONS DE LA PÉRIODE INTERGLACIAIRE DE RISS-WÜRM.

La faune de la terrasse de Villefranche concorde avec l'âge interglaciaire qui ressort de la disposition stratigraphique de ce dépôt. Nous y rencontrons *Rhinoceros Mercki,* comme dans le tuf calcaire interglaciaire de Flurlingen (p. 422) et dans les lignites interglaciaires de Dürnten (p. 582); la terrasse de Villefranche a

encore de commun avec ces derniers l'*Elephas antiquus*. Ces espèces déterminèrent MM. Depéret et Delafond à attribuer au dépôt un âge interglaciaire. Mais, depuis, les collections de M. Savoye ont fourni des espèces dont l'absence avait confirmé MM. Depéret et Delafond dans leur détermination, notamment *Rhinoceros tichorinus, Elephas primigenius* et *Cervus tarandus*. Ces espèces sont, en général, considérées comme glaciaires. Mais, nous les connaissons aussi dans le *Loess*, dont nous avons pu, précisément près de Lyon, fixer récemment l'âge interglaciaire. Or, ce *Loess* a de commun avec la terrasse de Villefranche neuf espèces de Mammifères, plus de la moitié de toutes celles qui y ont été observées. A l'exception d'*Elephas meridionalis*, dont les dents paraissent avoir été roulées et, par suite, sont probablement remaniées, et de *Vivipara Burgundina*, provenant du Pliocène supérieur, la terrasse de Villefranche ne montre aucune espèce qui n'apparaisse aussi dans les couches interglaciaires du pourtour des Alpes, ou qui soit incompatible avec un âge interglaciaire. Mais, il est intéressant de remarquer qu'à Villefranche nous trouvons réunies des espèces qui, ailleurs, se montrent séparées, c'est-à-dire celles des couches à flore interglaciaire de la Suisse associées à celles du *Loess*.

Ce mélange éclaire les rapports réciproques des deux groupes de dépôts interglaciaires que nous avons examinés jusqu'ici. D'une part, sur tout le versant septentrional des Alpes, le *Loess* apparaît stratigraphiquement comme dépôt interglaciaire ; il est caractérisé par une faune herbivore et par une association de mollusques de prairies, l'une et l'autre inséparables d'une riche végétation forestière. Nous trouvons les restes d'une végétation semblable dans les autres formations interglaciaires, dans le tuf calcaire de Flurlingen et les lignites de Dürnten, mais le premier de ces dépôts renferme une faune d'*Helix* très différente de celle du *Loess* éloigné de quelques kilomètres à peine. Quatre seulement, sur ses vingt espèces, se retrouvent dans le *Loess* de Bâle, exploré de près par M. Gutzwiller [1].

On ne saurait concevoir que la formation de ces dépôts à plantes fossiles se soit effectuée simultanément avec le dépôt du

---

[1] *Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel*, Verh. naturf. Ges. Basel., X, 3, 1894, p. 512 (679).

Loess. Les découvertes de *Rhinoceros Mercki*, près de Villefranche, montrent bien, du reste, que les deux groupes de dépôts interglaciaires sont d'âges différents ; car, bien qu'ils aient été rencontrés à côté des éléments de la faune du *Loess*, ces ossements appartiennent cependant aux couches qui supportent du *Loess*. *Le niveau des couches à plantes fossiles de la Suisse est plus ancien que celui du Loess*[1]. La formation du *Loess* succéda à un régime de grand développement forestier qui se manifeste, en général, comme une époque d'érosion et d'altération. Mais cette dernière époque a dû être précédée par l'aplanissement des inégalités du sol, qu'avait produites la glaciation rissienne, aplanissement dont les résultats se trouvent également dans le remblaiement d'anciennes Cuvettes terminales (*Zungenbecken*), dans les alluvions des deltas de Salzbourg, Brannenbourg, etc.; ce même *processus* se montre aussi, en partie. dans les argiles et sables de l'ancien lac de barrage du bassin de la Saône, au-dessous de Villefranche, dont la formation s'est prolongée, en tout cas, au delà du maximum de l'époque post-rissienne.

Il y a donc là une série de phénomènes différents qui se sont produits pendant la période interglaciaire de Riss-Würm. Ils nous confirment dans l'opinion qu'il s'agit d'une époque de très longue durée ; ils témoignent d'une modification dans la flore et, en même temps, d'un changement dans le climat pendant cette période interglaciaire. A un climat maritime forestier succéda un climat de steppes continental. Ces événements sont indiqués dans le tableau suivant, avec les dépôts correspondants :

---

[1] Des poches, remplies de Lehm, qui existent dans le tuf calcaire de Flurlingen et sont recouvertes de moraines, ont montré que la glaciation de Würm est séparée par un long intervalle du dépôt de tuf calcaire de Flurlingen. Dans ces poches, M. Wehrli a trouvé des ossements de bœuf et de cerf (*Uber den Kalktuff von Flurlingen*, Vierteljahrsschrift der. nat. Gesell. Zürich, 1894).

ÉVÉNEMENTS.	DÉPOTS.		FLORE ET FAUNE.	CLIMAT.
	VALLÉE DE LA SAÔNE.	VERSANT NORD DES ALPES.		
Destruction des inégalités du sol produites, par érosion et accumulation, pendant la glaciation *rissienne*.	Argiles et sables de Saint-Cosme, au-dessous de Villefranche.	Deltas interglaciaires		
Érosion et altération; remaniement des alluvions fluvio-glaciaires.	Terrasse de Villefranche.	Lignites de Dürnten; tuf de Flurlingen.	Forêt et Cerfs, *Rhinoceros, Merckı* et *Elephas antiquus*.	Maritime.
Formation du Loess.	Loess.	Loess, poches de Lehm dans le tuf de Flurlingen.	Steppes et Chevaux, *Rhinoceros tichorhinus, Elephas primigenius*.	Continental.

Brèche de Holting.

RÉPARTITION DU LOESS ET DU LEHM.

Les moraines anciennes altérées des environs de Lyon sont recouvertes d'une couche de *Loess*. A l'Est, cette couverture s'étend jusqu'aux moraines terminales récentes de Saint-Quentin-Anthon et s'enfonce sous un rameau de ces dernières, auprès de Bianne; mais, au Sud, elle n'occupe pas toute la région des moraines. Elle ne s'élève pas jusque sur les plateaux du Bas-Dauphiné et elle manque également, entre ces plateaux, sur les moraines anciennes de la Bièvre-Valloire et leurs alluvions. En aval, dans les vallées du Rhône, le *Loess* se rencontre encore fréquemment jusqu'à Vienne; la feuille de Valence de la Carte géologique détaillée en figure sur quelques points dans les environs de Valence, puis le *Loess* disparaît complètement. La limite méridionale de ses gisements les plus importants est à peu près formée par la vallée de la Véga. Plus au Sud, les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires anciens, avec leurs produits altérés rubescents, se montrent directement à la surface. La couleur du

terrain devient rouge, alors qu'autour de Lyon elle est encore brune. La limite occidentale du *Loess* passe par la pente du plateau lyonnais, à l'altitude de 300-350 mètres. Vers le Nord, elle s'étend au loin dans le bassin de la Saône ; cependant, dans cette dernière région, le *Loess* n'est pas distingué sur la Carte géologique détaillée. Le manteau de *Lehm* argileux, qui, d'après Arcelin [1], couvre les pentes du Mâconnais jusqu'à 270 mètres d'altitude, pourrait bien n'être autre chose qu'un *Loess*.

Nous trouvons, autour de Lyon, d'une part, un *Loess* typique avec une riche faune conchylienne, et de l'autre du *Lehm*. Ce dernier domine notamment dans la région des Dombes ; la description qu'a faite Benoît [2] du « *Lehm brun* » de cette région et du « terrain blanc goutteux » qui en dérive, rappelle vivement les *Lehms* bruns et gris des plateaux de *Deckenschotter* de la Souabe. Nous tenons ces *Lehms* pour du *Loess* altéré ; même dans les points où ce dernier est demeuré à l'état frais, il est toujours transformé en *Lehm* à la surface. Il s'est effectué une rubéfaction, que Fournet déjà avait reconnue comme une forme d'altération, tandis que d'autres, plus tard, ont considéré le *Lehm* rouge ainsi formé comme un dépôt spécial [3].

FAUNE DU LOESS. CRANE DE TOUSSIEUX.

La faune conchylienne du *Loess*, autour de Lyon, est extraordinairement riche. Elle a été décrite en détail par Locard [4]. Cet auteur distingue trois régions : au Mont-d'Or lyonnais, le *Loess* renferme une faune alpine typique correspondant aujourd'hui, dans les Alpes, à celle d'une altiude de 2000 à 2500 mètres. Dans la Bresse, la faune du *Loess* indique un climat un peu plus doux. Enfin, dans le Dauphiné, elle ne s'éloigne guère de la faune actuelle. La faune des

---

[1] *Les formations quaternaires aux environs de Mâcon*, Matériaux pour l'hist. prim. de l'homme (2), VII, 1877, p. 105.

[2] *Esquisse de la carte géologique et agronomique de la Bresse et de la Dombes*, Bull. Soc. géol. (2), XV, 1858, p. 339.

[3] Cf. Falsan et Chantre, II, p. 410.

[4] *Description de la faune malacologique des terrains quaternaires des environs de Lyon*, Annales de la Soc. d'agric., hist. nat. et arts utiles de Lyon (5), I, 1878, p. 145-358.

mammifères est d'ailleurs également riche. MM. Delafond et Depéret (p. 291) distinguent le *Lehm* des plateaux et des régions élevées, caractérisé par *Elephas intermedius* Jourd. (intermédiaire entre *Elephas antiquus* et *Elephas primigenius*), et le *Lehm* des pentes, avec *Elephas primigenius*. Ils citent, dans le *Lehm* des plateaux du Mont-d'Or et des environs de Sathonay : *Elephas intermedius* Jourd, *Elephas primigenius* Blum., *Ursus spelaeus* Blum., *Sus scrofa L.*, *Cervus megaceros* Hart., *Bos primigenius* Boj. Dans les régions plus basses des vallées de la Saône et du Rhône. ils signalent : *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros Jourdani* Lortet et Chantre, *Equus caballus* L., *Bos primigenius* Boj., *Bison priscus* Boj , *Cervus tarandus* L., *Arctomys primigenia* Kaup. MM. Falsan et Chantre mentionnent en outre — abstraction faite des espèces de détermination incertaine — : *Rhinoceros tichorhinus* Cuv., *Cervus elaphus* L., *Nyctea nivea* Daud., ainsi qu'un crâne humain trouvé par M. Chantre, en 1868, près de Toussieux, au Sud-Est de Lyon [1].

M. Chantre (p. 135) est revenu récemment sur cette dernière découverte. Elle a été tout isolée, sans accompagnement d'aucun fossile ni d'aucun document ethnographique ; il n'est pas certain non plus qu'elle ait été faite dans le Loess en place ou dans un Loess remanié. Nous ne pouvons, par suite, l'utiliser.

AGE ET FORMATION DU LOESS.

Le Loess, dans les environs de Lyon, appartient stratigraphiquement à la période interglaciaire de Riss-Würm ; il ne recouvre que les moraines de l'époque rissienne et n'existe pas sur celles de l'époque würmienne. Près de Bianne, on le *trouve intercalé entre les moraines de ces deux époques*. Nous ne savons pas si, en dehors de ce Loess, il en apparaît un plus ancien. MM. Delafond et Depéret distinguent, il est vrai, comme il a été dit plus haut, un « Loess des plateaux » ancien, d'un « Loess des pentes » plus récent. Mais leur Loess des plateaux typique, des environs de Sathonay, repose sur les moraines de l'époque rissienne, et leur Loess des pentes ne s'étend nulle part sur les alluvions des Basses terrasses et sur les moraines récentes ; il est donc décidément plus ancien que ces dernières. Le Loess des pla-

[1] Cf. Lortet et Chantre, *Études paléontologiques*, p. 79

teaux et le Loess des pentes sont donc compris tous deux dans les limites stratigraphiques d'ancienneté, que nous avons précisément indiquées pour le Loess rhodanien. Ceci n'exclut cependant pas, comme nous le verrons plus tard, la continuation d'une formation de Loess pendant la phase de progression de la glaciation würmienne. Si la limite bien tranchée du Loess vers l'Est est déterminée par son ancienneté relativement aux moraines récentes qui prédominent dans cette région, son interruption vers le Sud nous apprend que ce dépôt cessait de s'effectuer dans cette direction. Le Loess manque dans les régions méditerranéennes françaises et il n'accompagne pas les alluvions fluvio-glaciaires jusqu'à la mer. Autant il reste confiné dans la région du Rhône, en arrière de l'extension de ces alluvions, autant il s'étend et les dépasse en extension dans la région du Danube (p. 111). *Le Loess n'est donc, pas plus ici qu'ailleurs, un compagnon indispensable des formations glaciaires.* Nous devons ramener sa formation à un acte ou à des actes particuliers de l'histoire de l'époque glaciaire, qui n'ont rien à faire avec les glaciations. La composition pulvérulente de ses matériaux, sa faune de steppes herbeuses, sa répartition sous forme de couverture augmentant en étendue vers l'Est, donnent au Loess le caractère d'une formation de poussière formée sous un climat continental ; d'autre part, ses intercalations répétées dans les séries des dépôts glaciaires, à côté des autres dépôts interglaciaires, nous apprennent que le climat de l'époque glaciaire a dû osciller entre des régimes froids, tempérés et continentaux.

Scipion Gras a déclaré, dès 1856, que le Loess des environs de Lyon s'était formé entre deux glaciations différentes (*Sur la période quaternaire dans la vallée du Rhône et sa division en cinq époques distinctes*, Bull. Soc. géol. (2), XIV, 1856-1857, p. 207). Mais, ses observations sur ce sujet ne coïncident pas avec les nôtres. Sc. Gras sépare les blocs erratiques des moraines proprement dites et prétend que les premiers reposaient sur le Loess, tandis qu'il place les dernières, c'est-à-dire les dépôts à cailloux striés, à la base des conglomérats molassiques du plateau de Chambarand. Ces erreurs ont été relevées en détail par MM. Falsan et Chantre (I, p. 498).

MM. Delafond et Depéret (p. 292) attribuent à une partie du Loess, à leur Loess des plateaux, un âge interglaciaire. Ils se fondent, en première ligne, sur des arguments paléontologiques, c'est-à-dire sur les restes de grands herbivores. Ils placent toutefois, stratigraphiquement, l'époque de la formation de ce Loess entre la plus grande extension des glaciers et le dépôt des alluvions des vallées; ils réunissent, enfin, ces dernières aux alluvions des Basses terrasses pour les figurer ensemble comme alluvions a^{1b}. A la suite de considérations paléontologiques, notamment à cause de la découverte du Mammouth, ils considèrent, par contre, leur « Loess des pentes » comme glaciaire et le croient contem-

porain de leur deuxième extension glaciaire, celle de la moraine terminale de Saint-Quentin-Anthon. S'il en était ainsi, nous devrions nous attendre à voir le Loess des pentes s'étendre également sur les Basses terrasses, ce qui n'est pas le cas. Mais s'il fait défaut sur ces dernières, sa formation ne peut pas à plus forte raison être attribuée à l'époque glaciaire de Würm ; elle devait être terminée avant que cette dernière glaciation ne fût parvenue à son maximum. A cette restriction près, nous pouvons nous ranger à l'avis de MM. Delafond et Depéret concernant l'âge glaciaire du « Loess des pentes ». M. Chantre se tient sur le même terrain que MM. Delafond et Depéret et donne des tableaux détaillés sur les découvertes d'*Elephas intermedius* et *Elephas primigenius* dans lesquels, toutefois, il confond les découvertes du Loess avec celles des alluvions et attribue, par suite, *Elephas primigenius* des alluvions de Hautes terrasses de La Demi-Lune, à l'époque du recul des glaciers (p. 129).

Nous ne pouvons partager les vues de MM. Delafond et Depéret sur l'origine de ces limons. Le Lehm des plateaux se serait formé, d'après eux, par la décomposition des dépôts à la surface du sol, et le Loess des pentes, par l'écoulement des terres fines le long des pentes. Ils citent cependant eux-mêmes un assez grand nombre de fossiles dans le Lehm des plateaux, circonstance qui vient à l'encontre de l'idée que l'on se trouve en présence d'un dépôt formé par simple décomposition. J'ai pu aussi m'assurer par moi-même, sur la colline au Sud de Saint-Fons, qu'il existe du vrai Loess sur cette hauteur. Le ruissellement des matériaux joue un grand rôle dans toutes les régions de Loess et, près de Lyon aussi, il s'est formé de cette façon des dépôts récents au pied des pentes. Fournet (*Note sur les phenomenes du Lehm*, Bull. Soc. géol. (2), XVI, 1859, p. 1049) a déjà indiqué ce phénomène et, comme plus tard MM. Delafond et Depéret, il a expliqué qu'il pouvait se former un Lehm pur, par suite de l'écoulement des parties de terres fines d'un Lehm décomposé : il a trouvé un four romain enseveli sous le Lehm ; de même MM. Falsan et Chantre découvrirent, sous 3 mètres de Lehm, les restes d'une villa romaine (II, p. 416). Mais un semblable écoulement des parties fines d'un Lehm décomposé, et naturellement décalcifié, ne saurait jamais donner naissance à du Loess meuble, riche en calcaire ; celui-ci ne saurait se former qu'aux dépens d'un *Loess* préexistant. Le Loess des pentes implique donc déjà l'existence d'un Loess situé plus haut, dont la préexistence n'est pas davantage expliquée dans la théorie de MM. Delafond et Depéret, que dans celle de Fournet.

La séparation rigoureuse du Loess et du Lehm, d'une part, et du Lehm décomposé, d'autre part, dans les environs de Lyon, a été faite par MM. Falsan et Chantre (II, p. 410). Ils mettent le Loess en relation avec l'extension des glaciers et le font dériver de la boue glaciaire déposée dans les eaux barrées par la glace jusqu'à l'altitude de 300 mètres. Cependant plus tard, M. Chantre (p. 64) a renoncé à l'idée d'un barrage aussi grandiose et il a vu dans le Loess des boues déposées sur la périphérie du glacier et formées, pour les gisements les plus élevés, à l'époque des moraines anciennes et, pour les gisements inférieurs, à l'époque des moraines recentes. S'il n'est pas, à la vérité, absolument invraisemblable que le Lehm des Dombes provienne, par places, de l'altération d'argiles lacustres déposées dans des mares peu profondes, en avant du front glaciaire, cette origine ne peut s'appliquer d'une manière générale au Lehm et au Loess de la région ; en effet, *leur répartition* est, comme nous l'avons vu, *indépendante du phénomène glaciaire*. Mais l'hypothèse d'une formation lacustre est avant tout contredite par les coquilles terrestres contenues dans le Loess.

Alors que les moraines *anciennes* du glacier rhodanien se recourbent en un grand arc de cercle peu sinueux autour du débouché de la vallée du Rhône, et limitaient ainsi un unique éventail de glace, les moraines *récentes* trahissent la présence de plusieurs langues de glaciers séparées dès la sortie des montagnes et indiquent pour cette époque une dislocation du glacier alpin en ses parties constitutives. L'une de ces langues sortait de la vallée de l'Isère, l'autre de la cluse du Rhône et de ses « portes latérales ».

La branche du glacier de l'Isère s'est étendue en aval jusqu'aux environs de Vinay. Son importante Cuvette terminale se dessine jusque près de Rovon, et immédiatement après s'ouvre la vaste plaine d'alluvions de Vinay (v. fig. 86) ; on n'y rencontre pas le paysage des moraines frontales. Les moraines les plus externes, s'élevant à 200 mètres près de Rovon, sont des moraines de fond. Sur le flanc droit de la vallée s'étendent des moraines latérales distinctes qui, des environs de Chantesse jusqu'au château de Cumane, s'élèvent par degrés jusqu'à l'altitude de 440 mètres. Leur forme en *vallum*, bien reconnaissable, et leur faible degré d'altération les caractérisent comme moraines récentes ; elles permettent de conclure à un stationnement du glacier, qui devait s'avancer plus loin que ne l'indiquerait la moraine de fond externe, près de Rovon. La moraine terminale est remplacée dans la vallée de l'Isère, exactement comme elle l'est au lac de Gmünden (p. 209), par des alluvions de Basses terrasses, mais dont une nappe subordonnée *(Teilfeld)* seulement atteint le bord de la Cuvette terminale.

Dans la vallée de la Bièvre-Valloire également, la plaine d'alluvions de Basse terrasse de la Bièvre est rompue brusquement au bord de la Cuvette terminale du glacier de l'Isère, plus profonde de 250 mètres, sans être séparée d'elle par des moraines en *vallum*. Mais, non loin de cette interruption de la grande nappe d'alluvions on voit s'élèver, au-dessus d'elle, quelques moraines en forme de collines basses, par exemple, près de Miplaine, jusqu'à la cote 476, et on voit apparaître des terrassements, comme près de Beaucroissant, où M. Kilian a rencontré une terrasse d'environ 455 mètres d'altitude. Sous les alluvions

de cette terrasse, Charles Lory marque sur la feuille de Grenoble un socle miocène, atteignant jusqu'à environ 350 mètres, contre lequel s'appuient, vers l'Est, les *moraines* nettement disposées en terrasses et déjà mentionnées p. 657. Ces moraines pourraient appartenir à une nouvelle avancée du glacier; car, bien que déjà situées dans la Cuvette terminale du glacier de l'Isère, elles s'étendent sur des alluvions dans lesquelles, auprès de l'église de Rives, est intercalé un dépôt de tuf calcaire. Elles affleurent notamment dans les environs de Voiron. Vers l'amont, les *vallums* isolés se relient l'un après l'autre au flanc droit de la vallée, et. vers l'aval. le plus externe seul d'entre eux peut être suivi, par les traces qu'il a laissées, au delà de Tullins jusqu'à Poliénas; il s'abaisse, comme le montre la figure 86, de telle façon que, près de Rovon, il atteindrait précisément le niveau de la nappe subordonnée de Vinay qui, par suite, peut être considérée comme son équivalent fluvio-glaciaire. Par contre, les *vallums* intérieurs sont coupés, entre Moirans et Tullins, au-dessus du fond uni de la Cuvette terminale. Cette disposition donne l'impression qu'ils ont peut-être subi les érosions de l'Isère, dont les méandres luisent encore au fond de la vallée.

La ceinture intérieure des moraines terminales récentes du glacier de l'Isère, près de Voiron, est séparée d'une ligne de moraines plus externes, près de Miplaine, par le cours de la Fures ; celle-ci est surtout une rivière périphérique qui ne se dirige vers la Cuvette terminale que dans la partie inférieure de son cours. Plus au Sud, c'est la vallée de Chantesse qui sépare les deux ceintures de moraines terminales; elle a été manifestement parcourue par la Fures aussi longtemps que la Cuvette terminale était encore occupée par la glace. A cette époque, la Morges actuelle qui, passant à Voiron, amène les eaux du Nord dans la Cuvette terminale, ne pouvait pas exister non plus. Ce cours d'eau pouvait alors rejoindre la Fures, par Saint-Nicolas-de-Macherin, en contournant la branche glaciaire de Voiron. De puissants deltas, signalés par M. Kilian [1] aux environs de Saint-Étienne-de-Crossey, montrent qu'au point où cette ancienne Morges atteignait le front du glacier, elle recevait, par le défilé du Crossey, un affluent du bassin de Saint-Laurent-du-Pont; dans cette der-

[1] *Comptes rendus des Collaborateurs*, 1897, p. 143

nière région, des masses puissantes d'alluvions bordant le Guiers-Mort indiquent qu'il existait là autrefois un lac de barrage s'élevant jusqu'au-dessus de la cote 500 m. Le cours actuel du Guiers, dirigé vers le Rhône, étant alors également barré, cet affluent devait nécessairement s'écouler vers l'Isère. Cette disposition était probablement occasionnée par les masses de glace qui remplissaient la Cuvette terminale de Cordon et accumulaient leurs moraines frontales près de Morestel. Nous considérons, par suite, celles-ci comme étant de la même époque que les moraines externes de la ceinture intérieure de Voiron.

En passant auprès des puissants deltas de Saint-Laurent-du-Pont, sur le chemin de la Grande-Chartreuse, j'ai eu l'impression de moraines déposées, sur ces deltas, près de Provenches, par un glacier venu du massif de la Grande-Chartreuse ; mais je n'ai pas eu l'occasion d'examiner ces dépôts.

Le glacier venu de la vallée de l'Isère avait une pente très rapide. Les points où nous avons pu établir ses limites, près du château de Cumane et Miplaine, à l'altitude de 440, resp. 476 mètres, ne se trouvent qu'à 17 kilomètres du débouché de la vallée de l'Isère, près de Voreppe, où des traces erratiques récentes atteignent encore jusqu'à 1000 mètres ; ceci indique pour le glacier une pente de plus de 30 °/₀₀. Si cette pente n'était pas plus rapide au-dessous du château de Cumane, la glace devait s'étendre exactement jusqu'à Vinay et se tenir dans les limites assignées aux blocs erratiques par Ch. Lory, sur la feuille de Grenoble.

CUVETTE TERMINALE SUR L'ISÈRE.

La cuvette terminale de l'Isère est en relation avec un synclinal molassique qui s'étend entre les chaînes du Vercors, à l'Est, et une voûte de calcaire crétacé (entre Tullins et Rovon) à l'Ouest. Elle est dominée sur tout son pourtour par des roches plus anciennes. Ce n'est pas seulement sous la Basse terrasse de la Bièvre que l'on rencontre un seuil de Molasse, mais l'Isère aussi entame un seuil de ce genre sous ses Basses terrasses. Immédiatement après le recul de la dernière glaciation, notre bassin a dû être rempli par un lac dont le niveau d'eau a été déterminé par l'altitude qu'atteint près de Rovon (230 m.) la nappe subordonnée de la Basse terrasse. Sa profondeur et son étendue ont dû être considérables. Deux

sondages de 68 et de 75 mètres de profondeur, près de Grenoble, n'ont livré que du sable et du Lehm, et à la cote de 150 mètres la roche en place n'avait pas encore été rencontrée.

Déjà M. Delebecque avait supposé l'existence d'un lac de ce genre dans la vallée de l'Isère (*Sur l'âge du lac du Bourget.* Comptes rendus de l'Académie des Sciences. 26 novembre 1894. Comptes rendus des Collaborateurs, 1894, p. 83. *Les lacs français*, 1898, p. 308). Comme M. Lugeon (*Les dislocations des Bauges.* Bull. Serv. Carte géologique, 77, XI, 1900, p. 22), j'hésite à rapporter à ce lac les alluvions de deltas que l'on voit non loin de la gare de Cruet, en amont de Montmélian. Nous sommes en ce point à au moins 50 mètres au-dessus du niveau du *vallum* de Basse terrasse de Rovon.

Nous avons indiqué plus haut la possibilité que la partie inférieure de notre Cuvette terminale ait été d'abord remplie par le prolongement des moraines de Voiron. Leur déblaiement a pu avoir été singulièrement favorisé par la barre transversale de calcaire urgonien que l'Isère franchit à la sortie de la Cuvette terminale, et qui a dû fournir une base d'érosion pour les parties situées plus en amont.

MORAINES RÉCENTES DU GLACIER DU RHÔNE.

La branche du glacier, qui a édifié le *vallum* de moraines terminales *récentes* de Saint-Quentin-Anthon, s'est approchée à 25 kilomètres de la limite des moraines externes de Lyon et à 35 kilomètres seulement de celle du glaciaire des Dombes. La partie méridionale de la ceinture de moraines terminales qui entouraient cette langue glaciaire n'a pas encore été étudiée de près jusqu'ici. Nous admettons, en principe, qu'elle est située sur la ligne de partage des eaux séparant la Bourbre des thalwegs qui s'écoulent vers le Rhône à l'Ouest ; car, dans la région de la Bourbre, M. Douxami indique, sur la feuille de Chambéry de la Carte géologique détaillée, de nombreux matériaux morainiques, alors que les rivières dirigées vers l'Ouest ne sont accompagnées que de plaines d'alluvions. Si ces données sont exactes, la moraine terminale récente du glacier du Rhône s'élève graduellement vers le Sud-Est au-dessus de l'altitude de 570 mètres, et, à l'extrémité inférieure du lac de Paladru (profond de 36 mètres), elle s'avance à 25 kilomètres du point où débouche le Rhône de la chaîne du Jura, près de Cordon, tandis que le *vallum* de la moraine terminale de Saint-Quentin-Anthon, qui s'élève jusqu'à l'altitude d'environ 300 mètres, en est éloigné de 40 à 45 kilomètres. Il en résulte, pour la surface du glacier, une pente de 13 $^{0}/_{00}$ et une altitude de 900 mètres, près de Cordon.

Près de Lagnieu, notre ceinture de moraines terminales s'appuie directement contre le Jura ; elle se continue probablement, en s'élevant le long du versant méridional de la crête qui atteint son sommet au Mollard-de-Don. Sur la feuille de Chambéry de la Carte géologique détaillée, MM. Riche et Douxami indiquent, entre Villebois, Benonces, Lompnaz, Marchamp et Inimond, des formations morainiques étendues qui, sans doute, représentent la moraine latérale droite du glacier rhodanien de la période würmienne. Au Sud-Est, la continuation probable de notre ceinture morainique au Sud du lac de Paladru s'appuie contre les moraines récentes du glacier de l'Isère autour de Moirans. Les glaciers du Rhône et de l'Isère ont dû se rencontrer là, mais ils ne se sont pas confondus en un fleuve de glace unique.

LAC DE BARRAGE PROBABLE DANS LA VALLÉE DE L'AIN.

Les moraines récentes dépassent encore par places le *vallum* de la moraine de Saint-Quentin-Anthon. La superposition au Loess, de ces mêmes moraines récentes près de Bianne, se trouve à environ 4 kilomètres à l'Ouest de notre *vallum*, sur une colline qui le précède. A celle-ci correspond, sur la rive droite du Rhône, la colline de Béligneux (279 m.), décrite par M. Depéret[1], qui, d'après mes observations, consiste également en moraines récentes peu altérées. Cette colline est surmontée d'une formation de delta qui pourrait avoir été déposée dans un lac de barrage glaciaire. Un tel lac a dû subsister dans la vallée inférieure de l'Ain aussi longtemps que le glacier du Rhône, comme l'indiquent les moraines de Béligneux, s'étendait directement jusqu'au plateau des Dombes. Une issue s'offrait à lui au Nord et là, près de Pont-d'Ain, à une altitude moindre de 280 mètres et à presque 40 mètres au-dessus de l'Ain, commence une « vallée morte » qui, par Bourg, se dirige vers la Reyssouze. D'après la carte de MM. Delafond et Depéret, le fond de cette vallée se compose d'alluvions de Basses terrasses a^{1b}.

---

[1] *Note sur les terrains de transport alluvial et glaciaire des vallées du Rhône et de l'Ain*, Bull. Soc. géol. (3), XIV, 1886, p 122. Je place dans les Basses terrasses l'alluvion superficielle marquée sur la feuille de Lyon en a^{1a}.

Le lac de la vallée de l'Ain est une reproduction, à l'époque würmienne, du lac, beaucoup plus étendu, de la vallée de la Saône à l'époque rissienne. Il a été, en tout cas, de bien moindre durée et n'a pu exister qu'autant que le glacier atteignait les Dombes. Aussitôt après le retrait des glaces, ce lac s'est rompu et sur son fond se déposèrent les alluvions grossières de l'Ain. Elles se soudèrent à la nappe subordonnée d'alluvions des Basses terrasses du Rhône qui coupe, près de la Valbonne, les affleurements les plus externes des moraines récentes et occupe un niveau un peu inférieur à celui de la terrasse de Villeurbanne.

CUVETTES TERMINALES SUR LE RHÔNE.

L'espace circonscrit par la grande moraine terminale récente de Saint-Quentin-Anthon montre une disposition différente de celle des Cuvettes terminales habituelles. Il est vrai qu'immédiatement en arrière des moraines frontales, s'étend une région plus basse dans laquelle se rencontrent la Bourbre et le Rhône ; mais de cette basse région s'élève un relief qui domine d'environ 150 mètres le *vallum* de la moraine terminale. C'est l'île Crémieu, un morceau du Jura tabulaire qui se place devant les plis jurassiens recourbés vers le Sud-Est et s'appuie, près de Chamagnieu, contre un éperon avancé du Plateau central. Lorsqu'on escalade toutefois les hauteurs de l'île Crémieu, on a devant soi une Cuvette terminale typique. La table jurassique s'abaisse vers le point où le Rhône sort de la chaîne du Jura, près de Cordon ; dans la même direction s'abaissent les collines de Molasse des Terres Froides situées au Sud, et les deux paysages sont entrecoupés de sillons qui s'irradient autour du débouché du Rhône à la façon de « Cuvettes latérales » *(Zweigbecken)* et envoient, pour la plupart, leurs eaux dans une direction centripète. Pendant que le Rhône suit, avec une direction nord-ouest, le plus septentrional de ces sillons, la Save, dans le voisinage, coule dans une direction centripète, de l'Ouest à l'Est, vers ce fleuve. Plus loin, le bassin de Biol, parcouru par le Hien, celui de Virieu, par la Bourbre supérieure, celui de Saint-Geoire, par l'Ainan, sont également à écoulement centripète. Un seul de ces vallons possède encore un cours centrifuge : celui du lac de Paladru, qui envoie la Fures vers l'Isère. Nous croyons que M. Delebecque[1] a vu juste en attribuant cette Cuvette latérale à l'érosion glaciaire et en se demandant si le lac n'a pas été déter-

[1] *Les lacs français*. Paris, 1898, p. 339.

miné dans la vallée de la Fures par un barrage morainique.

Toutes ces Cuvettes latérales se groupent autour d'une grande Cuvette centrale *(Stammbecken)* devant le débouché du Rhône à sa sortie du Jura plissé, près de Cordon. Elle s'étend vers l'Ouest jusqu'à Morestel et, dans cette direction, elle a deux ouvertures : par l'une s'écoule le Rhône et l'autre est indiquée par un sillon dont les tronçons sont parcourus par la Save dans le sens centripète et par la Bourbre supérieure dans le sens centrifuge ; la ligne de partage des eaux se trouve ici à 25 mètres à peine au-dessus du point le plus profond de la Cuvette centrale. C'est la dépression des *Terres basses,* Entre elle, le Rhône et la Bourbre inférieure, qui s'écoule le long des moraines terminales, s'élève, en forme d'île, la table jurassique de l'île Crémieu. En y regardant de près, nous sommes donc en présence d'une grande Cuvette terminale, d'où s'élève un morceau de Jura tabulaire en forme d'île à pente inclinée vers les Alpes, alors qu'ailleurs cette Cuvette s'ouvre dans la molasse subalpine. C'est l'opposition pétrographique, entre des couches molassiques de facile érosion et des calcaires jurassiques de destruction plus difficile, qui a déterminé la division particulière de la Cuvette terminale au débouché de la vallée du Rhône. On pourrait songer aussi à faire intervenir un soulèvement récent de l'île Crémieu ; mais cette cause hypothétique échappe provisoirement à notre appréciation.

MORAINES RÉCENTES DU JURA MÉRIDIONAL. ALTITUDE DE LA LIMITE DES NEIGES AU NORD.

Si le glacier du Rhône, en quittant le Jura non loin de Cordon. s'élevait selon toute probabilité jusqu'à 900 mètres, plus en amont, au passage de la seconde chaîne du Jura, il ne devait pas avoir une hauteur beaucoup moindre que le grand glacier rhodanien à l'époque de sa plus grande extension. Comme celui-ci, il a donc pu s'étendre dans le Jura méridional ; cependant, il n'est pas encore possible actuellement de séparer avec certitude dans cette région les traces successives de ces deux glaciers. Jusqu'ici, des moraines terminales récentes n'ont été indiquées que sur un seul point ; M. Delebecque [1]

[1] *Comptes rendus des Collaborateurs,* 1895, p. 197. — *Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents,* Bull. serv. Carte géol., 90, XIII, 1902, p. 10.

les a trouvées au-dessous du lac de Nantua, près de Brion ; elles sont reliées à la plaine d'alluvions de Basses terrasses, qui s'étend depuis Saint-Germain-de-Béard jusqu'à Condamine, et dans laquelle l'Oignin, en s'y creusant un lit profond de 35 mètres, a mis à découvert des formations glaciaires. L'extrémité du glacier, dont le lac de Nantua (profond de 43 mètres) est séparé par une nappe d'alluvions, s'élevait à 480 mètres. Ici, comme dans d'autres parties du Jura, les Cuvettes terminales de la dernière époque glaciaire sont encore en partie occupées par des lacs.

Le lac voisin de Sylans, profond de 22 mètres, également situé dans la vallée Bellegarde-Nantua, est, par contre, d'après M. Delebecque (*Les lacs français*, p. 245), déterminé par un éboulement.

L'imposante glaciation du Jura indique une limite très basse pour les neiges de l'époque glaciaire ; mais la détermination précise de cette limite n'est pas possible partout où les glaces alpines ont pénétré dans l'intérieur du massif. Il en est autrement dans la région de l'Ain où, comme nous l'avons vu, quelques glaciers locaux s'étendaient encore jusqu'à la Combe de l'Ain (500 m.) à l'époque wurmienne. Ces glaciers locaux n'ont pu subsister qu'autant que toute la région supérieure de l'Ain était couverte par une masse glaciaire passablement continue prenant naissance au Mont Risoux (1379 m.) et qu'autant par conséquent qu'il existait une glaciation du plateau s'étendant jusque près de la Combe de l'Ain. Pour une altitude moyenne (pour ce plateau) d'à peine 900 mètres, nous croyons plutôt exagérer en estimant à 1000 mètres la hauteur de la limite des neiges correspondante ; nous pouvons tout au plus l'estimer à 900 mètres pour l'époque rissienne, pendant laquelle les glaces locales se sont étendues, entre Lons-le-Saulnier et Poligny, jusqu'à l'avant-pays du Jura. *Dans l'angle compris entre le glacier helvétique et le glacier rhodanien, la limite des neiges à l'époque glaciaire n'était donc pas plus élevée qu'elle ne l'était à un degré de latitude plus au Nord, sur le bord septentrional des Alpes orientales* (p. 255).

Une limite beaucoup plus basse des neiges à l'époque rissienne se révèle dans la région de l'Ain. M. Delebecque a récemment dressé une carte des formations morainiques de cette région (*Bull. Serv. Carte géol.*, XIII, n° 90) et, dans ses observations explicatives, il a déclaré que beaucoup de matériaux déposés à grande altitude, au-dessus de l'Ain et dans la vallée de la Valouse, pouvaient provenir de *glaciers locaux* qui s'appuyaient à des montagnes d'une altitude de 700 à 800 mètres et même de 600 mètres seulement. Si cette hypothèse

se justifie, la limite des neiges de l'époque rissienne devrait être estimée en ce moment à moins de 600 mètres. Dans ces conditions, il ne peut-être question de glaciers locaux, mais d'une glaciation de dimensions tout à fait gigantesques. Les arguments de M. Delebecque consistent, en substance, en ce fait, que le glacier de la vallée de l'Ain ne devait présenter une puissance suffisante sur les points dont il vient d'être question. A Saint-Maurice-d'Échazeaux on se trouve, à 18 kilomètres de l'extrémité du glacier, arrêté alors près de Hautecour; avec une pente de 15 °/₀₀ seulement, son sommet se trouverait déjà là à l'altitude de 570 mètres, donc à une hauteur considérable au-dessus des moraines observées dans la contrée. Nous croyons, par suite, qu'il est nécessaire de voir dans ces moraines des dépôts de glaciers locaux et nous les considérons, avec ceux de la vallée du Surand et à l'égal de ceux des plateaux à l'Ouest de la Combe d'Ain, comme les produits de ramifications d'une glaciation générale du Jura qui descendait jusqu'à l'altitude de 300 mètres. On doit conclure, d'après ces données, à une limite des neiges d'environ 800 mètres d'altitude pour l'époque rissienne. Les limites de cette glaciation générale, tracées sur notre carte, ont été obtenues par le rapprochement des dépôts morainiques les plus externes marqués sur la Carte géologique détaillée ; contrairement à M. Delebecque, nous y avons fait entrer ceux signalés par M. A. Girardot au Congrès des sociétés savantes à la Sorbonne en 1897. Mais nous ferons ressortir que nous n'avons pas eu l'occasion de voir personnellement les moraines de la région de l'Ain, et que nous n'avons pu nous assurer qu'elles ont été bien interprétées. Les communications de M. Girardot ne nous ont pas non plus été accessibles.

MORAINES RÉCENTES DANS LE VERCORS. ALTITUDE DE LA LIMITE DES NEIGES DANS LE SUD.

Les choses se présentent tout autrement, si nous descendons de deux degrés à peine vers le Sud, sur le flanc gauche du glacier rhodanien. Malgré son élévation considérable de 1600 mètres, le Vercors n'a envoyé aucun glacier vers l'Ouest, dans la vallée de l'Isère. Les terrasses d'alluvions, comme le montre M. Kilian [1], s'étendent en remontant le long de la Bourne, et ce n'est que très haut, sur les sommets du Vercors, dans la région des sources de la Bourne, que l'on rencontre des moraines. Sur la feuille de Grenoble de la Carte géologique détaillée, Ch. Lory en indique au Nord, près d'Autrans, à plus de 1000 mètres d'altitude, et il fait observer à l'appui, dans la Note explicative : « La formation de glaciers locaux ne paraît avoir eu lieu dans les Alpes que dans les régions qui, sur une certaine étendue, sont dominées par des cimes d'au moins 1600 mètres. »

---

[1] *Nouvelles observations géologiques dans les Alpes Delphino-Provençales*, Bull. serv. Carte géol., 75, XI, 1900, p. 13.— *Comptes rendus des Collaborateurs*, 1900, p. 87.

En effet, l'encadrement de l'ancien glacier d'Autrans s'élève à 1600 mètres, avec une hauteur de l'extrémité du glacier de plus de 1000 mètres ; on peut conclure, d'après cela, à une limite des neiges de 1400 mètres d'altitude au maximum. D'accord avec cette estimation, Ch. Lory n'indique, dans le Sud du Vercors, des moraines que dans les régions élevées, par exemple près de La Chapelle, à 860 mètres, et près de Saint-Agnan-en-Vercors, à 800 mètres d'altitude. *La limite des neiges à l'époque glaciaire s'élevait rapidement sur le bord des Alpes dans le domaine du glacier rhodanien*, et, sur le flanc sud de ce glacier, elle se tenait à une altitude de 3 à 400 mètres plus élevée que sur le flanc septentrional.

Tout cela explique pourquoi les masses glaciaires venues de la vallée de l'Isère furent si facilement poussées de côté par celles qui s'épanchaient par la vallée du Rhône, et aussi pourquoi le glacier rhodanien put pénétrer dans le massif de la Grande-Chartreuse sans en être empêché par les glaciers locaux.

(A suivre.)