



**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

AMBÉRIEU- EN-BUGEY

AMBÉRIEU-EN-BUGEY

La carte géologique à 1/50 000
AMBÉRIEU-EN-BUGEY est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : BOURG (N° 159)
à l'est : NANTUA (N° 160)

Belleville	Bourg- en-Bresse	Nantua
Villefranche	AMBÉRIEU- EN-BUGEY	St-Rambert
Lyon	Montluel	Belley

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boite postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
AMBÉRIEU-EN-BUGEY A 1/50 000**

par

Y. KERRIEN, G. MONJUVENT

avec la collaboration

de M. CORNA, J. GIREL, P. MANDIER et J. COMBIER

1988

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS CÉDEX 2 – FRANCE

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION ET PRÉSENTATION DE LA FEUILLE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>TERRAINS ANTÉLIASIQUES RECONNUS PAR SONDAGES</i>	11
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	12
Terrains secondaires	12
Terrains tertiaires de la bordure jurassienne et du domaine bressan	19
Terrains quaternaires	32
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	61
<i>APERÇU STRUCTURAL DE LA BORDURE JURASSIENNE</i>	61
<i>FORMATION DES SOLS : ALTÉRATION ET PÉDOGENÈSE</i>	64
OCCUPATION DU SOL	68
<i>VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	68
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	71
<i>IMPLANTATION HUMAINE ACTUELLE</i>	72
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	72
<i>HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU</i>	72
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	77
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	79
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	79
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	79
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	84
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	85
AUTEURS DE LA NOTICE	86

INTRODUCTION

SITUATION ET PRÉSENTATION DE LA FEUILLE

La feuille Ambérieu-en-Bugey se situe près de la terminaison sud de la dépression de la Bresse, au contact des derniers contreforts méridionaux du Jura (Bugey) et à la limite des moraines externes et internes du glacier du Rhône. Elle comporte trois domaines géographiques et géologiques principaux, bien individualisés par la morphologie :

- le plateau de la Dombes qui en constitue les trois-quarts de la surface au Nord-Ouest ;
- la plaine de l'Ain ;
- les collines du Bugey au Sud-Est.

C'est une région peu élevée (point culminant à 729 m au Bois d'Ambérieu), composée essentiellement de vastes surfaces subhorizontales monotones dans l'ensemble, mais assez disséquées et variées dans le détail.

Le plateau de la Dombes, légèrement incliné vers le Nord-Ouest, d'altitude variant de quelques dizaines de mètres autour de la cote 300, se divise lui-même en deux ensembles de superficies très inégales : le plateau de la Dombes proprement dit et les plateaux résiduels du Bois de Priay et du Mont Margueron.

Le Bois de Priay et le Mont Margueron forment deux éléments de plateaux, isolés, boisés et qui dépassent de 10 à 30 m environ la surface du plateau dombiste au-dessus de Priay et de Pont d'Ain. Ils sont constitués par une faible épaisseur d'alluvions pliocènes, résidu du vaste épandage caillouteux alpin (alluvions jaunes) qui a envahi tout le Sud de la Bresse à la fin du Tertiaire, qui ont été épargnées par l'érosion et le recouvrement glaciaire au Quaternaire.

Le plateau de la Dombes proprement dit, vaste surface tapissée de moraine, se subdivise morphologiquement en trois unités :

- à l'Ouest, le plateau de moraine de fond de Marlieux, qui succède à celui de Saint-André-le-Bouchoux (feuille Bourg), dépendant du lobe glaciaire occidental de Chaveyriat - Corgenon ;
- à l'Est de la Veyle - Toison, le plateau de moraine de fond de Crans, faisant suite, au Sud, au plateau de la Réna déposé par le lobe glaciaire oriental de Seillon (id.) ;
- entre les deux, une zone de collines morainiques alignées méridiennement selon les axes Dompierre - Chatenay et Saint-Nizier-le-Désert - Chalamont, se terminant au Nord de Meximieux, prolongement sud plus confus des moraines médianes de Longchamp - Biollet (id.). Cet alignement possède le point culminant de la Dombes, donc de la Bresse, à Chalamont (334 m).

Enfin, au Nord-Est de la feuille, s'individualise une dernière unité morpho-géologique : le seuil des Rossettes-Basses, au Nord de Druillat, origine amont du couloir fluvio-glaciaire de Certines aboutissant dans la vallée de la Reyssouse (feuille Bourg).

Le plateau dombiste est limité au Sud-Est par la côtière d'Ain, versant d'érosion fluviale d'une centaine de mètres de dénivelé, façonné dans le substratum marneux et sableux.

La vallée de l'Ain, entre Dombes et Bugey, est une vaste plaine alluviale remarquablement plane, encaissée de cent mètres, voire plus, dans le plateau de la Dombes, découpée en terrasses et dont les alluvions, essentiellement fluvio-glaciaires, proviennent de quatre sources :

- les moraines internes de Lagnieu - Rignieu au Sud ;
- l'Albarine au Sud-Est, à l'origine des plus puissants alluvionnements comme en témoignent les terrasses à forte pente, véritables cônes de transition, de Château-Gaillard et Saint-Maurice-de-Remens ;
- l'Ain au Nord-Est, alimenté par la calotte glaciaire jurassienne ;
- le Suran au Nord, issu du domaine jurassien non englacé (Revermont).

Le Bugey, enfin, constitue les reliefs limités au Sud-Est ; c'est une zone de collines vigoureuses et complexes comprenant les unités morphologiques et géologiques suivantes :

● la bordure externe de la chaîne du Jura où se distinguent du Nord au Sud :

la petite butte de Turgon, extrême terminaison sud de l'anticlinal du Revermont ;

- le massif de Pampier - Pont d'Ain, isolé par la confluence de l'Ain et du Suran, qui prolonge la structure du synclinal dissymétrique du Suran ;

- le rebord occidental du massif de Chenavel ;

- les lanières complexes de l'arc d'Ambérieu profondément entaillées par la trouée de l'Albarine. La complication de surface a été confirmée en profondeur par les sondages de recherche de gaz de Vaux-en-Bugey qui ont montré des répétitions de série, des écaillages et le chevauchement général sur le Tertiaire bressan ;

● une enveloppe marneuse miocène qui constitue le versant adouci d'Ambronay ;

● la couverture quaternaire, elle-même complexe, se divisant en :

- l'éperon fluvio-glaciaire de Saint-Denis-en-Bugey, dominant d'une centaine de mètres la plaine de l'Ain au débouché de l'Albarine ;

- les collines morainiques de Leyment ;

- l'amphithéâtre morainique de Lagnieu-Rignieu-le-Désert, prolongement nord de l'amphithéâtre des moraines internes de l'Est lyonnais (Grenay - Anthon - St-Maurice-de-Gourdans).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Avec la feuille Ambérieu-en-Bugey s'achèvent les levés géologiques à 1/50 000 de la Bresse, l'avant-dernière coupure ayant été Bourg-en-Bresse, 9 ans après la mise en place du groupe de travail Bresse (1974).

Le point de départ était naturellement les cartes existantes à 1/80 000 Bourg et Nantua, bien peu satisfaisantes en ce qui concerne le domaine bressan, mais surtout les résultats de la cartographie de la feuille à 1/50 000 Bourg-en-Bresse, qui fournissait le cadre stratigraphique et morphologique des moraines externes dombistes. Une grande partie de la feuille étant constituée par le plateau de la Dombes, où presque aucune observation n'est possible, il a été largement fait appel à la photo-

interprétation pour le dessin du relief glaciaire, et aux sondages archivés à la Banque du sous-sol du BRGM pour la stratigraphie et la structure profonde. Ces données, très insuffisantes notamment à proximité de la côte d'Ain, ont été complétées par une campagne de *45 sondages de reconnaissance*, au printemps 1982, au moyen du matériel du BRGM, essentiellement sur le plateau mais aussi dans la plaine alluviale de l'Ain, avec échantillonnage systématique. On a pu préciser ainsi le contact moraine sur substratum miocène le long de la côte, la lithologie de ce substratum, éclaircir un peu le complexe secteur Meximieux - Pérouges (en particulier confirmer la nature tuffeuse de la butte de Pérouges), vérifier le ravinement profond du substratum miocène par des cailloutis (alluvions jaunes probablement) dans le secteur de Saint-Eloi, découvrir des formations probablement glacio-lacustres (argiles à galets) dans la vallée du Longevent et sous la plaine alluviale de l'Ain. Malheureusement le mode de forage (tarière) ne nous a pas permis de reconnaître le substratum des alluvions jaunes et de la moraine autour du Bois de Priay et du Mont Margueron, l'appareil étant bloqué dès la surface par des galets de grandes dimensions. Pour y remédier, et reconnaître les paléosols des secteurs de Pérouges et des Rossettes, on a procédé au creusement de *19 tranchées de reconnaissance* à la pelle mécanique, jusqu'à une profondeur voisine de 4 m, en 1982 et 1983. Elles nous ont permis de préciser la stratigraphie du Néogène du Bois de Priay et du Mont Margueron sur leurs bordures sud, et de différencier les formations du Riss ancien, du Riss récent et du Würm par les caractéristiques de leurs sols d'altération.

Pour ce qui concerne le Néogène de la côte d'Ain, nous avons bénéficié des recherches antérieures de nos collègues lyonnais, publiées dans les actes du V^e Congrès du Néogène méditerranéen (1971, 1974) et de la thèse de palynologie d'H. Méon-Villain (1970). Le Miocène de la bordure jurassienne avait révélé quelques affleurements fossilifères. Pour compléter et relier ces connaissances éparses, *8 sondages* ont été réalisés et largement échantillonnés depuis la colline qui domine Ambronay jusqu'à Vareilles. Quatre de ces sondages se sont montrés d'une grande richesse en restes d'organismes (coquilles, micro-mammifères); leur étude, non encore achevée, est complétée par un diagramme pollinique.

La bordure jurassienne a été l'objet de levers spécifiques de détail et sa connaissance va de plus bénéficier de l'apport de deux thèses de 3^{ème} cycle à l'Université de Lyon, l'une de M. Corna, consacrée au Lias, qui a été soutenue en mai 1985 et l'autre, de D. Juventin, sur la stratigraphie et la tectonique de ce secteur, qui devrait voir son achèvement au cours de l'année 1985.

Concernant le Quaternaire, des résultats de la thèse récente de P. Mandier sur la vallée du Rhône ont été utilisés pour le complexe des moraines internes de Lagnieu - Leyment.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Après l'épisode lagunaire et évaporitique ayant marqué le Keuper, l'histoire de la région à l'époque secondaire, et jusqu'au Crétacé, est celle

d'un domaine épicontinental recouvert d'une mer peu profonde où les dépôts mettent en évidence des oscillations et des irrégularités du fond marin, des périodes de forte agitation par les courants succédant à des séquences plus calmes, des arrêts et des reprises de subsidence, de brèves phases proches de l'émergence. Au cours du Crétacé, l'exondation du Jura externe devient définitive et la dépression bressanne, amorcée dès ce moment, s'affirme à partir de l'Oligocène (Stampien probablement) par une fracturation méridienne suivie d'une subsidence (rift).

Alors que le Jura, isolé à la manière d'un horst au milieu de la dépression périalpine, est le domaine de l'érosion (décalcification en surface, karstification en profondeur), le fossé d'effondrement bressan devient un milieu lacustre qui se remplit progressivement de sédiments terrigènes (argiles, conglomérats issus des bordures jurassiennes) et évaporitiques. Cette situation dure jusqu'à l'Aquitainien, puis on ne connaît plus de dépôts jusqu'à l'invasion du golfe marin au Tortonien. Il semble donc qu'une lacune existe pendant tout le Miocène inférieur et moyen (Burdigalien - Helvétien), le bras de mer périalpin ne franchissant pas le Jura vers l'Ouest. Puis la sédimentation reprend avec l'avancée, pendant le Tortonien, d'un golfe marin sur le bord du Jura jusque vers Lons-le-Saunier : sables et argiles marins d'Ambérieu (sondage) et de Jujurieux, à faune marine et continentale. En effet, cet épisode transgressif ne dure guère et la Bresse se transforme de nouveau en lac, peut-être suite à la fermeture du Bas-Dauphiné par le puissant alluvionnement conglomératique de l'Isère qui achève la sédimentation miocène. En Bresse, à la sédimentation marine succède donc rapidement une sédimentation fluvio-lacustre ou fluvio-palustre fine (sables, marnes), avec nombreuses intercalations de couches à lignites. Ce remplissage, dont on ne connaît pas la fin à cause des érosions ultérieures, est daté par les faunes malacologiques de Mollon et de mammifères de Priay du Vallésien (Tortonien continental).

De la fin du Tortonien au début du Pliocène supérieur une lacune sédimentaire concerne le Miocène supérieur (Messinien) et le Pliocène inférieur (Tabianien), et pourrait être plus ou moins contemporaine du soulèvement du Jura et de son charriage vers l'Ouest. Elle correspond également à l'épisode de creusement pré-pliocène du Rhône (Ballesio, 1972), dont la vallée est beaucoup plus profonde que la vallée actuelle en aval de Lyon. Il est hautement probable que cette phase d'incision du réseau hydrographique s'est propagée en amont, donc en Bresse, puisque les dépôts pliocènes connus remplissent de profonds ravinements dans les formations miocènes. Mais on n'en connaît pas les détails, sinon qu'elle se développe sous le plateau dombiste puisque la côte d'Ain est entièrement constituée de Miocène. Un versant de ce paléoréseau apparaît à Pérouges, les tufs de Meximieux en formant localement le revêtement.

On ne connaît pas la profondeur de ce réseau ni les premiers sédiments qui le remplissent. Les premiers sédiments pliocènes connus sont les argiles à Mollusques (faune d'Hauterives) de la ferme Bardon, au Sud de Pérouges, de la base du Pliocène supérieur. Elles sont beaucoup trop loin d'Hauterives pour qu'on en fasse un dépôt lacustre correspondant, à la suite d'une nouvelle subsidence comme en Bas-Dauphiné. Puis vient un important épisode de dépôt travertineux et tufacé (tufs de Meximieux,

plus de 50 m), probablement à partir d'eaux calcaires en provenance du Jura, à l'Ouest. Enfin le cycle pliocène s'achève par un puissant épandage caillouteux d'origine alpine (alluvions jaunes, paléo-Rhône ?) qui colmate tous les talwegs et finit par déborder le sommet du remplissage miocène, construisant un vaste piedmont alluvial (cône de déjection) penté vers le Nord et l'Ouest, qui ferme complètement le Sud de la Bresse et la transforme en un vaste lac peu profond, aux bords marécageux. Cet épisode dont on ne connaît pas le début s'est poursuivi jusqu'au Pré-Tiglien (2,5 – 2,4 Ma), datation reposant sur des faunes de Mollusques de la zone de Cessey (feuille Montluel).

Puis la région connaît de nouveau une lacune sédimentaire de longue durée. On ne connaît en effet aucun sédiment entre le Pré-Tiglien et le Riss ancien (0,4 Ma). Ce fut sans doute une longue période de stabilité, plus propice à l'érosion qu'à la sédimentation. C'est peut-être vers la fin de cette longue période que se forme une première côtière d'Ain, ou une vallée de l'Ain entre Bresse et Jura, puisque l'on sait que le plus profond creusement de la vallée du Rhône, bien en-dessous du niveau actuel, date de l'interglaciaire Mindel – Riss (Mandier, 1980).

L'histoire sédimentaire reprend avec les glaciations du complexe rissien, comprenant l'invasion glaciaire la plus étendue du Quaternaire (complexe des moraines externes de la Dombes). Le glacier du Rhône, issu du Valais, arrive en Bresse par le Sud, contournant l'obstacle de l'extrémité méridionale du Jura. Cependant un fort courant empruntait la cluse des Hôpitaux (Albarine), rejoignant la masse principale au niveau d'Ambérieu. Ce double courant est peut-être à l'origine de la disposition bilobée des moraines externes terminales de la région de Bourg : le lobe occidental, très vaste (vallum de Chanoz-Chaveyriat-Corgenon), correspondant au courant principal, le lobe oriental, étroit (vallum de Seillon), au courant de l'Albarine, l'alignement méridien des collines morainiques de Longchamp – Chalamont – Meximieux matérialisant la jonction des deux lobes. Quoi qu'il en soit, le glacier s'avance en Bresse sur le remblaiement pliocène, sans doute déjà notablement érodé par endroits, jusqu'aux moraines terminales de Bourg, y déposant un tapis de moraine de fond, mais sans recouvrir les plateaux des Bois de Priay et du Mont Margueron, qui demeurent les seuls témoins du piedmont pliocène.

Ainsi s'individualise la Dombes, au paysage glaciaire si caractéristique, dont les étangs (artificiels) soulignent les alignements rayonnants des collines morainiques matérialisant les courants de glace disparus. Cet épisode est attribué à un Riss ancien, selon la chronologie classique de Penck et Brückner (1894).

Après cette première extension des glaces, la côtière d'Ain, ou de la Dombes, se fixe approximativement à son emplacement actuel, peut-être au cours d'un interglaciaire intra-rissien. En effet, une série de moraines, beaucoup moins altérées que les moraines dombistes mais beaucoup plus que les formations wurmiennes, s'appuient contre le rebord du plateau au Sud de Priay, et le franchissent même notablement au Nord de Meximieux et au Sud de Rignieux-le-Franc. C'est la trace, assez discrète, de la seconde extension des moraines externes (plutôt "intermédiaires" ici), beaucoup mieux caractérisée dans la région lyonnaise et attribuée à

un Riss "récent". Le glacier du Rhône s'est donc avancé une deuxième fois jusqu'en bordure de la côtière, et même un peu plus loin localement. Dans le secteur de Pont d'Ain, il a donné naissance aux terrasses fluvio-glaciaires des Rossettes-Basses (sol de 2,5 m) qui occupent le fond du couloir fluvio-glaciaire de Certines en direction de la Reyssouze (feuille Bourg).

Aucun dépôt interglaciaire Riss - Würm n'étant connu, on ne sait pas quelle était la paléogéographie de cette avant-dernière période tempérée du Quaternaire. On peut affirmer toutefois que le plateau de la Dombes et sa côtière offraient le même aspect qu'aujourd'hui. On ne sait rien de la configuration de la plaine d'Ain, qui devait cependant comporter un remplissage alluvionnaire semblable au remplissage wurmien existant. Mais le paysage n'en a gardé aucune trace notable.

Les derniers dépôts importants ressortissent à la glaciation wurmienne, qui a été aussi une période complexe (complexe des moraines internes). Dans un premier temps, le glacier du Rhône s'est avancé encore une fois jusqu'en bordure du plateau dombiste, qu'il a légèrement débordé au Nord de Pérouges (La Glaye). Un lac de barrage glaciaire occupa alors la vallée du Longevent, mais surtout la vallée de l'Ain jusqu'à l'altitude 260 m du seuil de Rossette-Basses par où les eaux se déversaient dans le fond du couloir de Certines. Ce lac n'a dû être que d'une courte durée car aucun dépôt ne peut lui être rapporté sur la feuille Ambérieu. Peut-être les sables fins du remplissage sédimentaire du gisement de la Colombière, en amont de Neuville-sur-Ain (feuille Saint-Rambert), appartiennent-ils à cet épisode ainsi qu'une partie des argiles à galets sous-alluviales. De cette avancée, attribuée à un Würm ancien, datent aussi les collines morainiques et dépôts fluvio-glaciaires de Leyment à Bétagout.

Après une période de retrait d'amplitude et de durée inconnues, le glacier revient une dernière fois. Il construit l'admirable petit amphithéâtre morainique terminal de Lagnieu, se prolongeant vers l'Ouest à Rignieu-le-Désert et de là aux moraines internes de l'Est-lyonnais (Grenay). Cet amphithéâtre se compose de trois arcs emboîtés, l'arc terminal et deux arcs de retrait. A ces trois épisodes correspondent trois niveaux de terrasses fluvio-glaciaires dans la plaine d'Ain, dont les deux premiers seulement découlent directement des moraines frontales par le couloir d'Ambrutrix. Le troisième était uniquement alimenté au Nord par le courant fluvio-glaciaire de la cluse des Hôpitaux. Quant au quatrième stade, il ne correspond à aucun alluvionnement rhodanien, le glacier étant réduit à un lobe fondant sur place dans l'ombilic de Lagnieu, mais seulement à un alluvionnement de l'Ain.

L'Holocène, enfin, se marque par le recreusement et le remaniement superficiel des nappes alluviales wurmiennes, par l'Ain et le Suran, qui façonnent les deux terrasses inférieures peu au-dessus du lit majeur. Il se produit encore des débordements, en amont, sur la basse terrasse wurmienne à l'Atlantique, optimum climatique holocène connu pour être une période particulièrement humide.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS ANTÉLIASIQUES RECONNUS PAR SONDAGES

Socle métamorphique. Deux sondages profonds de recherche pétrolière, réalisés par la RAP en 1959 et 1961, ont reconnu le socle métamorphique constitué d'un gneiss à deux micas ; l'un, Bresse Sud 1 (675-2-1) situé entre Chalamont et Saint-Nizier-le-Désert en $x = 817,020$ et $y = 117,145$, à la cote de -2290 mètres, l'autre, Bresse Sud 2 (675-3-1) implanté à mi-chemin entre Chalamont et Pont d'Ain en $x = 816,340$ et $y = 116,760$, à la cote de -2083 mètres. Cette différence de cote, qui montre un socle plus profondément enfoui vers l'Ouest, est conforme au schéma classique de l'effondrement par gradins du fossé bressan.

Terrains houillers. Sous les structures charriées du rebord jurassien, deux sondages ont révélé la présence de terrains houillers caractérisés par l'alternance de schistes noirs, de psammites, d'arkoses, avec empreintes végétales et lits millimétriques de houille. Dans les deux cas, les ouvrages ont été interrompus dans ces terrains sans atteindre leur substrat. Ces sondages sont celui de Torcieu (675-8-19) en $x = 836,87$; $y = 107,56$, où le houiller, rencontré à -328 mètres, a été reconnu sur une épaisseur de 1061 mètres, et celui de Vaux-en-Bugey SERP 4 (675-8-21) en $x = 835,82$; $y = 105,81$, où le toit du houiller est à -242 mètres mais la formation reconnue seulement sur 19 mètres de profondeur.

Il faut remarquer que les deux sondages Bresse Sud qui sont allés au socle n'ont pas rencontré de houiller, le Trias étant là directement transgressif sur le gneiss.

Terrains triasiques. Les sondages de la bordure jurassienne (sondage de Torcieu, sondages de recherche de gaz de Vaux-en-Bugey) ont traversé des terrains triasiques mais les séries sont incomplètes, avec des superpositions anormales et ne peuvent permettre d'établir une stratigraphie. Celle-ci doit être recherchée dans les forages Bresse Sud 1 et 2 où la succession des couches est exempte d'accident. Entre ces deux ouvrages les différences sont minimales et l'on peut décrire la coupe type suivante à partir de la base :

- Trias inférieur : 10 à 25 mètres de grès conglomératique à ciment d'anhydrite ;
- Trias moyen : 45 à 50 mètres d'argilites grises à anhydrite et niveaux de dolomie ;
- Keuper inférieur : environ 65 mètres d'argiles bariolées à anhydrite et zones dolomitiques ;
- Keuper moyen : niveau de la dolomie-moellon, épaisseur 6 à 12 mètres ;
- Keuper supérieur : 22 mètres d'argiles et de marnes dolomitiques versicolores avec petites intercalations de dolomie ;
- Rhétien : 20 à 25 mètres d'une série qui comporte, à partir de sa base, 15 à 20 mètres d'argilites noires schisteuses avec intercalations de dolomie beige et de plaquettes grésocalcaires, 2 mètres au maximum de grès, 3 mètres, enfin, d'argilites rouges type Levallois.

TERRAINS AFFLEURANTS

Terrains secondaires

ts. Keuper supérieur – Rhétien. Ces niveaux n'apparaissent qu'au coeur de la structure anticlinale des Abéanches, au Sud-Est d'Ambérieu. Là, dans un virage de la petite route qui monte à la ferme des Abéanches, se voient des marnes versicolores grises, vertes, violacées qui peuvent aussi bien appartenir au Keuper qu'au Rhétien. A 200 mètres au Nord, un petit arrachement à révélé des marnes gris sombre, faiblement micacées avec nodules ou îlots calcareux compacts, parfois lumachelliques, et des plaquettes dolomitiques jaunes cloisonnées, faciès qui évoquent le Rhétien.

Cà et là en surface, dans ce même secteur, on peut rencontrer une terre rouge violacé avec fragments de dolomie jaune clair et de blocs de dolomie beige-roux vacuolaire.

11-4. Hettangien – Sinémurien. Connu seulement à l'affleurement par quelques décimètres de calcaires gris fins, à Lamellibranches, visibles localement à la base des falaises du calcaire à Gryphées (Les Abéanches, Vaux-en-Bugey), l'Hettangien n'a pas pu être distingué par la cartographie. L'examen d'arrachements de terre et de blocs non en place laisse à penser que les niveaux hettangiens sont ici comparables à ceux décrits à Saint-Rambert-en-Bugey (M. Corna, 1984) soit de bas en haut, au-dessus des argiles type Levallois du Rhétien :

– 2 mètres d'argiles grises avec niveaux de calcaire sublithographique gris intercalés ;

– 1 mètre d'une succession comportant des calcaires dolomitiques à débit lamellaire, un ou deux bancs de calcaire gris-clair à empreintes de Lamellibranches, des calcaires gréseux gris à stratifications obliques.

Aucun élément de faune n'a permis l'attribution zonale de ces niveaux. Il faut noter qu'il s'agit là d'un faciès très réduit, alors qu'à l'Ouest les sondages Bresse Sud 1 et 2 attribuent respectivement 22 et 17 mètres de puissance à l'Hettangien.

Le Sinémurien, toujours parfaitement identifiable, offre par contre de nombreux affleurements que ce soit à Vareilles, aux Abéanches ou dans les environs de Vaux – Févroux ; son épaisseur est constante, d'une dizaine de mètres, sa constitution très homogène. La description de détail est donnée par M. Corna (1985) qui distingue de bas en haut :

– un niveau de base (0,20 m) à galets ferrugineux, plats et perforés, caractérisé par l'association faunique de Coraux solitaires, *Montlivaultia sinemuriensis* et d'Annelides coloniaux, *Serpula socialis*. Ce niveau contient *Metophioceras latusulcatum* et correspond à la base de la sous-zone à *Conybeari* ;

– un ensemble de bancs assez réguliers de calcaire biodétritique séparés par de rares interlits de marnes noirâtres (2,00 m). La faune de Lamellibranches de ces niveaux est très diversifiée : *Cardinia* pl. sp., *Entolium hehli*, *Chlamys textorius*, *Plagiostoma gigantea*, *Pinna* sp., *Gryphaea arcuata*, *Pholadomya* sp., *Modiolus* sp., etc... Les principales Ammonites de ces niveaux sont, de bas en haut : *Metophioceras conybeari*, *Coroniceras rotiforme*, *Coroniceras coronaries*, puis l'association *Arretites bucklandi*, *Pararnioceras* gr. *meridionale*, *Epammonites isis* et

Arnioceras falcaries. Cet ensemble comprend les sous-zones à Conybeari, Rotiforme et Bucklandi ;

– un sous-ensemble lumachellique à *Gryphaea arcuata* dans laquelle la faune est presque exclusivement constituée de Gryphées (3,00 m). Les Ammonites de ces niveaux illustrent l'évolution du genre *Paracorniceras*, avec *Paracorniceras charlesi* et *Paracorniceras crossi*. Cet ensemble correspond à la sous-zone à Lyra ;

– un ensemble de bancs assez réguliers de calcaire biodétritique (3 m) dans lesquels les Gryphées se raréfient. Les Brachiopodes deviennent abondants avec *Zeilleria cor* et *Spiriferina walcotti*, et les Bélemnites apparaissent avec *Nanobelus acutus*. Parmi les Ammonites, les *Arnioceras* sont très fréquents. Ces niveaux correspondent à la sous-zone à Scipionianum, caractérisée par le genre *Agassiceras*, toujours rare, et à la zone à Birchi dans laquelle *Caenisites gr. turneri*, *Caenisites plotti* cf. et *Caenisites pseudobonnardi* coexistent avec des *Euagassiceras* tuberculés, *Arnioceras arnouldi* et les premiers Eodéroceratocés, avec *Microderoceras* sp. ;

– un ensemble de bancs massifs de calcaire biodétritique gris-noir à taches d'oxyde de fer à *Gryphaea cymbium*, (1,30 m). Ces niveaux correspondent à la zone à Obtusum. *Asteroceras gr. obtusum*, *Epophioceras* cf. *cognitum* et *Arnioceras semicostatoides* caractérisent la sous-zone à Obtusum. La sous-zone à Stellare correspond à l'association d'*Arnioceras semicostatoides* et du genre *Aegasteroceras*. La sous-zone à Derotatus est exceptionnellement conservée à Bettant sous la forme d'un cordon de fossiles phosphatés reposant en surface de la falaise des calcaires à Gryphées avec *Eparistites impendens* et *Xipheroceras trimodus* ;

– la base des calcaires à Bélemnites correspond à la partie supérieure du Lotharingien. La zone à Oxynotum est seulement connue à Vaux-en-Bugey par un niveau de marnes bleuâtres (0,10 m) qui contient *Gagaticeras gagaticeras* et *Oxynoticeras simpsoni*. La zone à Raricostatum est représentée par un banc de calcaire gris à poches phosphatées (0,25 m). A l'intérieur de ce banc on trouve *Echioceras* cf. *rhodanicum* et, en surface, une accumulation de *Paltechioceras* phosphatés remaniés. Notons que tous les sondages indiquent pour le Sinémurien une épaisseur plus forte comprise entre 16 et 27 mètres, alors que les faciès décrits restent sensiblement les mêmes.

15-6. **Pliensbachien** (50 – 60 m ?). Le Pliensbachien est constitué par la partie supérieure des calcaires à Bélemnites (Carixien + Domérien inférieur) et par le puissant ensemble des marnes micacées (Domérien moyen et supérieur). Il est très comparable à ce qui est connu sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey.

Le Carixien (1,50 m). C'est une alternance de niveaux de marnes gris-noir et de niveaux de calcaire bioclastique gris (Vaux-en-Bugey, Bettant, les Abéanches). A la partie inférieure, *Platypleuroceras* sp., puis *Uptonia gr. jamesoni* marquent la zone à Jamesoni. D'après les données provenant de coupes situées sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, l'apparition de *Lytoceras fimbriatum* intervient dans la zone à Ibex, et le Carixien s'achève par une surface d'arrêt de sédimentation marquée par une accumulation d'Ammonites de la zone à Davoei condensée : *Aegoceras maculatum*, *Aegoceras capricornu*, *Productylioceras davoei* et *Becheiceras bechei*.

Le Domérien (50 m ?). Aucun affleurement sur cette feuille ne donne de coupe complète, mais il est probable que la succession domérienne est comparable à celle décrite pour la région de Saint-Rambert-en-Bugey (A. Guiffroy et M. Corna, 1984), soit niveaux supérieurs des calcaires à Bélemnites et marnes micacées. La partie sommitale des calcaires à Bélemnites (1,50 m) correspond à la zone Stokesi avec *Amaltheus stokesi*, *Protogrammocera isseli*, *Protogrammoceras monestieril*, *Protogrammoceras nitescens* et *Lytoceras fimbriatum*, et à la base de la zone à Margaritatus avec *Amaltheus margaritatus* et *Amaltheus subnodosus*. L'ensemble des marnes micacées, qui ici n'a pas livré de faune, est rattaché à la zone à Margaritatus et le Domérien s'achève par un banc calcaire (0,30 à 0,50 m), intensément remanié, de la zone à Spinatum.

17-8. **Toarcien** (8 – 10 m). En plus de quelques affleurements ponctuels (Bettant, les Abéanches, Vaux-en-Bugey), l'étage est révélé par une coupe complète dans la carrière des Balmettes près de Torcieu.

Cette coupe (M. Corna, 1985) montre quelques différences avec celles de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey et comporte de bas en haut :

– bone-bed (0,10 m) à écailles dermiques et dents de poissons. Ce niveau contient *Harpoceras* sp., *Hildaites* sp. et *Dactylioceras* sp. Il est daté du sommet du Toarcien inférieur (zone à Serpentinum, sous-zone à Falciferum) par comparaison avec un niveau identique et bien daté, connu à Montgriffon (feuille Saint-Rambert-en-Bugey) ;

– série de marnes argileuses, avec niveaux calcaires intercalés, à oolites phosphatées (4 m). Cet ensemble correspond au Toarcien moyen et livre à la base, une association de la sous-zone à Bifrons ; *Hildoceras bifrons*, *Harpoceras subplanatum* et *Phymmatoceras narbonense*, puis une association de la sous-zone à Semipolium : *Hildoceras semipolium* et *Hildoceras bifrons*, et au sommet, une association à *Derckmannia*, *Haugia* et *Catacoeloceras* de la zone à Variabilis. Les schistes cartons connus sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey manquent ;

– série à oolites ferrugineuses (3,50 m) du Toarcien supérieur. Elle débute par un banc massif de calcaire à oolites ferrugineuses (0,50 m) contenant *Denckmannia erbaensis*. Des alternances de minces niveaux marneux et calcaires à oolites ferrugineuses (1,50 m) succèdent. Elles livrent, de bas en haut *Grammoceras penestriatum* de la zone à Thouarsense, puis *Pseudogrammoceras fallaciosum*, *Hammatoceras insigne* et *Hammatoceras speciosum* de la zone à Insigne. Ensuite, viennent des marnes à oolites ferrugineuses (1,50 m) contenant, à la base, d'abondantes faunes à *Dumortieria* de la zone à Pseudoradosa, *Dumortieria levesquei*, *Dumortieria rhodanica*, *Dumortieria moorei*. Au sommet de ce dernier ensemble *Pleydellia* sp. et *Cotteswoldia* sp. indiquent la zone à Aalensis.

La série s'achève par un banc massif (0,50 m) de calcaire gris-noir à oolithes ferrugineuses qui se termine par une surface d'accumulation à *Leioceras*, zone à Opalinum de l'Aalénien inférieur. Il n'est pas exclu que dans cet horizon de condensation puisse être incluse, pro parte au moins, la zone à Murchisonae, connue sur la feuille voisine Saint-Rambert.

19. **Aalénien supérieur. Calcaires à Cancellophycus** (10 à 15 mètres). Ces niveaux forment la base de l'importante falaise du Jurassique moyen et très souvent ils sont masqués par les éboulis de cette falaise. Les affleurements de la vallée du Buizin, à l'Ouest et au Sud de Vaux – Févroux, permettent de distinguer une partie inférieure, épaisse de 2 à 4 mètres, constituée d'une alternance de marnes noires gréseuses,

faiblement micacées et de calcaires argileux gris-noir à patine roussâtre et empreintes de *Cancellophycus*. Ces couches contiennent des Ammonites du sommet de la zone à Murchisonne dans les niveaux inférieurs (*Brasilia gradfordensis*) puis de la zone à Concavum (*Graphoceras subrudes*, *G. cornu*, *G. decorum*). La partie supérieure, puissante en moyenne d'une dizaine de mètres, est plus calcaire, en bancs multidécimétriques à débit en miches séparées de niveaux marneux minces et très schisteux ; il n'y a pas été trouvé de fossiles.

j1a-b. Aalénien supérieur et Bajocien inférieur et moyen. Calcaires à entroques et calcaires à silex, niveaux à Polypiers (80 – 120 mètres). Ils constituent l'essentiel des falaises qui dominent les vallées de l'Albarine et du Buizin et leur présence structure toute la morphologie. Paradoxalement, alors que ces terrains sont partout visibles dans le paysage et affleurent très largement, leur stratigraphie de détail est loin d'être établie. Il faudrait, pour cela, effectuer l'étude au long de falaises verticales et multiplier les relevés car les variations de faciès sont fréquentes et rapides. Il existe bien une coupe accessible, le long de la route D60a qui du fond du vallon du Buizin escalade la falaise, mais la série est interrompue de nombreux accidents qui empêchent de reconnaître une succession continue, laquelle d'ailleurs ne saurait avoir qu'une signification très locale. Ce que l'on peut dire c'est qu'il s'agit d'un complexe de calcaires roux, biodétritiques où dominent les débris de Crinoïdes, présentant le plus souvent une stratification entrecroisée. Il s'y développe localement des niveaux à silex blancs le plus souvent, parfois gris ou noirs, des chailles, des cimentations siliceuses, des lentilles de calcaires, généralement plus fins et plus clairs, à Polypiers. On peut aussi rencontrer des passées oolithiques rouges, le plus fréquemment fines à très fines, avec débris allongés. En lame-mince, une constante de tous ces faciès est la présence de débris silicifiés.

Cet ensemble se termine par un niveau massif de calcaire fin, clair, à Polypiers, avec parfois des rognons siliceux. Contrairement aux lentilles à Polypiers réparties irrégulièrement dans la série sous-jacente, et dont on peut rencontrer deux, voire trois occurrences, sur une même verticale, le niveau supérieur, dont l'épaisseur est dans ce secteur du Bugey de 5 à 15 mètres, semble occuper, partout où on le rencontre, une même position chronostratigraphique et correspondre à la zone à *Humphriesianum*. Là où il est le plus développé (ex Croix de Torcieu), il forme des masses uniformes qui couronnent la falaise.

On a cartographiquement rattaché à ce complexe 4 ou 5 mètres d'encrinite grossière à débit en plaquettes ou petites dalles, couvertes de petites Huitres nacrées, avec des intercalations de marnes feuilletées : c'est le niveau des lumachelles à *Exogyra acuminata* qui marque la partie moyenne du Bajocien.

j1c. Bajocien supérieur. Oolithe blanche (épaisseur 20 – 30 mètres). Le faciès oolithique, qui s'annonce déjà dans certains niveaux des lumachelles à *E. acuminata*, se généralise dans le Bajocien supérieur qui est représenté par une oolithe claire, blanche à blanc-crème bien formée et bien calibrée, parfois crayeuse et gélive, parfois bien cimentée de calcite hyaline et présentant alors une grande dureté. La stratification est entrecroisée, les débris coquilliers souvent abondants. Aucune Ammonite n'a permis de dater directement cette formation oolithique.

Les plus beaux affleurements rencontrés l'ont été à la Tour du Mont-Vert entre Vaux-en-Bugey et Lagnieu.

j2. **Bathonien. Calcaires à taches, calcaires à silex, "choin", marno-calcaires et marnes feuilletées** (épaisseur > 50 mètres). Bien que les affleurements en soient assez nombreux, il n'existe pas sur le périmètre de la feuille de série complète du Bathonien. Les niveaux supérieurs manquent ou bien, s'ils sont présents, c'est dans des lanières fortement tectonisées. La coupe synthétique qui peut être retenue, à partir de divers points d'observation, est de bas en haut la suivante :

– les calcaires à taches (2 à 5 mètres) : calcaires spathiques gris ou beiges, à petites momies rousses de 1 à 5 mm. C'est dans l'extrême sud-est du secteur cartographié que ces calcaires à taches sont le mieux représentés ;

– des calcaires mal stratifiés (3 à 4 mètres), en bancs grumeleux ou noduleux, avec intercalations marno-calcaires schistoïdes et Oursins fréquents (*Pygorhytis analis*, *Holectypus depressus*, *Holectypus* sp.) et Ammonites de la zone à Zigzag (*Parkinsonia pachypleura*, *Morphoceras macrescens*, *Paroecotraustes* cf. *bomfordi*...);

– des calcaires à silex (5 à 20 mètres) soit en petits bancs de calcaires fins bien réglés avec lits de silex blancs, soit en niveaux massifs de calcaire fin à graveleux, à passées biodétritiques et zones délitables, avec chailles, rognons siliceux et silex rameux gris clair à cortex noir. Ces niveaux, datés du Bathonien moyen, zone à *Subcontractus*, sur la feuille voisine Saint-Rambert, n'ont pas ici livré de faune, à l'exception de restes de bivalves silicifiés, non déterminables ;

– le "choin" (> 5 mètres). C'est un faciès de calcaires bioturbés, en bancs généralement épais (0,50 à 2 mètres), caractérisé par des traces rameuses correspondant aux terriers des organismes fouisseurs, qui se distinguent bien de la matrice de la roche par une granulométrie plus grossière et une teinte différente, très jaune sur les surfaces altérées. Ce "choin" se caractérise aussi par l'abondance des joints stylolithiques et par la présence, quoique très irrégulière, de silex. Les faunes rencontrées sont rares, quelques Oursins (*Holectypus* sp.), des Pectinidés et des Brachiopodes (*Acanthothyris spinosa*); elles ne permettent pas, ici, de préciser la datation. De plus, sur le périmètre de cette feuille, le choin a toujours été rencontré dans des séries incomplètes, interrompues par la tectonique ou l'érosion ;

– les calcaires et marnes des Monts d'Ain (15 à 20 mètres). A l'Est de Douvres, le "choin" semble très réduit, voire absent, et le Bathonien est surtout représenté par une série de marno-calcaires beiges, d'aspect terreux, à niveaux plus compacts alternant avec des niveaux feuilletés. L'ensemble se termine par quelques bancs plus massifs de calcaire biodétritique à patine roussâtre qui s'interrompent par une surface perforée et rubéfiée. Quelques Ammonites (*Bullatimorphites* cf. *platystomus*, *Homoeoplanulites* sp.), récoltées dans la partie moyenne de la série, indiquent un âge Bathonien supérieur.

j3. **Callovien. Marnes gris-beige et calcaires terreux** (5 à 15 mètres). La base de l'étage n'a pas été observée. Ont été reconnus, par contre, les niveaux de l'alternance calcaréo-argileuse où se succèdent assez régulièrement des calcaires argileux gris à trame parfois ocreuse, à cassure terreuse et patine jaune, et des marnes beiges ou gris-beige semi-indurées. Les niveaux calcaires se désorganisent parfois en pavés ou en moellons à angles arrondis, et les marnes sont aussi bien en

intercalations minces entre les bancs et en horizons demi-métriques à métriques séparant les zones à bancs calcaires de même puissance. Un bon affleurement de ces couches existe sous le Rocher de la Cha au NNW de Torcieu mais il n'est pas fossilifère. A l'Est de Douvres, les niveaux correspondants ont livré des ammonites de la zone à Jason (*Kosmoceras jason*, *Reineckeia* sp., *Lunuloceras* sp.).

A la Grande Côte, au Nord de Torcieu, on a attribué au Callovien des encrinites beiges à trame et îlots d'ocre roux, très riches en petits débris coquilliers, à cause de leur position intermédiaire entre le toit de la série bathonienne et une petite dépression qui pourrait correspondre aux marnes oxfordiennes.

j4. Oxfordien inférieur. Marnes à Ammonites pyriteuses (quelques mètres). Ces marnes sont très rarement visibles mais leur présence se signale par une zone déprimée retenant l'eau par temps de pluie, et par de petits arrachements ou des rejets de terriers. Un affleurement réduit, isolé à l'Est du circuit de moto-cross d'Ambérieu, a permis de récolter de petites Ammonites pyriteuses (*Cardioceras* sp., Oppedidés diverses), des Bélemnites, des fragments de tige d'encrines.

Au Sud de Bettant, près de la source de Chaulieu, un affleurement de marnes à nodules calcaréo-argileux ovoïdes semble correspondre aux couches à sphérites qui marquent le sommet de l'Oxfordien inférieur.

j5a. Oxfordien moyen. Couches de Birmensdorf (5 à 15 mètres). Cette unité calcaire se marque bien par un petit ressaut entre deux ensembles plus tendres à dominante marneuse. Les affleurements sont cependant peu propices à l'analyse, discontinus et masqués par la végétation. On peut en étudier des éléments à l'Est de Douvres, au circuit de moto-cross d'Ambérieu et au Sud de Bettant. Le plus fréquemment il s'agit de calcaires fins, gris clair, ternes, avec des taches plus sombres ou des îlots roussâtres qui sont des fragments d'éponges. Ces calcaires sont en bancs bien réglés, mais on trouve des zones plus massives qui sont des biohermes à Spongiaires. Seuls ont été récoltés ici des fragments d'Ammonites (*Perisphinctes* sp., *Aspidoceras* sp.), mais, depuis les travaux de R. Enay (1966) cette formation est bien datée, des zones à Plicatilis et Parandieri de l'Oxfordien moyen.

j5b. Oxfordien moyen. Couches d'Effingen (> 30 mètres). Ce sont des marnes grises très calcaires, de dureté irrégulière, se débitant en petits fragments conchoïdaux. Des bancs calcaires à débit michoïde ou en moellon s'intercalent ; ils sont plus fréquents à la base et au sommet de la série, selon la description de la feuille voisine Saint-Rambert. Ici la formation, interrompue ou laminée par des failles, est toujours incomplète et il n'est pas possible d'en faire une description plus précise.

j6a. Oxfordien supérieur. Calcaires lités (> 30 m). Cette distinction correspond à des calcaires fins à léger grain, blanc-beige ou gris clair, bien lités, mais se débitant spontanément par altération en petites plaquettes conchoïdales. Les empreintes de grands Périssphinctidés sont assez fréquentes mais n'ont pas autorisé de déterminations spécifiques. Des intercalations plus marneuses séparent des bancs ou des ensembles de bancs.

j6b. **Oxfordien supérieur. Calcaires pseudolithographiques (> 50 m).** Le faciès caractéristique de cette coupure est celui de calcaires fins à cassure lisse, en bancs réguliers de 10 à 30 cm, sans interlit marneux. La teinte est généralement grise ou beige, avec taches rosées ou violacées fréquentes. A la base, des niveaux blanc-beige à tendance crayeuse forment localement transition avec les calcaires lités, mais le passage peut aussi être quasi-insensible. Aucune faune n'a été trouvée dans cette formation sur le territoire de la feuille Ambérieu, à l'exception cependant du secteur de Turgon où des lumachelles jaunes à Brachiopodes et gros fragments de Crinoïdes terminent la série oxfordienne.

j7a. **Kimméridgien basal. Calcaire fin à oolithes blanches disséminées.** Au Nord de Turgon, les lumachelles qui viennent d'être citées sont surmontées de calcaires fins, beiges, sublithographiques, où sont disséminées de petites oolithes blanches plus ou moins abondantes, niveau très fugace sur quelques décimètres, à la base de l'ensemble kimméridgien.

Ces niveaux correspondent à l'oolithe dite de Ramasse, qui se développe au Nord sur le domaine de la carte de Bourg-en-Bresse et au Nord-Est sur celui de Nantua, mais aussi au niveau à oncholite, absent ici mais bien développé à l'Est (feuille Saint-Rambert) et au Sud (feuille Belley).

j7. **Kimméridgien inférieur. Calcaires fins, crème (50 mètres).** A Turgon et Vaux-en-Bugey, la carte attribue au Kimméridgien inférieur des calcaires sublithographiques ou bréchoïdes, de teinte crème, en bancs assez massifs.

j8-9. **Kimméridgien supérieur – Portlandien. Calcaires et dolomies.** Au-dessus du faciès sublithographique, très homogène et constant du Kimméridgien inférieur, la série du Jurassique supérieur se poursuit par un ensemble épais de calcaires, de calcaires dolomitiques et de dolomies. Dans le détail les faciès sont plus variés et la base se distingue par des niveaux à débit noduleux ou en "cailloux" avec Térébratules et Lamellibranches, avec peut-être même présence de Ptérocères à Bosseron et Turgon mais les trois spécimens trouvés sont douteux à cause de leur très mauvais état de conservation. Au-dessus, on trouve des calcaires jaunâtres, biodétritiques à tendance graveleuse, des calcaires très blancs graveleux pseudo-oolithiques, des calcaires fins, clairs, à Stromatoporiés.

La partie supérieure de l'ensemble montre des faciès considérés comme portlandiens : calcaires à algues et Vaginelles (= *Campbelliella striata*), calcaires à Nérinées, calcaires bioturbés et perforés (= calcaires à tubulures), avec intercalations de calcaires dolomitiques jaunâtres finement cristallins. Presque partout la notation compréhensive j8-9 a été employée car il est impossible de préciser une limite au toit du Kimméridgien. Au Sud de Neuville, par contre, ont été notées comme exclusivement portlandiennes (j9) des dolomies beiges et rousses et des calcaires dolomitiques perforés à tubulures.

j5Br. **Brèche tectonique de Jurassique supérieur.** A 1,4 km au Sud de Douvres existe un petit lambeau de calcaires fins à faciès kimméridgien

mais très tectonisés, broyés, recimentés de calcite blanche ; il constitue le terme le plus externe des structures jurassiennes.

jP. Purbeckien (5 à 10 m). Au Sud de Neuville-sur-Ain et jusqu'à Oussiat, les dolomies portlandiennes sont surmontées de calcaires crayeux blanchâtres et de marnes blanches très carbonatées, de calcaires fins, ternes, à petits méats cristallins, de laminites calcaires ou calcaréodolomitiques, de calcaires fins à petits éléments noirs anguleux. C'est par analogie avec les descriptions données ailleurs pour le Purbeckien que l'attribution a été faite car les études effectuées (lavages, lames minces) n'ont pas permis d'affirmer l'existence de régime lagunaire ou continental dans ces dépôts.

n2. Valanginien. Calcaires blancs crayeux, calcaires jaunes à débris (40 m). Le Crétacé inférieur n'offre que des affleurements réduits, discontinus, peu propices à l'étude. Une petite bande de Valanginien, redressé et laminé contre un accident, existe au Sud de Chenavel. Entre Neuville-sur-Ain et Oussiat, le Valanginien est un peu mieux développé et son épaisseur peut y être évaluée à une quarantaine de mètres. La série comporte, à sa base, des calcaires massifs crayeux, blancs ; puis, progressivement, la pâte devient plus lisse, la teinte jaune et les mouchetures d'oxyde de manganèse sont fréquentes, une structure graveleuse apparaît, d'abord fondue, puis de plus en plus nette. Au-dessus viennent des calcaires jaune-roux, microcristallins ou graveleux, en bancs subdivisés, avec fragments d'organismes (Lamellibranches, Bryozoaires...).

n3. Hauterivien. Calcaires jaunes gravelo-oolithiques à glauconie. C'est à cause de la présence de glauconie qu'on a attribué à l'Hauterivien le sommet de cette série calcaire. La roche est plus claire, jaune pâle à blanchâtre, la structure est graveleuse et, parfois même, franchement oolithique, les points de glauconie sont rares. La glauconie a été trouvée en plus grande abondance dans des blocs de calcaires roux épars sur les pentes au-dessous de la tour de Thol mais ce faciès n'a pas été retrouvé en place à l'affleurement.

TERRAINS TERTIAIRES DE LA BORDURE JURASSIENNE ET DU DOMAINE BRESSAN

g. Oligocène (?). Conglomérats grossiers à ciment rougeâtre, marnes orange, tuf à plantes. A la fin du siècle dernier, A. Boistel avait signalé, aux environs de Douvres, un gisement de travertin à plantes. Ce gisement a été redécouvert et décrit par R. Combémoré (1972) qui distingue un travertin rouge surmonté d'un travertin fossilifère de teinte café-au-lait. Les déterminations anciennes (De Saporta) aussi bien que les plus récentes (Y. Lemoigne) indiquent une flore de climat tempéré chaud, datée par ces auteurs de la fin de l'Oligocène ou de l'Aquitainien. Lors du lever de la carte, les tufs à plantes n'ont pas été retrouvés. Par contre ont été observés, coiffant la butte de Cozance à l'Est de Douvres, des niveaux de conglomérats hétérométriques, polygéniques, à éléments de divers calcaires jurassiques et matrice rouge carbonatée, que les auteurs précédents avaient déjà signalés et associaient aux dépôts à plantes.

A Thol, au flanc de la pente qui domine le village à l'Ouest, ont été rencontrées des brèches à éléments calcaires et ciment rouge ou de teinte saumon, des conglomérats à éléments calcaires arrondis de types divers (jurassique et crétacé) et ciment carbonaté gris clair tufacé, des niveaux tendres blanchâtres à traces végétales indéterminables et des tufs blancs ou jaune clair. A Thol comme à Douvres sont associés des dépôts blancs et rosés, porcelanés, dont le microfaciès a été déterminé par P. Bernier comme un calcrête à glébules caractérisant un milieu continental.

Les conglomérats et brèches de Thol et de Douvres sont très semblables à ceux que l'on rencontre en bordure du Jura, plus au Nord sur la feuille Bourg, à Ceyzériat, Sancier, Meillonas.

On a aussi attribué à l'Oligocène, mais de façon arbitraire, deux autres formations : une marne de teinte orange rencontrée dans un arrachement dans le fond du vallon à l'Est de Vareilles, et les conglomérats très grossiers à éléments de Jurassique supérieur de Bettant et Vaux-en-Bugey. Ces formations sont encore énigmatiques : elles ne renferment pas d'élément de datation et leurs relations avec l'encaissant ne sont pas visibles. En ce qui concerne les conglomérats de Bettant et Vaux-en-Bugey, ils évoquent une formation syn-ou post-tectonique d'accumulation au pied d'un relief, d'où l'analogie avec les conglomérats et brèches oligocènes liés à la tectonique stampienne.

m3. Miocène. Formation argilo-sableuse à dominante argileuse (m3A) ou sableuse (m3S), niveaux conglomératiques. Les dépôts miocènes constituent le substratum de la plaine alluviale de l'Ain et du plateau de la Dombes. Ils n'apparaissent à l'affleurement que sur les pentes qui encadrent la dépression de l'Ain : côtière d'Ain à l'Ouest dont la hauteur peut atteindre une centaine de mètres, collines accolées au relief jurassien à l'Est, de Chenavel à Ambérieu, (150 m de puissance au niveau d'Ambronay), base du promontoire de Saint-Denis-en-Bugey.

Leur nature très meuble, jointe à la pente notable du versant et, pour la côtière au sapement latéral de l'Ain, a favorisé les glissements de terrain, en masse ou superficiels, de telle sorte que les affleurements sont loin d'être continus, généralement de mauvaise qualité et en outre masqués par la végétation, très abondante sur ces coteaux humides.

Ils se présentent sous trois faciès principaux, argileux, sableux et conglomératique. En fait, il s'agit le plus souvent de niveaux sableux et de niveaux argileux d'épaisseur variable, métrique à décamétrique, dans un ensemble à dominante argileuse ou sableuse d'épaisseur décamétrique à pluridécamétrique.

m3A. Faciès argileux : argiles et silts finement lités, de teinte très variable pouvant aller du gris-bleu très sombre, presque noir, au blanc en passant par toutes les nuances du gris, du bleu, du vert, du jaune et même, localement, du mauve ou du rose. La teneur en carbonates est très variable également, depuis une absence presque totale jusqu'à former l'essentiel du sédiment qui se présente alors comme une marne crayeuse blanchâtre. Mais on n'y a jamais signalé de véritables bancs calcaires. Le calcaire peut s'y individualiser sous forme d'inflorescences ou, plus souvent, de concrétions irrégulières centimétriques à pluri-centimétriques (grumeaux), friables ou dures, diversement disséminées dans la masse jusqu'à former des concentrations prenant l'allure de véritables bancs crayeux. De minces niveaux de sables fins micacés peuvent s'intercaler localement. C'est dans ces argiles, ou marnes, que se

trouvent les bancs de lignites, à tous les niveaux. Il doit s'agir en réalité de lentilles car on n'a jamais signalé de couches continues. Leur épaisseur est variable mais faible, rarement plus de 1 m.

La compacité de ces marnes est aussi très variable, comme on a pu le constater en sondage.

m35. Faciès sableux : sables siliceux fins à moyens, micacés, de couleur variée grise à jaune-rosâtre, devenant progressivement gris-bleuâtre à gris-bleu sombre en profondeur, carbonatés. Près de la surface, les zones oxydées jaune à rouille sont fréquentes mais irrégulières. Ils peuvent contenir localement des petits lits de concrétions calcaires blanches, centimétriques à pluricentimétriques, meubles ou consolidées, des galets marneux et même des lentilles argileuses ou argilo-silteuses finement litées. Ils constituent soit des bancs massifs, apparemment dépourvus de structure sur des épaisseurs de plusieurs mètres, soit des couches finement litées horizontalement. Généralement meubles bien que très compacts, comme à Varambon par exemple sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres (château de Boissieu), ils sont aussi très diversement consolidés : depuis de minces niveaux discontinus très légèrement grésifiés jusqu'à des bancs de grès de plusieurs décimètres d'épaisseur.

Localement apparaissent des niveaux plus grossiers, voire graveleux ou caillouteux, à petits galets (centimétriques) calcaires et siliceux (silex, chailles), d'épaisseur décimétrique à métrique.

Faciès conglomératique : en plusieurs points, le faciès caillouteux s'épaissit et devient franchement conglomératique. Il forme des bancs de poudingues à petits galets centimétriques à pluricentimétriques assez hétérométriques, bien arrondis, polygéniques (siliceux dominants : quartz, quartzites, grès, silex, chailles, calcaires divers). La matrice est un grès plus ou moins grossier, formant localement des bancs moins consolidés. Ces conglomérats constituent de gros bancs fortement cimentés d'apparence molassique, alors que sur la côtière les sables prennent rarement le faciès de molasse.

Répartition des faciès

● *Le faciès sableux franc*, de sable blond molassique, est limité à l'angle nord-est de la feuille (Saint-André, Oussiat, La Route).

Ces niveaux affleurent bien au long d'un petit chemin à l'Est du hameau de la Route sur plus de 40 mètres de hauteur. Il s'agit d'un sable blond à ocre, fin, carbonaté, micacé, avec rares passées de sables grossiers pouvant renfermer des galets mous beiges ou brun-rouge et des galets calcaires. De nombreux îlots ou plaquettes grésifiés sont présents à tous niveaux mais surtout la coupe montre plusieurs bancs de grès calcaires fins, très durs, probablement lenticulaires dont l'épaisseur peut atteindre 0,70 mètres. Selon M. Dumont (1983) cette série complète vers le haut la coupe fossilifère du vallon de l'Ecotay qui se situe immédiatement à l'Est (feuille Saint-Rambert-en-Bugey).

Peu au Sud, vers le hameau de Senêche, on voit une évolution des sables vers des silts argileux et des marnes, qui très rapidement deviennent le faciès dominant.

● *Le faciès conglomératique.* Il a été reconnu au Nord (Saint André, Pampier) et à l'Est (Oussiat) de Pont d'Ain où il est subordonné aux sables molassiques et constitue probablement une intercalation au sein de la série sableuse. Malgré l'absence de faune leur position stratigraphique et leur attribution au Miocène ne semble pas discutable. Beaucoup plus au Sud, à l'Est (Saint Germain) et au Sud (Ambutrix) d'Ambérieu, on retrouve des conglomérats épais de plusieurs mètres sous un faciès tout à fait comparable. Là, c'est sur le critère de l'analogie de faciès que l'âge miocène a été retenu. Mais nulle part on ne voit la liaison de ces conglomérats, dont l'épaisseur est de plusieurs mètres, avec d'autres formations qui permettraient de préciser leur position stratigraphique.

● *Le faciès argileux dominant.* Sur la côte d'Ain le Miocène est dans l'ensemble plus argileux que sableux. Il se dispose schématiquement en trois unités superposées : une unité inférieure essentiellement argileuse, une intermédiaire principalement sableuse et une supérieure de nouveau argileuse. Ces trois assises paraissent se poursuivre assez régulièrement le long de la côte, avec toutefois des épaisseurs très variables. Dans le ravin de Mollon par exemple, l'unité sableuse intermédiaire se situe approximativement entre les cotes 240 et 275. A Varambon, une douzaine de kilomètres plus au Nord, elle forme tout le versant sous le château de Boissieu, entre 250 et 300 m d'altitude environ. Son épaisseur s'est donc accrue tandis que son niveau s'élevait. Mais entre ces deux points, le faciès est essentiellement argileux, et le devient même rapidement au Sud de Varambon. On a donc l'impression d'une intercalation de corps sableux plus ou moins épais, plus ou moins continus, subissant des variations d'épaisseur très rapides, dans une sédimentation à dominante argileuse.

La variabilité de la sédimentation est bien mise en évidence dans le ravin de Mollon où des sondages de recherche palynologiques (H. Méon-Villain, 1970) ont traversé, entre les cotes 225 et 270 m, 9 couches différentes alternativement essentiellement argileuses ou sableuses, et d'épaisseurs variables. Cette variabilité se retrouve également dans la distribution des niveaux ligniteux. Dans le secteur de Mollon par exemple, on a reconnu 5 niveaux ligniteux principaux s'échelonnant verticalement depuis la cote 215-220 sur les berges de l'Ain (Mollon-rivière) jusqu'à la cote 300-305 à la ferme modèle de Châtillon-la-Palud, au-dessus de Gévrieux.

La partie supérieure de ce complexe miocène a partout été tronquée, sur une épaisseur inconnue. L'affleurement le plus élevé en altitude se situe sur la bordure sud du Mont Margueron, vers la cote 330 m, sous une couverture transgressive et probablement ravinante de cailloutis alpins pliocènes (alluvions jaunes). Plus au Sud, sur le rebord de la côte, c'est presque partout la moraine de la Dombes qui le recouvre et le ravine. Sa base est rarement reconnue, faute de sondages suffisamment profonds. Au Nord d'Ambérieu, le sondage 675-8-4 l'a traversé jusqu'à la cote 113,50 où il repose sur un niveau calcaire indéterminé. Le faciès est entièrement marin jusqu'à la cote 235 m où il est tronqué par les cailloutis de la terrasse d'Ambérieu. Au Nord de Chalamont, le sondage pétrolier 675-2-1 de Pollet signale, sous un recouvrement plio-quaternaire de 94,30 m, 166 m de marne argileuse à quelques niveaux calcaires (192,70 à 26,70) et 143 m de sables jaunâtres (26,70-116,30), soit 390 m de Miocène.

Vers l'intérieur du plateau dombiste, le Miocène affleure, dans les mêmes conditions que sur la côtière, sur les versants de la Toison et du Longevent ainsi que dans le Bief de Fougère à l'Ouest de Priay. Dans la vallée de la Toison il s'agit essentiellement de sables connus sous le nom de "sables de Rignieux" (Delafond et Depéret, 1894), qui ont donné lieu jadis à de nombreuses exploitations, toutes disparues. Dans les vallées de Longevent et du Bief de Fougère, ce sont surtout des marnes. Plus à l'intérieur encore, sous le plateau, certains sondages ont rencontré, à des profondeurs très variables, des marnes ou des sables à intercalations argileuses assimilables au Miocène, de sorte que le contact de cette formation avec les dépôts sus-jacents, généralement les alluvions jaunes, semble très irrégulier. L'altitude maximale atteinte sur le plateau semble être 295,7 m au sondage 675-3-21 du couvent de Châtillon-la-Palud.

En bordure des reliefs jurassiens du Bugey, les collines à pente molle, qui, de Saint-Jean-le-Vieux à Ambérieu-Vareille, forment transition avec la plaine de l'Ain, sont constituées de ces mêmes faciès à dominante argileuse avec passées silteuses et sableuses et niveaux irréguliers de lignite, exploités jusqu'au début de ce siècle dans la région de Douvres.

La cote la plus élevée reconnue pour la formation est de 385 m à Merland à l'Est d'Ambronnay et le faciès se poursuit jusqu'au pied du relief.

Sous la plaine alluviale de l'Ain, d'assez nombreux sondages ont rencontré, à des profondeurs également variables, des argiles dont les plus profondes appartiennent probablement au Miocène, surtout lorsqu'elles sont ligniteuses. Il existe en effet, entre ce substratum et les cailloutis des terrasses, une intercalation d'argiles plus ou moins chargées en galets, avec niveaux caillouteux, dont l'origine est probablement glacio-lacustre (cf. §. Formations argileuses du fond de la plaine de l'Ain). Ainsi le sondage 675-8-4 de la base aérienne d'Ambérieu débute directement, sous les cailloutis quaternaires, dans le Tortonien marin à la cote 239 m, au-dessus du premier niveau ligniteux vallésien connu à Mollon (215-220 m).

Dans le secteur d'Ambérieu-Leyment, sur le versant Revermont, des argiles et sables attribuables au Miocène ont été observés jadis à l'Ouest de la colline du bois de Leyment et à la base de celle de Saint-Denis-en-Bugey, jusqu'à la cote 300 m (Boistel, 1894, 1898) : dans le ravin fluvio-glaciaire qui longe le versant ouest du Bois de Leyment les travaux de captage de la source de Sévrier ont mis au jour des argiles compactes, jaunâtres au sommet, bleues en profondeur, qui n'ont pas livré de fossiles ; la base de la colline de Saint-Denis serait composée, sur la moitié de sa hauteur côté Valserine, de dépôts miocènes. La tranchée du chemin de fer a recoupé, à Saint-Denis même, une importante couche d'argile bleue à Mollusques de type Mollon entre 250 et 270 m. Au-dessus, entre 270 et 290 m, s'étendrait une zone de sables très fins, argileux, légèrement micacés, gris-jaunâtre clair, plus ou moins grésifiés vers le haut, passant à un poudingue à petits graviers alpins. Ces sables seraient recouverts par un banc d'argile gris-jaunâtre épais de 2 à 4 m. Toutes ces couches seraient sensiblement horizontales. Actuellement, elles sont partout masquées par des cailloutis éboulés du sommet de la colline.

Seuls deux minuscules affleurements temporaires d'argiles (fondations) ont pu être reconnus à Ambutrix, à l'altitude de 280 m.

S'il est exact que des argiles vallésiennes existent à Saint-Denis-en-Bugey vers la cote 240 m, comme l'indiquerait leur faune malacologique, le passage entre le Tortonien marin et le Vallésien continental se ferait à Ambérieu entre la cote 239 (minimale) du sondage 675-4-1 et 240 à Saint-Denis, selon une surface pentée vers le Sud.

Paléontologie

Les révisions des faunes anciennement décrites, la découverte de nouveaux gisements (macro et micromammifères, Gastéropodes) et les analyses polliniques ont permis d'attribuer les assises des marnes à lignite au Miocène supérieur continental (Vallésien-Turolien), alors que leur plus grande partie était considérée autrefois appartenir au Pliocène inférieur (Delafond et Depéret, 1894).

Les grands Mammifères comprennent : *Dinotherium giganteum*, *Mastodon* sp., *Hipparion gracile*, *H.* cf. *primigenius*, *Tapirus* cf. *priscus*, *Aceratherium* sp., *A. incisivum*, *Tragocerus amaltheus*, *Cervus* sp., Cervidé ind., aff. *dicrocerini*, *Ictithenim* sp., à Ambérieu (parc du château Tricaud), Priay et Oussiat (P. Mein et C. Guérin, 1971). C'est une faune de forêt peu dense, humide, sans doute proche du littoral, une dent de squal (*Odontaspis*) ayant été trouvée à Priay (R. Combmorel, C. Guérin et H. Méon-Villain, 1970).

Aux micromammifères décrits dans les affleurements de la côte de la Dombes : *Ruscinomys* sp., *Rotodomys* sp., *Cricetinae* sp., *Parapodemus lugdunensis*, *Spermophilinus* cf. *bredai*, *Sciurudae* ind., *Pliopetaurista* cf. *bressana*, *Glirulus* cf. *lissiensis*, *Prolagus* sp., *Galerix* sp., *Allosorex* sp., *Desmana* sp., *Mygalinia* sp., *Myotis* sp., *Anomalomys* cf. *gaillardii*, *Parapodemus vireti* (P. Mein, G. Truc et R. Ballesio, 1972), s'ajoutent de très nombreuses formes supplémentaires trouvées dans les affleurements et les sondages stratigraphiques des collines du Bugey (Merland, Ambronay, le Molard, Douvres, Vareille). Le seul sondage dit du réservoir du Plâtre à Ambérieu-Vareille (675-8-42, x = 834,600, y = 111,098, z = 297) a, sur 30 mètres, montré une série fossilifère quasi continue permettant de recueillir 250 dents de micromammifères associant, entre autres, aux formes déjà citées *Schizogalerix*, *Talpa*, *Desmanella*, *Anourosorex kormosi*, *Miosorex* sp., *Kowalskia* cf. *lavocati*, *Prospalax petteri*, *Progonomys* aff. *hispanicus* et *P.* aff. *cathalai*, *Valerymys* aff. *vireti*, *Muscardinus vireti*, *Graphiurops* cf. *austriacus*.

Les Gastéropodes, tous continentaux, sont les suivants : *Theodoxus philippianus*, *Viviparus* cf. *leiostracus*, *V. tardyanus*, *Valvata vanciana*, *Pseudonematurella lugdunensis*, *Bithynia tentaculata*, *Melanopsis kleini*, *M. rhodanica*, *Stagnicola heriacensis*, *Planorbarius heriacensis*, *Gastrocopta* sp. A, *Trompidomphalus mollonensis*, *Megalotachea gualinoi*. Ils sont caractéristiques d'un faciès palustre stagnatile à influences fluviales, et ne contiennent aucune espèce pliocène. Leur âge miocène est donc hors de doute (G. Truc, 1971).

Quant à la flore, elle est représentée par des empreintes de feuilles à Druillat (roseau, saule, peuplier, platane) mais surtout par une flore pollinique. A Mollon (H. Méon-Villain, 1970), celle-ci comprend essentiellement des abietacées (32 à 41 %), surtout des pins, des taxodiacées-cupressacées (29 à 31 %), une faible proportion d'espèces à affinités tertiaires, plus des herbacées (8 à 15 %) et ptéridophytes (1 à 3 %). La flore pollinique de Druillat est sensiblement différente, avec un plus fort pourcentage de conifères ailés (59 %, dont 11 % de sapin), évoquant l'existence à proximité d'un biotope relativement frais (reliefs jurassiens ?), dans une ambiance générale de tonalité humide et relativement chaude.

Au sondage du réservoir du Plâtre, G. Farjanel (1984 et thèse, 1985) a pu associer aux déterminations de micromammifères de P. Mein un diagramme pollinique montrant deux ensembles qui paraissent marquer une évolution climatique avec transformation de l'arrière-pays. L'ensemble inférieur caractérise un marécage à *Taxodiaceae-Cupressaceae* avec arrière-pays forestier à *Canya*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Ulmus-Zelkova*. L'ensemble supérieur se marque par une réduction importante des *Taxodiaceae-Cupressaceae* et une forte augmentation des Conifères et des herbacées, ce qui semble indiquer une baisse de l'humidité sans baisse de la température et dans l'arrière-pays une ouverture de la végétation. L'abondance des pollens de *Symplocos* pourrait constituer une caractéristique du Miocène supérieur. Enfin la présence, en fort pourcentage, de la spore de *Laevigatosporites haardti* témoigne d'apports fluviaux dans chacun des ensembles.

Les faciès conglomératiques, nous l'avons dit, n'ont pas livré de faunes. Le Miocène sableux à faciès molassique ne s'est pas non plus révélé très fossilifère. Des dents de squales ont jadis été signalées à Oussiat et Pont d'Ain mais sans localisation très précise. La coupe de la Route a livré à M. Dumont, dans des sables fins lités, quelques gros Foraminifères benthiques (*Elphidium crispum* E. sp., *Ammonia beccarii*) et des Ostracodes de milieu marin (*Hemicytherideis elongata*). Des niveaux de sables grossiers de cette même coupe contiennent des restes de micromammifères déterminés par P. Mein (*Galerix*, *Talpa minuta*, *Desmana*). On a donc "cohabitation", dans ce Miocène sableux, de formes marines et continentales. Selon M. Dumont, l'essentiel du dépôt à granulométrie fine caractérise le milieu marin mais de côte plate et marécageuse et une tranche d'eau ne devant pas dépasser trente mètres. Les niveaux de sables moyens et grossiers intercalés seraient des apports d'origine continentale.

L'âge, analysé à partir des riches gisements du vallon de l'Écotay (immédiatement à l'Est sur la feuille Saint-Rambert), n'est pas absolument concordant, qu'il s'agisse de faunes marines ou continentales. Les Foraminifères planctoniques marqueraient le Miocène moyen (Serravallien inférieur) alors que les faunes continentales où est présent l'*Hipparion* caractérisent le Miocène supérieur (Vallésien de la terminologie continentale, équivalent du Tortonien marin). Il se peut que cette divergence provienne de nos connaissances encore insuffisantes dans la corrélation des domaines marins et continentaux au Miocène moyens supérieur (M. Dumont, 1983).

p2. Pliocène supérieur

p2M. **Argiles de la Ferme Bardon (niveau inférieur)**. Selon A. Falsan (1875), les tufs de Meximieux reposeraient à Saint-Jean sur des marnes grises à Mollusques identiques à ceux d'Hauterives (12 espèces communes sur 14), argument qu'il utilisait pour attribuer les tufs au Pliocène supérieur "Messinien". Des marnes identiques existeraient aussi au Péage de Pérouges.

Récemment, les argiles de la Ferme Bardon, au Sud-Ouest de Pérouges, près du hameau du Péage, ont en effet fourni, à la cote 230 le long de la route de la Glaye, une faune malacologique de 28 espèces pliocènes de la zone d'Hauterives—Celleneuve, parmi lesquelles *Macrozonites collongeni*, *Valvata falsani*, *Acme michaudi*, *Carychium pachytilus*, *Planorbis planorbis*, *Triptichia terveri*, *Testacella deshayesi*, *Klikia amberti*, *Freschenia nayliesi*, *Tacheocampylaea chaixi* (Truc, 1971), de milieu palustre stagnatile. Un autre gisement d'argiles à Mollusques pliocènes, moins riche, a aussi été trouvé dans les fondations d'un bâtiment EDF à la sortie nord de Meximieux, sur la route de Chalamont, cote 250.

Ainsi il existe donc bien des argiles pliocènes le long de la côteière d'Ain. Elles se trouvent dans le même contexte stratigraphique que les argiles d'Hauterives dans le Bas-Dauphiné, en ravinement dans les dépôts miocènes du substratum. Malheureusement, le faciès argileux du Miocène de la côteière d'Ain, contrairement au faciès sablo-gréseux molassique du Miocène bas-dauphinois, ne permet d'en connaître ni l'épaisseur ni l'extension. On ne sait pas non plus s'il existe d'autres argiles pliocènes le long de la côteière, cette connaissance étant soumise à la découverte aléatoire de Mollusques pliocènes dans des coupes temporaires de fondations ou de rectification de talus.

p2U. **Tufs de Meximieux (niveau moyen)**. A l'Ouest de Meximieux, des tufs affleurent en plusieurs points et ont été exploités jadis comme pierre à chaux ; les affleurements actuels étant beaucoup trop réduits et médiocres pour en observer valablement le faciès, nous nous reporterons à A. Falsan (1875) qui en a donné la description la plus précise et la plus complète à notre connaissance. D'après cet auteur, décrivant probablement les carrières de Saint-Jean, les plus importantes, les tufs (ou travertins) se présentaient sous deux formes principales :

- une partie inférieure dure, à grain compact, cassure franche, sans éclat, creusée de cavernes ou géodes et contenant des moules en creux de Gastéropodes. D'après certains blocs que l'on peut encore voir aujourd'hui, ces tufs ont toute l'apparence de calcaires blancs ;
- une partie supérieure véritablement tufeuse, "tufs cristallins" d'après l'auteur, concrétionnés, vacuolaires, très tendres, parfois friables mais avec des parties très dures, de teinte gris clair à légèrement jaunâtre. Ils ne présentent pas de stratification et contiennent de nombreuses empreintes végétales, tubes serpuliformes (larves de Phryganes) et des moulages de Gastéropodes peu nombreux (*Clausilia terveri* à la Glaye).

Bien que A. Falsan ait décrit la superposition de ces tufs à des marnes grises à Mollusques pliocènes, dont il tirait argument pour les attribuer au Pliocène supérieur "Messinien", C. Deperet (1885) estimera que les travertins de Meximieux sont "intercalés dans la partie supérieure des sables de Trévoux", puis F. Delafond (1888) que les tufs sont intercalés, à

différents niveaux, dans des cailloutis assimilés aux alluvions jaunes, remplissant une profonde vallée creusée dans les marnes (pliocènes) du substratum, opinion qui prévaudra par la suite.

Selon A. Falsan, qui n'en donne malheureusement aucune cartographie, les tufs affleurent sur le versant est de la vallée de la Toison, de Saint-Jean jusqu'à la hauteur de Crevel, ce qui fait une longueur de 1 km environ, à La Glaye où ils étaient exploités aussi, au Sud de Pérouges sur la route de Meximieux, au-dessus de la Chapelle des Pénitents et sur le côté est de la route de Chalamont, 1 km au Nord de Meximieux. Ce dernier site, non mentionné sur les cartes à 1/80 000, est compatible avec les argiles pliocènes récemment découvertes dans l'enceinte des bâtiments de l'EDF.

Actuellement la présence des tufs a été constatée en six points, mais il n'est pas possible d'en préciser les conditions stratigraphiques par suite de l'exiguïté et de l'isolement des affleurements :

- aux carrières Saint-Jean, sous le cimetière de Meximieux, dont on ne voit plus que les traces sous forme de niches dans le bas du versant de la Toison. Les tufs se tiennent en-dessous de la cote 242 et sont recouverts par des formations morainiques et fluvio-glaciaires (sondage BRGM 67-6-40) ;
- le long de la route de la Glaye, dans deux petites carrières abandonnées, vers les cotes 255 et 275 environ ;
- à Pérouges même, sous l'esplanade de l'église, cote 275-271 (sondage BRGM 67-6-46) ;
- sur le versant nord-est de la butte de Pérouges, cote 265-270 ;
- sur le versant sud-est de cette butte, le long de la route descendant au Péage, cote 245-250.

Enfin des tufs remaniés apparaissent en gros blocs métriques isolés au milieu des alluvions jaunes le long de la route de la Glaye, entre les deux anciennes carrières précédemment citées.

Les tufs de Meximieux constituent donc bien probablement toute la butte sur laquelle la cité de Pérouges est construite. Ils s'étendent latéralement à l'Ouest, en direction de la Glaye, au même niveau, et même dépasseraient ce village d'après le témoignage de certains habitants. Vers l'Est, ils s'enfonceraient en direction de Meximieux puis s'infiltreraient, au Nord de la ville, sous le plateau de la Dombes entre les buttes miocènes du château de Meximieux (286 m) et de la Sève (270 m). Ils apparaissent ainsi sur les versants des assises miocènes de la côtière d'Ain entre les cotes extrêmes, mais non limitatives, de 225 à 275 m, soit sur une cinquantaine de mètres de hauteur minimale. On ne sait pas s'il s'agit de plusieurs niveaux de tufs ou de travertins, comme il est classiquement admis depuis Delafond et Depéret (1894), ou d'une seule masse tufeuse découpée par l'érosion, comme le laisserait supposer le dessin de la carte à 1/80 000 Bourg-en-Bresse, dû à Delafond. Cependant on peut soupçonner qu'il s'agit probablement d'une seule masse de tuf : la description la plus détaillée (A. Falsan) ne fait mention nulle part de la présence de cailloutis, sauf au sommet de la carrière de Saint-Jean, où il s'agit d'alluvions de recouvrement fluvio-glaciaires ; l'alternance tufs-cailloutis a été décrite par Delafond (1888) d'après la coupe d'un puits de Pérouges rapportée par des tiers, or l'on sait qu'il est commun de désigner du nom de tuf des niveaux consolidés dans les cailloutis ; aucune description précise des tufs de Meximieux n'a été donnée, sauf par

A. Falsan ; les différents affleurements de tufs encore visibles sont exempts de tout cailloutis ; par contre, des blocs de tufs existent, à l'état remanié, au milieu des alluvions jaunes (peut-être de tels blocs ont-ils été traversés par le puits de Pérouges) ; enfin les conditions de dépôts des tufs et des cailloutis ne sont guère compatibles, ce qui rend leur contemporanéité problématique.

Leur faune malacologique, étudiée par Tournouer (1869), comprend *Helix collongoni*, *H. nayliesi*, *Cyclostoma baudoni* et *Clausilia terveri*. Ceci, avec leur superposition à des argiles à Mollusques pliocènes, permet d'affirmer que les tufs de Meximieux sont bien pliocènes et colmatent un profond ravinement dans le substratum miocène de la côte d'Ain, comme les marnes d'Hauterives dans le Bas-Dauphiné. Il est donc très probable qu'ils se localisent sur le versant ou dans le fond d'une vallée fossile, creusée antérieurement dans le remplissage miocène bressan, probablement durant la phase de régression "messinienne" (R. Ballesio, 1972), mais dont on ne connaît ni la profondeur ni le développement. On ne sait pas non plus d'où provenaient les apports calcaires, l'hypothèse la plus vraisemblable paraît celle d'une vallée locale descendant du Revermont, à l'Est, et s'enfonçant sous le plateau de la Dombes vers l'Ouest ou le Nord-Ouest, dans un sens opposé aux écoulements actuels.

Ces tufs sont célèbres par leur très grande richesse en empreintes végétales, étudiées par De Saporta (1869) sur échantillonnages de Falsan. Il y a reconnu 31 espèces de plantes, dont 7 figurant dans le Miocène (figuier, platane, liquidambar, liriodendron, érable), 15 exclusivement pliocènes (chêne, chêne vert, hêtre, peuplier, carya, érable, magnolia, bambou de petite taille, vigne, perse), et 9 encore actuelles, mais méridionales et spécialement canariennes (fougère, laurier des Canaries, laurier rose, houx, grenadier, grainier, viburnum). Cette flore vivant actuellement 10° de latitude plus au Sud et la présence des lauriers roses amena l'auteur à en déduire que le climat de l'époque était analogue à celui des Canaries d'aujourd'hui : température moyenne annuelle de 18°, hivernale de 10 à 12°, et estivale de 26 à 28°. De Saporta attribua cette flore à un Pliocène moyen, ou à peine antérieur, pour sa similitude avec la flore supérieure du Val d'Arno. Aucun pollen n'y a été trouvé jusqu'ici (Méon-Villain, 1970).

p2F. **Alluvions jaunes (niveau supérieur)**. Cailloutis à galets polygéniques alpins bien arrondis, assez hétérométriques, à matrice sablo-limoneuse de teinte générale gris-jaunâtre, d'où leur nom, compacts, homogènes, tenant bien en paroi verticale. Leur calibre est généralement moyen (50 % des éléments ont une longueur comprise entre 2 et 3 cm), mais peut atteindre une dimension pluridécimétrique, surtout vers le sommet où certains éléments peuvent atteindre, voire dépasser, 40 cm de long. D'une manière générale, la grossièreté croît vers le haut. L'é moussé est assez fort, identique pour les calcaires et les siliceux autour d'une médiane de 410-420 ; l'aplatissement est moyen pour les siliceux (200), assez fort pour les calcaires (240), l'assymétrie faible, analogue pour les deux espèces (A. Brun, 1963). Les galets sont noyés dans une matrice sablo-limoneuse bien classée, constituant environ 20 % du volume total, dont 7 % de la fraction fine < 0,005 mm.

Parmi les galets, les éléments calcaires sont dominants (55 à 75 %), généralement colorés, gris foncé pour la plupart ; le reste est constitué de galets siliceux (quartz, quartzites, grès siliceux, silex, chailles,

radiolarites, phtanites...) et cristallins divers (granites, gneiss, amphibolites, micaschistes...), en proportions sensiblement équivalentes. Les alluvions jaunes sont caractérisées par l'altération dans la masse des éléments cristallins qui se désagrègent facilement sous le marteau, voire sous les doigts, alors que les éléments calcaires sont généralement frais mais parfois attaqués superficiellement (cortex de dissolution mince ou légères impressions). La matrice est également calcaire (20 %) et renferme 2 % de minéraux lourds exclusivement alpins.

L'ensemble paraît remarquablement homogène, notamment sur la côtière du Rhône (feuille Montluel) où les coupes sont plus nombreuses et beaucoup plus vastes. Le litage est assez net en grand, en longues et minces lentilles horizontales, mais beaucoup plus grossier, voire confus, dans le détail. La matrice ne constitue que très rarement des bancs individualisés ; il existe parfois de minces niveaux lenticulaires limono-argileux grisâtres, localement fossilifères (Mollusques), ainsi que des galets de même nature et même des blocs roulés, probablement remaniés à courte distance, de niveaux argileux analogues. Les débris de coquilles ne sont pas rares dans la matrice sableuse, où figurent aussi parfois des concrétions calcaires branchues ainsi que des empreintes cylindriques creuses, moulages d'anciens fragments de bois depuis longtemps disparus.

La couleur générale de cette formation est jaunâtre, ce qui la différencie des alluvions quaternaires toujours grises ou blanches. Apparemment homogène vue de loin, elle est en réalité très irrégulière dans le détail, avec des niveaux plus gris et d'autres plus colorés, ocrés à brun-noir, en bancs, lentilles ou zébrures indépendantes du litage. Plus pâle vers la base, la coloration se renforce progressivement vers le haut où elle prend de plus en plus l'allure d'un paléosol.

En sondage, les cailloutis du substrat dombiste, qui ne peuvent être que des alluvions jaunes, présentent de minces intercalations argileuses ou sableuses, toujours dans leurs parties profondes.

Les alluvions jaunes affleurent exclusivement sur la côtière et à l'intérieur du plateau de la Dombes. On n'en a pas rencontré sur la bordure du Bugey, où les érosions glaciaires et fluviales ont été les plus importantes (1). Elles existent en trois secteurs bien délimités :

– à l'Ouest de Pérouges, sur le versant du ravin de la Glaye, entre les cotes 265 et 280, où elles contiennent des blocs anguleux métriques de tufs de Meximieux. C'est le prolongement des affleurements de la côtière du Rhône sur la feuille Montluel. Elles semblent surmonter des argiles pliocènes (ferme Bardon) ;

– dans les ravins qui dissèquent les plateaux de la forêt de Chassagne, jusqu'au Sud de Chalamont, cote maximum 300 m environ. Leur base n'est pas visible sur le terrain. Sur l'autre rive de la Toison, un seul pointement a été repéré au Morillon, au Nord-Ouest de Rignieux-le-Franc, cote 275, au-dessus des sables de Rignieux ;

(1) Les cailloutis notés pl sur la carte Nantua à 1/80 000, 3^eéd., sur le bois de Charmontay et le massif de Pampier, sont beaucoup plus probablement des résidus morainiques comme cela a pu être montré pour les cailloutis de Fromente, au Nord de Pont-d'Ain (feuille Bourg-en-Bresse).

– sous les plateaux du Bois de Priay, au-dessus de la cote 320, et du Mont Margueron au-dessus de la cote 330. Elles constituent la partie supérieure de ces plateaux, sous les limons superficiels, sans interposition de moraine comme des tranchées de reconnaissance l'ont montré, au moins en ce qui concerne le Mont Margueron. Leur épaisseur peut y être estimée de l'ordre d'une dizaine de mètres sur les versants sud ; au Nord leurs prolongements sont inconnus faute d'affleurements et de sondages.

Alors que la côtière du Rhône est entièrement constituée, sur toute sa hauteur probablement, par les alluvions jaunes (feuille Montluel), la côtière d'Ain, sur la feuille Ambérieu, est formée presque uniquement par les assises marneuses et sableuses du Miocène, surmontée d'une mince couche morainique quaternaire. Seuls les plateaux du Bois de Priay et du Mont Margueron, émergeant d'une vingtaine de mètres au-dessus du plateau morainique de la Dombes, possèdent encore leur couverture caillouteuse comme si celle-ci n'avait pas été atteinte par l'érosion glaciaire qui l'aurait fait disparaître plus au Sud.

Les cailloutis existent cependant sous tout le plateau de la Dombes, vers l'intérieur, où ils ont été reconnus par sondages. Comme les dépôts miocènes sont ici de faciès uniquement argileux et sableux, et que les descriptions des sondages paraissent correspondre au faciès alluvions jaunes avec toutes les réserves d'usage, il est hautement probable qu'ils correspondent effectivement aux alluvions jaunes, comme cela peut être vérifié en affleurements à Chalamont et sur les bordures de la forêt de Chassagne. En tout cas ils seront considérés ici comme tels.

D'après ces sondages, les surfaces de la base et du sommet de ces cailloutis apparaissent très irrégulières. Cela est normal pour la surface supérieure, plus ou moins remaniée par le glacier qui a déposé les moraines externes dombistes. Mais la surface de base est encore plus tourmentée. Ainsi dans le secteur de Saint-Eloi, le sondage 675-6-2, au fond de la vallée du Longevent, a traversé une vingtaine de mètres de cailloutis homogènes, entre les cotes 243 et 219, sans atteindre leur base. Il a été encadré par deux sondages de recherche BRGM, les 675-6-50, 1,2 km au Nord, et 575-6-45, 1,1 km au Sud-Est qui, au même niveau, n'ont rencontré que des marnes compactes bressannes probablement miocènes. Il est évident que ces cailloutis remplissent ici un profond et étroit sillon creusé au sein des assises miocènes, et viennent affleurer en surface à Pérouges au Sud, cote 282, et à Rignieux au Nord, cote 290.

Dans ce secteur l'épaisseur des alluvions jaunes paraît déjà considérables. Elles affleurent ainsi à la cote 282 à la Glaye, et ont peut-être été atteintes à la cote 294,5 au sondage BRGM 675-6-39 de Mas-Plomb, sous couverture morainique. Elles s'étendraient donc au moins entre les cotes 219 et 282 (63 m) ou 294,5 (75,5 m). Sur la feuille Montluel, un peu au Sud, le sondage 699-1-2 de Sainte-Croix les traverse jusqu'à la cote 211 et le 699-1-167 de Bressoles jusqu'à la cote 199,3 sans atteindre leur base (épaisseur 95 m).

Il semble que le substrat miocène ait été rencontré au sondage 675-5-16 de l'Armont, au Nord de Faramans, à la cote 250,4, ce qui indiquerait une remontée de ce substrat de plus de 50 m à l'intérieur de la Dombes par rapport à la côtière du Rhône.

Au Nord de la forêt de Chassagne les sondages ont atteint les alluvions jaunes à Chalamont même, où elles viennent à l'affleurement à la cote

288,3 (675-2-2), et semblent les avoir traversés jusqu'à la cote 265 ou 261 (675-2-23). C'est d'ailleurs seulement sur cette transversale Est-Ouest de Chalamont que l'on est certain que les sondages ont atteint la base des alluvions jaunes, grâce à la série des sondages pétroliers du Nord de cette ville. A Pollet, les marnes du substrat ont été trouvées à 193 m, point le plus bas reconnu sous la Dombes, et à 215 m à Volardièrre. A l'Est, le substratum remonte encore à 292 m à la Chaussée (675-2-21) et à 295,7 m au couvent (675-3-21). L'épaisseur des alluvions jaunes se réduit donc fortement d'Ouest en Est, depuis plusieurs dizaines de mètres à Pollet (les limons et moraines superficiels n'ont pas été distingués sur les 94,30 m de dépôts superposés aux marnes du substrat) jusqu'à quelques mètres au Nord de la forêt de Chassagne, pour s'annuler avant d'atteindre la côtière.

A la limite nord de la feuille, les sondages sont peu nombreux et trop peu profonds pour avoir atteint le substratum marneux, sauf à Dompierre où un sondage pétrolier l'a reconnu à 213,50 m. L'épaisseur de la couverture quaternaire étant, dans ce secteur, comprise entre 5,6 et 17 m, on peut estimer que les alluvions jaunes y ont une puissance de l'ordre de 40 à 50 m sur les 56,5 m de formations indifférenciées superposées aux marnes.

La très grande irrégularité de l'épaisseur des alluvions jaunes sous le plateau dombiste, le fait qu'à la côtière du Rhône entièrement constituée par ces cailloutis (feuille Montluel) succède au Nord, à partir de Pérouges, une côtière d'Ain entièrement formée par les argiles et sables miocènes et à une altitude supérieure, enfin le ravinement constaté de ce substratum par les alluvions jaunes à Saint-Eloi conduisent à considérer que ces dernières colmatent une paléotopographie profondément inscrite dans le substratum miocène. Cette paléotopographie pourrait être un paléoréseau hydrographique à l'image du paléoréseau rhodanien prépliocène au Sud de Lyon (Nandier, 1969 ; Ballesio, 1972), creusé en amont de celui-ci pendant la phase de régression messinienne de la Méditerranée. Ce paléoréseau hypothétique (les sondages sont beaucoup trop rares pour qu'on puisse prouver sa réalité objective) aurait été rempli entièrement par des alluvionnements fluviaux, localement par des argiles et des tufs (Meximieux) à la base et sur les versants, jusqu'à déborder sur la surface du substratum miocène (les plateaux du Bois de Priay et du Mont Margueron pourraient en être les témoins), et constituer la surface entière du plateau dombiste avant son recouvrement et son érosion par l'avancée du glacier du Rhône jusqu'à Bourg.

Stratigraphiquement, les alluvions jaunes se situent donc entre le Miocène supérieur et le Riss ancien des moraines externes de la Dombes. Aucun élément de datation n'a encore été découvert sur le territoire de la feuille Ambérieu, mais il existe une faune malacologique à proximité, dans les ravins de la Sereine et du Cotey (feuille Montluel) et à Fleuries (feuille Lyon) : *Triptichia terveri*, *Testacella leshayesi*, *Frechenia* sp., *Macrozonites collongeni*, *Discus ruderoides*, *Puisseguria* sp., *Trissexodon bernardi*, *Retinella* (*Riederella*) *jourdani*, *Aegopinella lozeki*, *Azeca baudini*, *Carychium* sp., *Cochlostoma* cf. *lugdunense*, *Agardhia* sp., *Fortuna seringi*, *Triptichia schlikumi*, *Iphigenia loryi*, *Vitrea* sp. (G. Truc, in Mandier, 1976). Presque toutes ces espèces figurent dans les faunes pliocènes d'Hauterives et de Cessey-sur-Tille, sauf *M. collongeni*, *T. terveri* et *T. deshayeri* existant seulement à Hauterives et *Puisseguria* sp.

plus *Triptichia schlikumi*, *Aegopinella lozeki* et *C. lugdunense* n'appartenant qu'à Cessey. Or la faune d'Hauterives, notamment *T. terveri*, a un cachet ancien et correspond à un climat encore chaud, tandis que la faune de Cessey, bien située dans la stratigraphie bressane vers la base du Prétiglien, autour de 2,5-2,4 Ma, marque un net refroidissement par rapport aux faunes antérieures. Il se pourrait donc que l'accumulation des alluvions jaunes s'étale sur une période couvrant une grande partie du Pliocène supérieur.

La faune de Mollon étant estimée à 10 Ma (Chaline, 1974), il y a donc un intervalle de temps de l'ordre de 5 Ma entre la fin de la sédimentation miocène et le dépôt des argiles de la Ferme Bardon, puis un autre de 2 Ma jusqu'à l'épandage des alluvions jaunes. Cette longue durée, pendant laquelle la région est restée en domaine continental et dont on ne connaît presque aucun dépôt, correspond à une lacune de sédimentation dans la région (Pikermien-Turolien), et donc probablement à la période d'érosion contemporaine de l'incision mio-pliocène du Rhône dont elle n'était peut-être qu'une ramification amont.

Terrains quaternaires

Le Quaternaire ne commence, sur la feuille Ambérieu, qu'avec le complexe des moraines externes attribué au Riss depuis Penck et Bruckner (1901-1909). Aucune autre formation quaternaire plus ancienne n'y a été reconnue jusqu'ici. Il se poursuit avec le complexe des moraines internes attribué au Würm et s'achève par les alluvions de fond de vallée holocènes.

Riss. Complexe des moraines externes et des moyennes terrasses

Le complexe des moraines externes, qui s'étend principalement sur le plateau de la Dombes, est constitué par deux unités chronologiquement distinctes séparées paléogéographiquement et morphologiquement par une période de retrait et stratigraphiquement par un paléosol : *les moraines dombistes*, ou moraines externes proprement dites, déposées par un glacier qui a envahi largement le Sud de la Bresse jusqu'à Bourg, à sols d'altération profonds, appartenant à une première extension glaciaire considérée comme Riss "ancien"; *les moraines de la côtière d'Ain*, ou moraines intermédiaires, déposées par un glacier qui n'a pas débordé sur le plateau de la Dombes sauf très localement au Nord de Meximieux, à sols d'altération de profondeur moyenne, dépendant d'une seconde extension glaciaire considérée comme Riss "récent". Les moyennes terrasses associées se limitent aux racines des nappes fluvioglaciales du couloir de Certines en aval du seuil des Rossettes (Nord de Pont d'Ain). A ces dépôts datés relativement s'ajoutent des formations morainiques et fluvioglaciales de position stratigraphique incertaine, dont la plus importante est la colline alluviale de Saint-Denis-en-Bugey, au Sud d'Ambérieu.

Formations rissiennes non subdivisées

On a regroupé sous cette rubrique les moraines et alluvions fluvioglaciales antérieures au Würm, donc appartenant avec certitude au

Riss, mais dont les positions stratigraphiques, morphologiques et l'altération ne permettent pas de les relier à une unité bien déterminée. Il s'agit essentiellement des placages morainiques plus ou moins altérés qui tapissent les versants du Bas-Bugey dans la région de Lagnieu-Ambérieu, ainsi que les alluvions fluvio-glaciaires de l'éperon de la tour de Saint-Denis-en-Bugey et de la colline de Druillat.

Gx. Moraines externes d'Ambérieu. On a noté ainsi les placages morainiques probablement peu épais qui, dans le secteur de Lagnieu-Ambérieu, se situent à l'extérieur et topographiquement au-dessus du complexe des moraines internes. Elles recouvrent le Bois de Leyment (cote 320), le Bois de Sonnailles et le Nord du Mont Soyet au-dessus de Vaux-en-Bugey dans le secteur de Lagnieu, ainsi que le promontoire de Saint-Germain et le versant de Tiret à l'Est d'Ambérieu. Le plus souvent ce sont des moraines argileuses de fond, parfois des moraines sablo-caillouteuses à blocs où les éléments cristallins et calcaires sont peu altérés (Bois des Sonnailles). L'état d'altération très variable de ce matériel, le plus souvent "frais" jusque près de la surface (mais sur les pentes l'érosion a tronqué les sols), parfois très décomposé et rubéfié (bas du versant de Tiret), laisse présager que des témoins des deux extensions externes y sont représentés. Toutefois, l'essentiel de ces placages appartient selon toute vraisemblance à la dernière phase, Riss récent.

FGx. Alluvions fluvio-glaciaires des collines de Saint-Denis-en-Bugey et de Druillat. Observables dans deux gravières abandonnées à la Croix de Balthazar, cote 330 sur l'arête sommitale, et à celle de la Tour Saint-Denis, cote 300 au-dessus de Saint-Denis, il s'agit d'un cailloutis à galets hétérométriques à très hétérométriques, de longueur pouvant atteindre 0,30 m, avec blocs plus ou moins émoussés jusqu'à 1 m (la Tour), bien arrondis, polygéniques : quartzites 18 %, calcaires 70 %, cristallins 10 % à la Tour, et respectivement 26, 67 et 4 % à la Croix de Balthazar.

La matrice est sablo-graveleuse grossière, parfois vacuolaire (Croix de Balthazar), un peu limoneuse à la Tour. Le litage, observable seulement à la Croix de Balthazar, est assez net dans l'ensemble et grossièrement horizontal ; des litages obliques apparaissent localement sur le versant nord au-dessus de Bettant-Bas, cote 285, dans un cailloutis à galets plus fins. L'ensemble est de faciès fluvio-glaciaire, souvent assez grossier et très fortement consolidé en épais bancs de poudingues (plurimétriques), apparaissant irrégulièrement sur toute la hauteur des versants (surtout le versant ouest moins raide et non boisé), mais plus constamment au sommet. Une altération superficielle peu rubéfiée (7,5 YR) et peu argilifiée est visible sur une épaisseur de 1 m environ à la Croix de Balthazar, au sommet de la colline, mais est manifestement tronquée (épaisseur réduite, absence de limon). La surface est parsemée d'une mince couverture limoneuse, à quartzites sur le plateau dominant Ambutrix à l'Est.

Ces cailloutis affleurent sur toute la hauteur des versants de la colline, soit une dénivellation dépassant une centaine de mètres dans la partie amont, jusqu'au col de Vaux où ils s'arrêtent brusquement contre le chaînon calcaire du Soyet où affleure, au contact, de la moraine argileuse. Selon A. Boistel (1894), les cailloutis fluvio-glaciaires ne commenceraient qu'au-dessus de la cote 300 environ, le soubassement étant constitué de sables et marnes du substrat (miocène). Effectivement des marnes ont été

observées ponctuellement et dans de mauvaises conditions d'affleurement lors de travaux de fondations à Ambutrix, cote 280 m environ, et au-dessus de Bettant, cote 300, dans le talus de la route de Vaux. La base du versant nord présente en outre d'évidents phénomènes de glissements au-dessous de cette même cote 300, mais partout des cailloutis, apparemment en place ou éboulés, tapissent toute la hauteur des pentes. Il est donc très possible qu'un soubassement miocène existe sous cette colline caillouteuse, atteignant la cote 300, mais peut-être pas aussi régulièrement que Boistel l'a figuré.

Stratigraphiquement, il n'est pas possible de situer cet amas caillouteux par rapport aux dépôts morainiques voisins. Nulle part on n'a pu observer la superposition des deux faciès. La surface de la colline, très étroite dans sa partie aval, et disséquée par des chenaux secs suspendus dans sa partie amont élargie, entre le col de Vaux et la Croix de Balthazar, apparaît cependant exempte de couverture morainique. Boistel (1894), qui a pu observer de nombreuses coupes, figure les cailloutis fluvio-glaciaires directement superposés au substrat miocène, et recouverts de moraine seulement en amont de la croix de Balthazar, sur le plateau du Colou et des Mangettes (1894, p. 303 et 308 ; 1902 ; p. 129). Mais si cette superposition n'a pu être retrouvée, des moraines de fond argileuses à blocs ont été repérées par deux fois au Nord-Est et au Nord-Ouest de Vaux, vers 340 m d'altitude.

A. Boistel considère que la moraine de Vaux ravine les cailloutis de la colline ("remplissent une cuvette creusée dans ces conglomérats"), et en conclut qu'ils sont "certainement antérieurs à la première apparition du glaciaire", et sont donc des "alluvions préglaciaires", ou "alluvions de la première progression du glacier pléistocène". Il faut reconnaître qu'il n'est pas aisé de situer cette masse caillouteuse, isolée et seule de son espèce sur la feuille Ambérieu, dans la stratigraphie glaciaire locale. Elle est manifestement antérieure aux complexes morainiques wurmiens situés très en contre-bas. Elle forme un éperon parfaitement isolé entre le débouché de l'Albarine et le couloir d'Ambutrix, parcourus par les courants de glace, dans le prolongement exact des chaînons calcaires qui ont pu aisément en assurer la protection. Elle peut donc être aussi bien une forme résiduelle, façonnée par les glaciers dans un dépôt antérieur (pré-glaciaire ou de progression), soit une forme de construction entre deux masses de glaces non jointives (les langues de l'Albarine et de Lagnieu), par exemple au moment de leur retrait, soit même une forme mixte cumulant par juxtaposition et superposition des dépôts de deux origines. Or, il n'y a nulle part dans l'Est lyonnais de trace d'une aussi importante accumulation de retrait du Riss récent. Au contraire, tous les affleurements très épais de cailloutis fluvio-glaciaires sont de progression et recouverts d'une pellicule de moraine de fond ou d'ablation. L'hypothèse la plus probable est donc celle d'une alluvion fluvio-glaciaire de progression, d'âge probablement Riss récent.

A. Boistel (1898, 1902) a assimilé la colline du Bois de Leyment, à l'Ouest du couloir d'Ambutrix, à la colline de Saint-Denis-en-Bugey pour des raisons stratigraphiques (présences d'argiles du substrat près de sa base) et d'analogies de faciès de ses cailloutis. Effectivement, cette colline forme un relief allongé de même direction que la colline de Saint-Denis, au milieu des buttes morainiques wurmiennes qu'elle domine, mais de

dimensions et de hauteur moindres, et de situation géographique tout à fait différente : elle est absolument isolée au milieu des moraines internes et ne s'appuie sur aucun relief du substrat. N'ayant pu confirmer les observations de Boistel faute de coupe, nous avons noté l'ensemble de cette colline en moraine externe non subdivisée comme la formation glaciaire qui en constitue le sommet.

A un Riss indéterminé on doit rapporter aussi les conglomérats de Druillat, qui affleurent sous le village et le long de la route de Mas-Pommier, sur le versant de la vallée du Surand. Ce sont des cailloutis hétérométriques grossiers, à galets alpins bien arrondis, polygéniques (siliceux, calcaires, rares cristallins), cimentés en gros bancs de poudingues d'observation difficile. Indubitablement quaternaires par leur faciès, leur position stratigraphique est inconnue. On ne sait pas s'ils s'enfoncent sous les moraines de Druillat ou s'ils forment simplement un placage sur le versant. Dans le premier cas, il pourrait s'agir d'alluvions de progression du Riss ancien, dans le second d'alluvions fluvio-glaciaires du Riss récent (complexe de Mas-Pommier).

Complexe des Dombes (Riss ancien)

Le complexe des Dombes est formé essentiellement par les moraines qui recouvrent le plateau de la Dombes sous plusieurs faciès (moraines de fond, d'ablation, frontales, médianes, de poussée), des alluvions glacio-torrentielles, traces d'anciens écoulements sous-glaciaires (ö)s et des alluvions fluvio-glaciaires soit émanées des moraines de Druillat, soit isolées comme celles qui remplissent le chenal suspendu de Saint-André, sur le massif calcaire de Pampier.

G_{xa}. Moraines externes dombistes. Les moraines externes qui recouvrent le plateau de la Dombes se présentent sous deux faciès principaux ; un faciès de moraine de fond, un faciès de moraine d'ablation.

La *moraine de fond* est riche en matrice argilo-sableuse qui forme la plus grande partie du sédiment, généralement de couleur gris-jaune ou gris-beige, claire, fortement carbonatée. Dans cette matrice amorphe, sont disséminés en désordre des éléments grossiers de toutes tailles, mais généralement du calibre des graviers et des cailloutis, avec parfois des blocs (très rares). Ces éléments généralement roulés, plus rarement anguleux, sont en proportions très variables et polygéniques : siliceux (quartz, quartzites, silex, chailles etc...), calcaires divers (le plus souvent striés dans ce faciès), cristallins frais en faibles proportions (granites, gneiss, schistes cristallins divers). Localement il peut s'y individualiser des bancs ou lentilles d'argile pure, de couleur grise à bleue, d'épaisseur décimétrique à métrique.

C'est ce faciès qui constitue le tapis morainique recouvrant l'ensemble du plateau dombiste sur une épaisseur moyenne inférieure à 10 m. On ne peut l'observer qu'à la faveur de rares ravinements naturels, de travaux de voirie ou de fondations, car il ne donne lieu à aucune exploitation.

La *moraine d'ablation* est essentiellement caillouteuse. C'est un cailloutis plus ou moins hétérométrique à galets généralement arrondis ou bien émoussés, sans blocs, le plus souvent grossiers, à matrice sablo-graveleuse plus ou moins limoneuse, compacte ou vacuolaire. Les

éléments sont polygéniques comme dans la moraine de fond : siliceux à 64 %, calcaires à 28 % et cristallin à 5 % dans la gravière du Peloux, à l'Ouest de Dompierre (P. Mandier). Mais la différence essentielle est la structure, grossièrement litée horizontalement ou en longues lentilles, avec présence localement de bancs sableux. Il n'y a généralement pas de galets striés mais il peut se trouver localement, dans la masse ou plutôt dans des bancs plus limoneux, des galets portant encore des stries presque effacées (galets striés usés).

Ce faciès est celui qui prévaut dans les collines allongées à disposition radiale qui émergent de la surface du plateau sur une hauteur pouvant atteindre une vingtaine de mètres au plus. L'épaisseur de ce faciès doit être de l'ordre de hauteur de la colline considérée, ou un peu plus, c'est-à-dire très variable. Il s'agit d'un matériel morainique considérablement remanié par les eaux de fusion du glacier en voie de dégradation. C'est ce matériel caillouteux qui est, et a été beaucoup plus par le passé, exploité dans la plupart des gravières de la Dombes.

Outre ces deux faciès principaux, s'individualise localement un faciès de moraine de poussée, non pas frontale mais sous-glaciaire, dont l'exemple unique se trouve dans la gravière du Gaillaud au Nord de Faramans : l'alternance de bancs de sables fins à moyens bien lavés, compacts mais meubles et d'argiles à graviers et galets de type moraine de fond, irréguliers, obliques ou plus ou moins contournés par glaci-tectonique. Son épaisseur visible n'est que de quelques mètres, et il est recouvert par le faciès de moraine d'ablation.

Ces trois faciès n'ont pas été distingués à l'échelle de la carte, mais peuvent se déduire immédiatement de la topographie, au moins pour les deux principaux.

Enfin un ou deux alignements méridiens de collines morainiques s'échelonnent de Dompierre au Sud de Châtenay et de Saint-Nizier-le-Désert à Chalamont et au Nord de Meximieux. Ce sont les reliefs les plus vigoureux de la Dombes, pouvant s'élever d'une quarantaine de mètres au-dessus de la surface du plateau, et qui portent le point culminant de la Bresse (334 m à Chalamont) si l'on en exclut les plateaux néogènes du Bois de Priay et du Mont Margueron. Ils sont le prolongement sud des moraines médianes de Longchamp-Biollet (feuille Bourg-en-Bresse). Mais contrairement à ces dernières, on n'en connaît pas le faciès qui doit être analogue, aucune coupe n'y étant ouverte, ni l'épaisseur, aucun sondage ne les ayant traversées. On peut cependant affirmer qu'ils sont entièrement morainiques, étant donné la nature et la morphologie de leur substrat néogène, donc qu'ils ajoutent leur hauteur à l'épaisseur moyenne des moraines de fond environnantes. Au total, leur puissance pourrait voisiner voire dépasser la cinquantaine de mètres.

L'altération superficielle des moraines dombistes, quel qu'en soit le faciès, n'est jamais observable en totalité sauf parfois en sondage. Dans les tranchées de reconnaissance implantées dans des secteurs où les remaniements superficiels ont été les plus faibles, elle est toujours d'une épaisseur supérieure à 3,5 m. Elle doit être théoriquement plus épaisse sur les faciès d'ablation et médian, beaucoup plus perméables. Cependant, s'agissant de collines à versants fortement pentés, bien que de faible hauteur, le développement et la conservation des sols y ont été

contrariés par des phénomènes d'érosion et de recouvrement (solifluxion), observables dans la gravière de la Soutière, à l'Ouest du Plantay, mais généralement de troncature, ce qui fait que les sols n'y sont jamais complets. Dans les gravières, la plupart abandonnées et en fort mauvais état, on n'a rencontré nulle part de profil supérieur à 3 m. Ces sols sont entièrement décalcarisés, mais faiblement argilifiés et relativement peu rubéfiés (5YR5/6 à 5/8), et dessinant parfois des poches s'enfonçant de l'ordre de 1 m dans le matériel frais sous-jacent.

Sur la moraine argileuse, des tranchées de reconnaissance ont permis de constater que le sol d'altération a une épaisseur supérieure à 3,30 m et même 3,70 m (Rossettes-Hautes, Druillat-le Cruix, Druillat-cimetière, le Désert des Carronnières), le matériel argileux (40-46 %) est entièrement décarbonaté, de couleur brun-rougeâtre à brun-orangé, les galets cristallins sont plus ou moins arénisés sauf les amphibolites qui demeurent presque intactes, les calcaires entièrement épuisés. Cependant, la teinte d'ensemble pâlisant vers le fond annonce que la base du sol n'est pas lointaine, probablement de l'ordre de quelques dm. On peut estimer la profondeur des sols sur moraine de fond de l'ordre de 4 m au minimum.

L'épaisseur et l'intensité de cette altération permet d'exclure pour les moraines dombistes un âge wurmien, de même qu'une appartenance au Mindel caractérisé par des sols beaucoup plus profonds et évolués (55 à 65 % d'argile). Pédologiquement comme paléogéographiquement, elles se placent dans l'unité la plus évoluée et la plus ancienne du complexe des moraines externes attribué au Riss, donc dans un Riss "ancien"

Les moraines dombistes recouvrent, sur une épaisseur variable de 1,5 à 17 m (sondage 675-2-22 de Saint-Nizier-le-Désert), la totalité du plateau à l'exception des replats plus élevés du Bois de Priay et du Mont Margueron. Elles font partie du tapis morainique qui s'étend jusqu'aux moraines terminales de Chaveyriat-Corgenon-Seillon dans les environs de Bourg (feuille Bourg-en-Bresse). Le glacier du Riss ancien, qui s'est avancé jusqu'au-delà de Bourg, a probablement recouvert le massif calcaire de Pampier, un peu moins élevé que le Mont Margueron. Mais il n'y a pas été possible, faute de coupes suffisantes, d'y caractériser la moraine dans la couche quasi continue d'argiles rubéfiées à galets siliceux qui le recouvre, comme cela a pu être fait dans le Bois de Fromente, au Nord de Neuville-sur-Ain (feuille Bourg).

Si le glacier (plus précisément le lobe oriental de Seillon) a recouvert le massif de Pampier, il ne semble pas avoir transgressé les plateaux isolés du Bois de Priay et du Mont Margueron. On en est certain en ce qui concerne le Mont Margueron par une tranchée de reconnaissance pratiquée en bordure sud du plateau, cote 342, beaucoup moins au sujet du Bois de Priay, dont les observations montrent toutefois les alluvions jaunes très près de la surface encore très régulière. Ces deux éléments topographiques sont donc demeurés au-dessus, sans doute fort peu, des courants glaciaires qui les ont contourné par les couloirs de Druillat et des Carronnières, ce dernier rejoignant le courant principal au Nord du Bois de Priay en un lieu actuellement indéterminé.

Outre les collines allongées qui accidentent le plateau et que l'on peut assimiler à des drumlins, la moraine dombiste présente, dans le secteur des Rossettes-Hautes, une morphologie frontale arquée à concavité sud, façonnée par le courant des Carronnières. Il s'agit d'une forme de moraine frontale individualisée lors du retrait du glacier lors de son

quatrième stade de retrait (feuille Bourg-en-Bresse). Il n'y a aucune autre trace de ce stade sur le territoire de la feuille Ambérieu.

Couverture : les moraines dombistes sont quasi uniformément recouvertes par une couche de limon jaune ou lehm, non calcaire, d'origine éolienne (ancien loess), d'une puissance de l'ordre de 1 à 2 m généralement, maximale de 4,5 m (sondage 675-1-1 de Pisse-Loup au Nord du Plantay). Cette couverture a pu diminuer et même disparaître par érosion du sommet des collines, pour s'accumuler dans les dépressions et former sur les versants des complexes colluviaux plus ou moins riches en cailloutis siliceux provenant de la moraine altérée sous-jacente.

GF_{xa}. Alluvions glacio-torrentielles (ös). On a distingué de la moraine de fond, qui forme des drumlins en surface du plateau, des alluvions caillouto-sableuses constituant des collines étroites et allongées, plus ou moins sinueuses, traces d'écoulements torrentiels sous-glaciaires (ös). Le matériel n'est pas très différent de celui des moraines d'ablation mais il est moins grossier (longueur des éléments 0,20-2,25 m maxi), sans blocs, mieux calibré, mieux roulé, plus riche en matrice sableuse généralement fine, non limoneuse (bien lavée), très meuble, et montre un meilleur litage entrecroisé horizontal. Il s'y individualise localement des lentilles de sables fins. La composition pétrographique est la même, l'altération superficielle analogue, avec de larges poches résultant de la grande perméabilité du matériel. A la gravière du Charpenet, près du Montéliér, un horizon de concrétionnement calciteux blanchâtre, plus ou moins encroûté ou pulvérulent, souligne la base du sol sur une épaisseur variable pouvant atteindre 1 m.

Les ös ne sont pas fréquents en surface du plateau ; on en rencontre en deux secteurs seulement : au Nord-Est de Saint-Nizier-le-Désert, en limite nord de la feuille, où ils sont le prolongement sud des ös du plateau de Servas (feuille Bourg-en-Bresse), et dans les environs de Joyeux et du Montéliér, où ils forment des collines isolées de morphologie peu distincte des drumlins voisins.

FG_{xa}. Alluvions fluvio-glaciaires du couloir de Saint-André. Le massif calcaire de Pampier-Neuville-sur-Ain est traversé obliquement par un couloir suspendu à ses deux extrémités, fortement imprimé sous sa surface (20 m), à fond relativement régulier penté vers l'Ouest, prenant naissance au-dessus de Thol et dans un diverticule affluent partant d'au-dessus d'Oussiat. D'origine probablement structurale (fractures) et karstique, il est rempli sur une épaisseur inconnue mais faible d'après ses bordures (quelques mètres) de cailloutis à galets polygéniques grossiers très altérés, reposant en ravinement sur de la molasse caillouteuse et sableuse (Saint-André). Il est même possible que la molasse constitue tout ou partie du fond du couloir. Leur altitude et leur altération profonde (de l'ordre de 5 m à Saint-André, où ils pénètrent la molasse sous-jacente), désignent ces cailloutis comme des alluvions fluvio-glaciaires dépendant de la première extension (Riss "ancien"), le plus probablement du quatrième stade de retrait.

FG_{xa4}. Alluvions fluvio-glaciaires des Rossettes-Hautes. La quatrième nappe fluvio-glaciaire constituant la terrasse de Viriat (feuille Bourg-en-Bresse) prend naissance au contact de l'arc morainique (G_{xa4}) des Rossettes-Hautes, en amont du couloir de Certines. Sur cette feuille, n'en

figurent que les deux racines amont, séparées par le ruisseau de la Ruat, à recouvrement limoneux et de structure et épaisseur inconnues faute de coupes.

Complexe de Mas-Pommier (Riss "récent")

Le complexe de Mas-Pommier est constitué également par des moraines et des alluvions fluvio-glaciaires. Les moraines se limitent à des placages isolés localisés sur les versants de la côtière, en contre-bas du plateau, sauf au Nord de Meximieux et dans la basse vallée de la Toison où un tapis de moraine de fond, limité par un arc morainique frontal au Nord de Meximieux, déborde sur le plateau de la Dombes. Ces moraines reposent localement sur un paléosol affectant des dépôts morainiques ou fluvio-glaciaires sous-jacents appartenant à l'épisode glaciaire précédent. Elles recouvrent localement des formations glacio-lacustres de faible extension. Les alluvions fluvio-glaciaires constituent la nappe des moyennes terrasses inférieures de Mas-Pommier et des Rossettes-Basses (2 niveaux), à sols d'altération moyennement épais (2,5 m) et médiocrement argilisés (28-33 %), commençant au seuil des Rossettes-Basses, origine du couloir fluvio-glaciaire de Certines (feuille Bourg) et sans liaison morphologique avec des moraines. Le glacier ne s'est infiltré que peu dans la basse vallée du Surand, mais a probablement atteint le seuil (faciès morainiques dans les alluvions fluvio-glaciaires profondes), comme le laisse supposer les arcs morainiques latéraux de Varambon, les plus proches. Il s'y ajoute les alluvions fluvio-glaciaires isolées, non subdivisées, de la Tour de Bellegarde au Nord de Priay.

Gxb. **Moraines de la côtière d'Ain.** On a distingué par observations de surface, sondages, pédologie et morphologie une série de dépôts morainiques caractérisés par une épaisseur d'altération faible, ne dépassant généralement pas 2,5 m, localisés en bordure de la côtière d'Ain. Il s'agit le plus souvent de moraine de fond, très argileuse, à galets polygéniques, calcaires striés, affleurant mal et dans laquelle il n'existe aucune coupe. L'altération superficielle a été reconnue sur une épaisseur de 2 m (sondages 675-6-41 et 42 de Pérouges-la Pierrière) à 2,5 m (sondage 675-7-54 de Gévrieux). Elle est cependant supérieure à 2,5 m sur l'arc morainique de Pérouges-les-Liattes, où le faciès de cette moraine doit être plus sableux, et peut-être aussi par effet de versant, et de couleur brun-rougeâtre 5YR4/4.

Dans le sondage 675-7-54 de Gévrieux, en bordure du plateau, la moraine superficielle altérée épaisse de 2,5 m recouvre une formation caillouteuse et sableuse d'origine fluvio-glaciaire décalcarisée sur une épaisseur de 7 m. Cette altérée sous-jacente (superposée à une moraine de fond) ne peut appartenir qu'à une glaciation antérieure assimilable à celle de la Dombes. Dans le sondage 675-6-41 de Pérouges-la Pierrière, une moraine superficielle altérée épaisse de 2,00 m recouvre, par l'intermédiaire d'un sable glacio-lacustre calcaire, des silts plus ou moins graveleux et un cailloutis à matrice sableuse altérés sur 6 m, appartenant également à l'épisode glaciaire antérieur.

Des moraines à sols peu épais existent aussi dans les secteurs de Meximieux-Pérouges, Rignieux-Loyes, Châtillon-la-Palud, Priay, Varambon.

Les cités de Pérouges et de Meximieux se trouvent au centre d'une petite région semi-circulaire limitée par un alignement morainique arqué passant par les Liattes, Mas-Garnier, Le Favier, Villardièrre. A l'intérieur de ce secteur très complexe, la moraine de fond apparaît fréquemment "fraîche" jusqu'en surface (Villardièrre, La Côte), signe que son altération superficielle était peu épaisse. Elle recouvre entièrement les buttes de Chavagneux et du Mont, isolées au milieu de la plaine alluviale du Würm récent (il n'est pas exclu toutefois, étant donné sa position géographique, que la moraine de la butte du Mont appartienne au glaciaire wurmien - ancien - qui s'est avancé jusqu'à la côtière dans le secteur de Meximieux-Pérouges).

Dans la région de Rignieux-le-Franc-Loyes des placages de moraine de fond non altérée en surface s'étendent largement sur les deux versants élargis de la vallée de la Toison : Pain-Bénit, Platière, Rignieux, Le Brevet cote 306, Montos, Loyes-Montaplan. Au Sud de Rignieux, la moraine descend jusqu'aux alluvions récentes du fond de vallée (Platière, ravin de Charbonnière au Nord de Fétan). Tout se passe donc comme si une langue de glace s'était avancée dans une vallée déjà profondément creusée jusqu'au niveau actuel, sinon plus, et l'avait remontée jusqu'au Nord de Rignieux, tapissant les versants d'une couche de moraine que les érosions ultérieures allaient morceler, notamment rive droite. A l'appui de cette hypothèse, on peut citer la présence d'argiles glacio-lacustres à Rignieux-le-Gauthier, cote 260, qui ne peuvent s'expliquer que dans ce cadre.

Une petite diffluence perchée sépare les buttes de Fétan (290 m) et de la Grande-Borne (309 m), constituées par une moraine de fond dombiste altérée sur 3,5 m (sondage 675-6-51 de la Grande-Borne), par laquelle une étroite langue de glace a débordé en direction de la diffluence principale qui remontait la basse vallée de la Toison.

Dans le secteur de Gévrievx, les petits replats plurihectométriques de Sur-le-Plat au Sud et du château de Châtillon au Nord, qui interrompent localement la régularité de la côtière 40 à 50 m en contre-bas du plateau, sont constitués de moraine de fond peu ou non altérée jusqu'en surface. Cette moraine descend jusqu'au niveau de la plaine alluviale de l'Ain au Sud, seulement à mi-pente au Nord. Ces deux affleurements isolés, paraissent comme des placages contre le soubassement miocène de la côtière d'Ain, se situant en contre-bas du sondage 675-7-54 où, en bordure du plateau, une moraine peu profondément altérée recouvre une altérite plus puissante appartenant à l'épisode glaciaire dombiste. De forme grossièrement semi-circulaire ils s'appuient contre un versant échancré de même, ayant tout à fait l'allure de niches d'arrachement. Il est donc fort possible qu'initialement ces placages morainiques se soient situés au niveau du plateau, et qu'ils en aient été séparés ensuite par un effondrement en masse sur le versant, mouvement provoqué par le sapement de la base de la côtière lors des constants déplacements de l'Ain. On remarquera qu'à proximité immédiate se situent les sables et conglomérats fluvio-glaciaires, non altérés en surface, de Châtillon-la-Palud.

Au Sud-Ouest de Priay, la butte 262 est constituée en surface par une moraine argileuse peu ou pas altérée, arquée en forme de vallum. Au Nord de Varambon, de petites buttes morainiques à matériel "frais" jusqu'en surface s'allongent en contre-bas du replat morainique altéré de Drullat, peu au-dessus de la plaine alluviale holocène. Elles ont une morphologie de vallums latéraux ou frontaux.

On a regroupé avec la moraine externe de la côtière, une courte série de formations d'origine glacio-lacustre, de dimensions trop restreintes ou connues seulement par sondage pour pouvoir en être distinguées cartographiquement. Il s'agit des argiles, silts et sables plus ou moins caillouteux de Rignieux-le-Gauthier, Mollon-la-Motte, Pérouges-la-Pierrière et Châtillon-la-Palud.

Au hameau du Gauthier, en face de Rignieux-le-Franc, une tranchée de fondation a mis à jour vers la base du versant, cote 260, des argiles finement litées, grises, à niveaux rouilles, sans éléments grossiers, de faciès très voisin des marnes miocènes du substrat. Visibles sur une épaisseur de 1 à 2 m, ces argiles reposent sur une moraine de fond argileuse passant latéralement à un faciès plus sableux, à éléments plus roulés, grossièrement lité, d'apparence fluvio-glaciaire, selon un contact très irrégulier. Elles sont surmontées par une colluvion argileuse à petits blocs calcaires manifestement remaniés d'une moraine sus-jacente. Il s'agit selon toute probabilité du résidu d'un dépôt glacio-lacustre formé dans un lac de barrage en amont de la langue de glace remontant une paléo-vallée de la Toison, et la transgressant ensuite jusqu'à une courte distance au Nord de Rignieux.

Au débouché du ravin du Gardon, rive droite au Sud de Mollon, une formation argilo-sableuse complexe reposant sur une moraine argileuse fraîche a été démasquée par un glissement de terrain à la cote 270. De la base au sommet on relève la succession suivante :

- sables gris plus ou moins marbrés de brun et de rouille, fins, homogènes, massifs, devenant argilo-caillouteux au sommet (0,30 m) ;
- marnes litées gris blanchâtre à grumeaux calciteux blancs centimétriques, friables (0,20 m) ;
- sables fins lités gris verdâtre (0,30 -0,40 m) ;
- marnes litées blanc verdâtre passant latéralement et vers le haut à un sable fin à moyen brun-roux puis gris (1 m visible). La suite de la formation est masquée par le versant.

La structure de cette formation, ses rapides variations de faciès mais surtout sa superposition à de la moraine de fond la désignent indubitablement comme un dépôt glacio-lacustre local, décanté dans une petite étendue d'eau entre le versant et le glacier, et remaniant les argiles et sables miocènes du substrat, d'où son analogie de faciès avec les formations bressannes. Il faut remarquer ici la parfaite identité de faciès des argiles glacio-lacustres et des marnes de Bresse, jusqu'aux concrétions calcaires. Il s'ensuit qu'en l'absence d'une stratigraphie complète montrant les moraines sous-jacentes, il aurait été impossible d'en reconnaître la véritable nature sauf à en faire l'analyse palynologique, ce que rien ne justifie *a priori*, et à condition que cette analyse soit positive, ce qui est loin d'être toujours le cas, même dans les dépôts néogènes généralement plus favorables.

Sur le plateau de la Pierrière, à l'Ouest de Pérouges, les sondages BRGM 675-6-41 et 42 ont traversé, sous une moraine superficielle altérée épaisse de 2 m, une formation calcaire composée de sables plus ou moins argileux, fins à moyens, micacés, homogènes, gris-beige à gris jaunâtre, devenant gris bleuté vers la base et passant localement à des silts gris-beige à taches d'oxydation rougeâtres (675-6-41), puis gris bleuté, non calcaires

(6 m reconnus). Plus en profondeur, ces silts se chargent en galets polygéniques (siliceux, cristallins plus ou moins altérés, calcaires épuisés) et deviennent olivâtres, avec plages rubéfiées (3,5 m). Ils reposent sur un cailloutis polygénique très altéré à matrice argilo-sableuse jaune orangé représentant probablement un paléosol d'une moraine ancienne car il y figure des galets cristallins (gneiss, amphibolites) moins altérés que ceux des alluvions jaunes affleurant non loin à la Glaye. Cette formation sablo-silteuse est probablement un dépôt glacio-lacustre remaniant à la base l'altérite sur laquelle elle repose, liée à la moraine qui la surmonte altérée sur une profondeur de 1 à 2,5 m seulement.

Dans le village de Châtillon-la-Palud, le sondage BRGM 675-7-55 a traversé, sous des limons jaunes épais de 3,5 m, un sable gris-jaune légèrement argileux, très calcaire, contenant une faible proportion de petits galets polygéniques frais épais de 3,5 m également, et reposant sur un substrat de sables molassiques. Un sondage plus ancien très proche (675-7-11) aurait traversé, à la même cote 308, des argiles à graviers épaisses de 4,5 m superposées à un substrat essentiellement marneux. Il s'agit probablement d'une formation glacio-lacustre ou/et fluvio-glaciaire marginale car les versants de l'éperon de Châtillon-la-Palud montrent, sous le château de Grammont, des cailloutis cimentés en épais bancs conglomératiques, lesquels s'amincissent rapidement vers le Sud pour disparaître au contact de la moraine dombiste. Il est hautement probable qu'elle appartient à l'épisode glaciaire de la côtière car, outre son altération minime, elle n'est accompagnée d'aucun dépôt morainique, ce qui n'aurait pas été le cas si elle avait appartenu à l'épisode dombiste.

FGxb. Alluvions fluvio-glaciaires de la côtière d'Ain. Les nappes fluvio-glaciaires de la seconde extension des moraines externes prennent naissance au seuil des Rossettes-Basses, au Nord de Druillat, où elles sont l'origine des basses terrasses du couloir de Certines (feuille Bourgen-Bresse à 1/50 000). Elles se disposent en deux niveaux principaux faiblement étagés :

FGxb-a. Niveau supérieur de Mas-Pommier. Le matériel alluvial était visible sur une épaisseur de 6 à 7 m à l'ancienne gravière en voie de comblement de Mas-Pommier, au Sud du hameau. C'est un cailloutis à galets bien arrondis, de calibre moyen (médiane 5 cm), relativement hétérométrique, polygénique (siliceux 30 %, calcaires 69 %, cristallins 0,5 % selon Mandier, d'aspect frais). Cette composition pétrographique riche en calcaire le différencie nettement des formations fluvio-glaciaires plus anciennes du complexe de la Dombes à majorité siliceuse. La matrice est un sable non argileux gris, calcaire. L'ensemble est bien lité, avec un léger pendage vers l'Ouest. L'altération superficielle, qui était visible sur moins de 2 m, était relativement rubéfiée (5YR), peu argilifiée, avec poches et recouverte par un limon épais de plus de 1 m. Une tranchée de reconnaissance pédologique au sommet du plateau de En Balivel, à 400 m au Nord-Ouest de la gravière et à un niveau plus élevé (271 m), a montré, sur un matériel caillouteux frais très grossier à matrice sablo-graveleuse, un sol décalcarisé sur 2,20 m et rubéfié sur 2,70 m, peu argilifié, ce qui est une altération peu poussée sur un matériel aussi perméable.

Les sondages 675-6-45, 56 et 57 implantés au voisinage immédiat de la gravière ont traversé sur 19,20 m une formation essentiellement caillouteuse, hétérométrique, contenant des bancs d'argile plus ou moins

compacte et d'argiles à galets à différents niveaux, caractéristiques d'une sédimentation glaciaire à tendance glacio-lacustre proche d'une marge de glacier. Ce faciès s'accorde bien avec la morphologie de cette nappe qui constitue une terrasse à surface très irrégulière, remaniée par des couloirs superficiels, de cote 273-269, inscrite une dizaine de mètres en contre-bas du plateau morainique plus ancien de Druillat.

Au Pont de Cotençon, les sondages PI 306 et PI 307 de l'autoroute Bourg-Pont d'Ain, implantés aux cotes 269,2 et 262,3, ont traversé respectivement 8,5 m et 26,3 m de cailloutis, avant d'atteindre des sables aux cotes 260,7 et 246. Très proches l'un de l'autre, ils montrent l'intense ravinement d'un substratum probablement molassique.

Ce niveau supérieur de Mas-Pommier se subdivise localement, tout à fait à l'amont, en deux sous niveaux : Mas-Pommier proprement dit, cote 273-275, et En Balivel, cote 271, séparés par un talus peu marqué.

FGxb-b. Niveau inférieur de Rossettes-Basses. Le matériel de ce niveau peut être observé dans la gravière de Rossettes-Basses qui s'ouvre au niveau du seuil séparant l'amont du couloir de Certines du ruisseau du Durllet. C'est un cailloutis à galets analogue à celui du Mas-Pommier, plus grossier et plus hétérométrique (galets de longueur atteignant 0,40 m), de même nature pétrographique (siliceux 29 %, calcaires 64 %, cristallins 3,5 % selon Mandier) et de structure semblable. La matrice sablo-graveleuse montre un cortège de minéraux lourds essentiellement alpins : épidotes 37 %, grenats 39,5 %, amphiboles 12,5 %, glaucophane 0,5 %, chloritoïde 0,5 %, tourmaline 2,5 %, zircon 3 %, rutile 1 %, staurotide 2 %, sphène 1,5 % (A. Billard, 1966). Son altération superficielle est identique à celle du niveau supérieur : décalcification sur 2,20 m à la tranchée de La Gravelière, 2,40 m à celle de Rossettes-Basses, rubéfaction sur 2,20 m à 2,70 m.

Les minéraux argileux du sol d'altération de la gravière, déterminés par A. Billard *et al.* (1970), sont les suivants, en % :

Niveau	Illite	Chlorite	Vermiculite	Kaolinite	Amorphes	Feldspaths	Quartz	Oxydes de fer
- 0,15	17	4	11	28	11	2	17	7
- 0,75	22	2	14	30	9	1,5	7	7,5

Ces proportions ne sont pas très différentes de celles que l'on relève dans les sols post-wurmien de la Glaye et de la Valbonne, ni de celles des sols rissiens anciens du plateau de la Dombes (feuille Bourg-en-Bresse à 1/50 000).

Un sondage BRGM (675-4-58) partant du fond de la gravière a traversé 15,5 m de cailloutis, plus grossiers à partir de - 9,00 m, sans en atteindre la base (fond à la cote approximative 234).

Ce niveau constitue une terrasse faiblement étagée sous la précédente (une dizaine de mètres), de morphologie assez irrégulière également, et probablement dégagée dans la même nappe alluviale. On les a distinguées morphologiquement et parce qu'ils constituent deux niveaux de basses terrasses dans le couloir de Certines (feuille Bourg).

FGxb. Niveau non déterminé. Cailloutis de la Tour de Bellegarde. Au Nord de Priay, une petite butte allongée en bordure de l'Ain est constituée par un cailloutis grossier hétérométrique (longueur des éléments jusqu'à 0,25 m), à galets bien arrondis polygéniques (quartzites essentiellement, calcaires nombreux, cristallins rares), à matrice gréseuse grossière très vacuolaire, très fortement cimenté sur toute l'épaisseur visible (5 à 6 m). Son faciès et son litage grossier le désigne comme une formation probablement fluvio-glaciaire, mais elle forme actuellement une petite masse isolée plaquée à la base du versant marneux des Carronières. Ne pouvant s'agir d'un résidu d'une des terrasses de l'Ain, tant par son niveau trop élevé que par sa composition pétrographique "alpine", il ne peut appartenir qu'à une extension glaciaire externe, et le plus probablement à la seconde.

Würm. Complexe des moraines internes et des basses terrasses

La feuille Ambérieu présente l'un des sites des moraines internes les mieux caractérisés, l'amphithéâtre morainique de Lagnieu, attribué classiquement à la glaciation wurmienne depuis Penck et Bruckner (1901-1909). Cet amphithéâtre se relie, par les moraines frontales de Rignieu-le-Désert et les collines glaciaires de Saint-Maurice-de-Gourdans, à l'amphithéâtre des moraines internes de l'Est lyonnais (Grenay-Anthon, feuille Montluel). Outre leur position topographique "interne", le caractère plus récent de ce complexe par rapport à celui des moraines externes est appuyé par la grande "fraîcheur" morphologique des moraines et la faible altération superficielle des alluvions fluvio-glaciaires qui en émanent (de l'ordre de 1 m). Or le caractère de faible altération concerne aussi un certain nombre de moraines et dépôts fluvio-glaciaires situés en aval de l'amphithéâtre interne : collines de Leyment, environs nord de Pérouges-Meximieux, collines de Béligneux (feuille Montluel), ces deux derniers sites localisés en contre-bas du plateau dombiste ou sur sa bordure. Ceci a conduit certains auteurs à attribuer ces formations à une extension plus ancienne du glacier du Rhône, Würm I, d'âge indéterminé (A. Brun, 1963), et Würm ancien, stade de Béligneux (P. Mandier, 1980, 1984).

Le glacier du Rhône étant parvenu au contact de la côtière de Dombes de Béligneux à Meximieux, l'hypothèse d'une obturation glacio-lacustre de la vallée de l'Ain, en amont, a été aussitôt émise par Penck. A son appui il citait la formation de delta qui coiffe la colline de Béligneux, attribuait au lac une altitude de 280 m et lui voyait un exutoire par le seuil des Rossettes dans la vallée de la Reyrousse. A. Journeaux (1956), reprenant à son compte l'hypothèse de Penck, attribue au lac une cote de 270 ou 275 m, et l'étend même aux moraines de Lagnieu qui auraient provoqué la formation d'un lac de 240 m d'altitude ; l'idée du lac de barrage glaciaire n'est pas relevée par A. Brun (1963) qui dénie le caractère deltaïque des alluvions à litage oblique du sommet de la colline de Béligneux.

Il est bien possible qu'un lac barré par le glacier ait existé dans la vallée de l'Ain, en amont de Meximieux-Leyment, mais il faut reconnaître qu'il n'en subsiste aucune trace matérielle sur le territoire de la feuille Ambérieu. Les alluvions à lits obliques de Bosseron, en face de Neuville-sur-Ain, citées par A. Journeaux (1956, p. 326) n'ont pas été retrouvées ; il pourrait s'agir de simples éboulis, le litage étant perpendiculaire au versant. Le seul argument en faveur de cette

hypothèse réside dans les alluvions à quartzites du seuil des Rossettes (255-260 m), reconnues par une tranchée pédologique, qui pourraient avoir été remaniées d'un paléosol rissien sous-jacent par un écoulement sans apport alluvial "frais"; ceci aurait été le cas dans l'hypothèse lacustre, car les alluvionnements grossiers auraient été arrêtés en bordure du lac. Sa cote n'aurait pas dépassé 260 m, altitude du seuil chenalisé des Rossettes-Basses, et son existence aurait été assez brève sinon des témoins de son remplissage auraient probablement subsisté, au moins contre les versants. Quant au présumé lac de 240 m, son existence n'est appuyée par aucun argument.

Les dépôts du Würm "ancien" sont peu étendus car résiduels. Ils ont été largement déblayés par ceux du Würm "récent" qui occupent toute la plaine de l'Ain entre Dombes et Bas-Bugey. Ces derniers consistent essentiellement dans les moraines de l'amphithéâtre de Lagnieu-Rignieu et dans les basses terrasses fluvio-glaciaires qui en émanent et forment le remplissage alluvial de la plaine d'Ain. Ces alluvionnements du Würm ancien ou récent ont une origine double, ou plutôt triple :

- une origine rhodanienne en premier lieu, par les écoulements fluvio-glaciaires émanant du lobe de glace de Lagnieu (couloir d'Ambutrix) et du courant de glace de la cluse des Hôpitaux qui n'a pas laissé de trace sur cette feuille, et aux alluvions duquel se mêlaient les apports calcaires de l'Albarine ;
- une origine Ain au Nord par les écoulements fluvio-glaciaires issus du glacier jurassien stationnant dans le secteur de Thoirette, assez loin en amont ;
- une origine Suran au Nord également, mais fluviale, car cette vallée n'a pas été englacée au Würm.

Ces origines d'une part alpine (Rhône), d'autre part jurassienne (Ain, Suran, Albarine) engendrent des alluvions de compositions pétrographiques différentes : polygénique pour le Rhône (quartzites 22 à 28 %, calcaires 64 à 67 %, cristallins 3 à 12 %), presque exclusivement calcaires pour l'Ain (quartzites 1 %, calcaires 98 %, cristallins 0,5 %) et le Suran.

Formations composites ou d'âge imprécis

On a regroupé sous cette rubrique quatre lambeaux alluviaux complexes et/ou isolés, appartenant au Würm mais dont la position stratigraphique est incertaine : cailloutis remaniés du seuil des Rossettes, basses terrasses du Furand et un pointement alluvial dans l'Albarine.

FG_xb+y. Alluvions siliceuses du seuil des Rossettes. Au seuil des Rossettes, façonné dans le complexe fluvio-glaciaire Riss récent de Mas-Pommier, prend naissance le fond du couloir de Certines, chenal étroit suspendu à la cote 255-260, une dizaine de mètres au-dessus du fond alluvial holocène du Durllet. Il correspond morphologiquement aux alluvions de fond de la vallée de la Reyssouze, datées du Würm dans la région de Viriat-Montrevel (feuilles Bourg-en-Bresse et Saint-Amour), et recouvertes de tourbes holocènes à la Trançière, peu au Nord (feuille Bourg). Aucun affleurement n'y existant, nous y avons pratiqué une tranchée de reconnaissance profonde de 2 m qui a montré la coupe suivante :

0 - 0,40 m : sol brun limoneux superficiel, à rares galets de quartzites ;
0,40 - 1,00 m : cailloutis à galets siliceux, matrice limoneuse brune peu abondante, non calcaire ;
1,00 - 2,00 m : cailloutis hétérométrique à galets bien roulés presque exclusivement siliceux (quartzites, quartz, grès, silex, chailles), avec quelques galets initialement calcaires réduits à leur trame siliceuse résistante. Pas d'éléments calcaires ni cristallins. Très peu de matrice sableuse (structure vacuolaire), très meuble, incohérent (boulant). Ce matériel repose sur un sol alluvial fossile à galets polygéniques (siliceux, cristallins altérés non arénisés, pas de calcaire), matrice sablo-argileuse (argile 33 %, décarbonatée et rubéfiée reconnu entre 2 et 2,30 m). Il s'agit probablement d'une formation de remaniement de l'altérite sous jacente, qui ne peut être que le sol d'altération interglaciaire Riss-Würm de la nappe fluvio-glaciaire Riss récent de Rossettes-Basses, susceptible d'avoir été mise en mouvement grâce à l'écoulement du lac de barrage glaciaire du Würm ancien par ce chenal. La superposition d'alluvions probablement wurmiennes, peu épaisses, sur un matériel fluvio-glaciaire altéré plus ancien, exprime la notation adoptée.

Ly. Argiles palustres. On a individualisé sous cette notation deux petits affleurements dont la signification reste énigmatique. Le premier, situé un peu au Sud de Bettant le long de la D77a reliant ce village à Vaux-en-Bugey, a été révélé par l'approfondissement du fossé en bordure de route. Il montrait, sous une terre rousse superficielle à galets siliceux, une marne gris-noir à débris de coquilles surmontée d'un sable argilo-carbonaté gris clair, également riche en débris de coquilles. Les lavages d'échantillons n'ont pas rendu de Mollusques déterminables mais des dents de micromammifères déterminées par P. Mein comme appartenant aux genres *Arvicola* et *Mustella*. Ces formes sont quaternaires, d'âge inférieur à 1 Ma et l'*Arvicola* indique un milieu aquatique sans que l'on puisse apporter plus de précision.

Le deuxième affleurement se trouve à l'Est immédiat du cimetière de Vaux-en-Bugey où le fond d'un petit thalweg montre des argiles plastiques grises marquées d'un fin litage de silts argileux brunâtres. Aucune faune n'a été fournie par ces argiles qui sont recouvertes de colluvions à gros blocs calcaires subarrondis et galets siliceux. L'âge et l'origine de ce deuxième affleurement sont, pour l'instant, inconnus.

Fy. Alluvions non subdivisées du Suran et de l'Albarine. Au débouché de la vallée du Suran deux petits placages alluviaux s'intercalent entre les terrasses fluvio-glaciaires rissiennes de Mas-Pommier et au Nord de Nécudey. Le faciès n'est connu qu'à Nécudey où il s'agit de galets calcaires hétérométriques assez bien roulés, fortement cimentés, épais d'une dizaine de mètres au minimum. Leur surface irrégulière atteint la cote 255, donc semble se situer en contre-bas également de l'amont du chenal présumé wurmien du seuil des Rossettes. Le faible étagement, dans ce secteur, entre les dépôts du Riss récent (261 m) et le fond de vallée holocène (≥ 240 m) ne permet pas de les corréler avec les terrasses de la plaine d'Ain, en aval, mais ils pourraient appartenir au Würm ancien.

Dans la vallée de l'Albarine, on a noté ainsi le petit replat de Montplat, au Nord de Torcieu, cote 270, sans affleurement et qui domine le fond de vallée (FGy + z) d'une dizaine de mètres.

FGy + z. Alluvions fluvio-glaciaires et fluviales du fond de l'Albarine. On a distingué sous cette notation le remplissage alluvial de la vallée de l'Albarine, en amont de Bettant, où les terrasses n'existent plus et qui s'inscrit en contre-bas des basses terrasses du troisième stade glaciaire wurmien GyFb3 de Bettant. La surface est probablement récente mais les alluvions profondes sont wurmiennes et peut-être plus anciennes. Leur épaisseur et leur faciès ont été reconnus par deux sondages au Nord de Torcieu (675-8-19) et en amont de Bettant (675-8-34), dont seul le second donne quelques détails. Le remplissage, d'une épaisseur supérieure à 36,5 m dans l'axe (8-34), cote de base 227,50, comporte un cailloutis inférieur à galets très grossiers et blocs jusqu'à la cote 242, des graviers sableux jusqu'à la cote 248,50, des galets et graviers jusqu'à la cote 255,50 et enfin de nouveaux cailloutis grossiers, sableux en surface (3 m). Son épaisseur totale est inconnue, mais peut être grande car l'Albarine a pu être surcreusée par les glaciers.

Complexe de Leyment (Würm "ancien")

On a attribué à une extension ancienne du glaciaire wurmien les moraines à sols d'altération peu épais qui s'étendent à quelque distance en aval des amphithéâtres morainiques internes (Lagnieu - Grenay - Anthon), attribuables à une extension plus récente. Ces moraines apparaissent en deux secteurs : Leyment-Bétagut, au Nord-Ouest de Lagnieu, et Pérouges-Meximieux en bordure de la côtière d'Ain. A Leyment, elles reposent sur un socle alluvial qui représente peut-être une alluvion de progression. Elles se prolongent en aval par des alluvions fluvio-glaciaires à sols profonds de 1,50 m (argilisations 25 %), formant des basses terrasses supérieures (Bétagout, environs de Leyment), ou colmatant une dépression préexistante (La Glaye, Pérouges). A cet épisode appartient également l'ôs glacio-torrentiel du Molard de Brénand, en aval de l'arc interne de Lagnieu, ainsi que les épaisses formations glacio-lacustres des Musardières dans la basse vallée du Longevent.

FGy. Alluvions sous-morainiques de Leyment (progression). Les moraines Würm ancien de Leyment (Gya), à l'Ouest de Lagnieu, reposent sur un substratum alluvial qui semble constituer toute la base du talus qui les sépare des basses terrasses. Affleurant sur moins d'une dizaine de mètres de hauteur à la gravière de Leyment, elles ont été traversées entre les cotes 227,30 et 223,70 au sondage 675-7-5 qui n'a pas atteint leur base. On ne connaît donc pas leur puissance exacte, que l'on peut évaluer cependant à un minimum de 26 m. Cette formation comporte en fait deux nappes distinctes :

- à la base, des cailloutis homométriques aplatis, mal roulés, à cupules de gel encore visibles, et d'origine périglaciaire locale (apports probables du Buizin). Noyées dans une matrice sableuse, ces alluvions bien litées comportent dans leur masse quelques galets bien roulés polygéniques :
- au-dessus apparaissent des cailloutis fluvio-glaciaires polygéniques (quartzites, calcaires, cristallins), à hétérométrie accentuée et localement consolidés en poudingues. Vers le haut, la granulométrie diminue considérablement et apparaissent des bancs sableux homogènes dont le sommet est raviné par la moraine supérieure. Cette disposition est sans doute due à l'effet de barrage exercée sur la vallée de l'Ain par la progression du glacier, et de ses eaux de fusion.

Des alluvions fluvio-glaciaires à galets polygéniques hétérométriques existent aussi sous la moraine wurmienne de Meximieux, sans couche d'altération intermédiaire. Elles ont été reconnues par sondage (675-6-40) sur une épaisseur minimale de 4,5 m et affleurent sur le versant gauche de la vallée du Longevent, où elles recouvrent les tufs à l'Ouest de Meximieux. En amont (La Citadelle), elles deviennent sableuses à leur partie supérieure. Leur épaisseur, variable et difficilement estimable car elles affleurent très mal, pourrait atteindre une vingtaine de mètres.

Gya. Moraines du bois de la Servette. Les collines du bois de la Servette et du Molard des Sangsues au-dessus de Leyment sont constituées par une moraine dont l'épaisseur peut être estimée à une cinquantaine de mètres (cote maximale 289 au bois de la Servette, minimale 227,30 au sondage 675-7-5 au Sud-Ouest de Leyment). Elles font partie du complexe wurmien par leur liaison avec la terrasse fluvio-glaciaire de Bétagout à altération superficielle peu épaisse et peu évoluée.

Dans le secteur de Meximieux-Pérouges, des moraines dessinant des arcs bien marqués, altérées sur une profondeur de l'ordre de 1 m ou moins, sont en rapport avec des alluvions fluvio-glaciaires à sol mince reconnues par tranchée (Liaudon, Nord de Pérouges-la Glaye). Elles sont donc attribuables au Wurmien, comme le complexe morainique et glacio-lacustre de Béligneux (feuille Montluel) qu'elles prolongent vers le Nord. Plusieurs faciès y sont présents :

- un faciès de moraine de fond (argile compacte, grise, à galets et petits blocs polygéniques à Meximieux (La Citadelle)) ;
- un faciès caillouteux et très sableux, d'affinité glacio-lacustre, constituant la butte du Bois Moncet au Nord de la Glaye (Pérouges) ;
- un faciès de moraine latérale, caillouteux, connu par la gravière du Sud du Mont Belemmes (Ouest de Pérouges). Il s'agit d'un cailloutis à matrice sableuse, non argileuse, de couleur claire, polygénique (calcaires dominants, siliceux, cristallins rares, frais). Ce matériel, bien arrondi et émoussé, est peu hétérométrique, ne contient pas de blocs et peu de galets striés. Il montre un litage grossier perturbé par des plissements dus à des phénomènes de poussée (glaci-tectonique). Dans les lentilles et lits sableux contournés, sont inclus des masses irrégulières décimétriques à métriques d'une argile limoneuse décalcariée, brun-rouge (5YR4/6), à galets altérés, provenant du remaniement d'un paléosol plus ancien (moraine rissienne).

L'altération superficielle est mince et difficilement mesurable du fait du mauvais état des affleurements. Le sommet des bourrelets en est le plus souvent dépourvu par érosion. Sa couleur est brun-rougeâtre (5YR5/6) et son argilification faible.

L'épaisseur de ces moraines est certainement très irrégulière et difficile à évaluer : 1,5 m au sondage 675-6-40 de Meximieux, elle s'accroît vers le Nord (10 à 15 m à la Citadelle). Côté Pérouges, elle paraît atteindre un maximum au Bois Moncet (sommet à 304 m) car elle semble descendre jusque près du fond de la vallée du Longevent (250 m), soit une cinquantaine de mètres.

La distribution de ces moraines suggère l'avancée d'un lobe de glace dans une vallée du Longevent dont la profondeur était voisine de son niveau actuel, avec débordement de part et d'autre sur une courte distance en bordure du plateau dombiste.

FGya. Alluvions fluvio-glaciaires de la terrasse de Bétagout. Aux moraines attribuables au Würm ancien sont associées, dans les secteurs de Leyment et de Pérouges, des alluvions fluvio-glaciaires qui constituent les plus hautes terrasses de la plaine alluviale de l'Ain (1). On leur a joint, pour des raisons morphologiques et pédologiques, les lambeaux de terrasse des Seillières au Nord d'Ambérieu.

Les alluvions les plus développées constituent le plateau de Bétagout, à l'Est de Leyment. Il ne s'agit pas exactement de terrasse mais plutôt de plateaux à surface assez irrégulière dans le détail, creusés de nombreux chenaux d'écoulement, qui isolent également les buttes morainiques.

Le matériel est de type fluvio-glaciaire proximal, très hétérométrique, avec des blocs roulés pouvant atteindre 60 cm de grand axe. La matrice est sableuse, avec parfois des bancs de limons et la présence de galets striés usés traduit la proximité du glacier. La pétrographie est typiquement rhodanienne (quartzites 22 %, calcaires 64 %, cristallins 12 %). Les sols ont une épaisseur moyenne de 1,4 à 1,5 m, un taux d'argilisation voisin de 25 % et un cortège de minéraux argileux comprenant, outre la kaolinite, de la vermiculite, de l'illite, de la chlorite et des intergrades C-V (Mandier, 1980). Toutes ces caractéristiques sont celles des sols du Würm ancien, reconnu également à Béligneux (feuille Montluel).

L'épaisseur des alluvions est difficile à évaluer faute de sondages : au minimum une vingtaine de mètres pour Bétagout.

Au Nord de Pérouges - la Glaye, sur le plateau de la Dombes, une dépression entre cordons morainiques "intermédiaires" et internes est colmatée, sur une épaisseur inconnue mais probablement faible (quelques mètres), par des cailloutis hétérométriques à galets bien roulés, polygéniques (calcaires 59 %, siliceux 30 %, cristallins frais 4,5 %, divers 6 %) de même composition pétrographique que les alluvions de Béligneux (feuille Montluel, P. Mandier). La matrice est grossièrement sableuse, non argileuse. Une tranchée de reconnaissance a permis d'observer une altération superficielle (décalcification, rubéfaction) épaisse de 1,30 m, assez rubéfiée (5YR5/6) et relativement argilifiée (25 %). Ces alluvions se relient par des couloirs d'écoulement à des basses terrasses (Le Péage) qui s'appuient sur la base de la côtière d'Ain et se développent largement plus au Sud (feuille Montluel).

Au Nord d'Ambérieu, le petit plateau isolé des Seillières se trouve dans la même position morphologique que la plate-forme d'En Bétagout, à une altitude légèrement supérieure (283 m). Il est formé d'un mince placage alluvial (quelques mètres) reposant sur des sables appartenant probablement au substrat miocène (cote 278). Son altération superficielle, épaisse de 0,5 m, est fossilisée sous des limons superficiels altérés et rubéfiés épais de 1,30 m (P. Mandier).

GFya. Alluvions glacio-torrentielles (ôs du Molard de Brénand). En avant et au contact du premier arc morainique interne de Charveyron, une petite colline allongée Nord-Sud émerge de la terrasse fluvio-glaciaire de Juyère, le Molard de Brénand. Elle est constituée à la base par une formation fluvio-glaciaire bien litée, assez homométrique, à galets

(1) A l'exception bien entendu des terrasses rissiennes du seuil des Rossettes.

polygéniques alpins noyés dans une matrice sableuse ou silto-limoneuse recélant également quelques galets striés usés. Vers le Sud (amont), la masse s'enrichit de matériaux beaucoup plus grossiers mais encore nettement lités. Cet ensemble est surmonté en ravinement par des alluvions très grossières à nombreux blocs roulés ou à arêtes vives emballés dans une matrice sablo-graveleuse comportant quelques galets striés. La disposition d'ensemble est désordonnée, sauf quelques traces de litage. La succession de ces deux types de sédiments caillouteux est caractéristique des ôs. La pétrographie (quartzites 28 %, calcaires 67 %, cristallins 5 %), très proche de celle de la terrasse de Bétagout ainsi que sa position morphologique en avant des moraines internes de Lagnieu conduisent à l'attribuer au Würm ancien.

GLya. Alluvions glacio-lacustres (les Musardières). Au Nord de Pérourges, près du débouché du Longevent sur la côtière d'Ain, un petit aplanissement de dimensions hectométriques, cote 260, portant la ferme des Musardières, est formé par une grande épaisseur de sédiments à dominante fine, reconnus par sondage BRGM (675-6-44) :

0,00 – 0,50 m : sol brun, sable caillouteux ;

0,50 – 3,00 m : sables gris moyens, calcaires, à galets et graviers siliceux et calcaires ;

3,00 – 4,00 m : silts argileux beiges, calcaires, lités ;

5,00 – 6,00 m : sables grossiers, lit graveleux à la base ;

6,00 – 13,00 m : silts et sables fins beiges, lités, avec quelques lits oxydés ;

13,00 – 14,00 m : silts argileux gris bleuté ;

14,00 – 17,00 m : silts gris bleuté avec galets siliceux et calcaires, certains concassés, quelques calcaires striés (moraine sous-aquatique) ;

17,00 – 30,00 m : sables grossiers, jaune-beige, devenant gris-bleu à partir de 22,00 m.

Les silts à galets striés entre 14,00 et 17,00 m indiquent qu'il s'agit d'un dépôt glaciaire. Le faciès fin et la position topographique sur le versant de la vallée du Longevent, en contre-bas du plateau dombiste et à l'intérieur de l'extension de la moraine wurmienne, montrent que ce ne peuvent être que des sédiments glacio-lacustres, déposés après un court retrait de la langue diffluente de la Glaye. La faible évolution pédologique (0,50 m) confirme l'attribution au Würm. Une incertitude demeure cependant sur l'épaisseur de cette formation. En effet, les sables inférieurs à la moraine peuvent aussi bien appartenir au substrat bressan qu'au complexe glacio-lacustre, dont l'épaisseur minimale est néanmoins de 17 m et l'épaisseur maximale peut-être supérieure à 30 m. Un petit lac a dû envahir la vallée du Longevent au moment de l'extension maximale du glacier wurmien, jusqu'à un niveau d'au moins 260 m, mais il semble qu'aucun témoin n'en subsiste en amont.

Complexe de Lagnieu (Würm "récent")

Ce complexe glaciaire fluvio-glaciaire se compose de l'amphithéâtre des moraines internes de Lagnieu-Rignieu et des terrasses fluvio-glaciaires qui lui sont associées, lesquelles se limitent aux deux niveaux supérieurs. Il s'y ajoute le système des terrasses de l'Albarine et de l'Ain, non reliées à des moraines, et qui comportent également deux niveaux (inférieurs), qu'on peut lui adjoindre pour des raisons morphologiques (Albarine) ou faciologique (Ain). On peut lui rapporter aussi les alluvions

grossières qui forment le substratum de très basses terrasses et des alluvions de fond de vallée holocènes, pour des raisons de faciès. Enfin nous traiterons dans ce chapitre des formations argileuses du fond de la plaine d'Ain, intercalées entre le substratum miocène, également marneux, et le remplissage caillouteux fluvio-glaciaire, qui peuvent atteindre une épaisseur d'une quarantaine de mètres et dont l'origine et l'âge sont encore obscurs faute de données (elles ne sont connues que par sondages) mais qui sont probablement glacio-lacustres.

L'amphithéâtre de Lagnieu se compose de trois arcs morainiques concentriques d'altitude décroissante. L'arc le plus interne (Lagnieuville) est séparé des deux plus externes par un espace de l'ordre de 1 km, la plaine de Blossieu, comblée par une nappe fluvio-glaciaire. Seuls les deux arcs les plus externes (Charveryon 1 et 2) ont émis des écoulements fluvio-glaciaires en direction de la vallée de l'Ain par le couloir d'Ambutrix. L'altitude maximale des moraines atteint 343 m au Sud du bois de la Servette, et l'altitude minimale connue est 159 m sous le remplissage argileux de la dépression de Lagnieu (sondage 699-4-28, feuille Montluel). Elles s'étagent donc sur une dénivellation de l'ordre de 200 m. Leur puissance sur une même verticale est toutefois moindre, mais certainement pluri-décamétrique.

● **Formations argileuses du fond de la plaine d'Ain.** Sous la plaine alluviale de l'Ain, les cailloutis des terrasses fluvio-glaciaires reposent sur des argiles plus ou moins caillouteuses, à lentilles de sables et de graviers, d'origine probablement glacio-lacustre comme l'indiquent un certain nombre de sondage et comme nous avons pu le vérifier aux sondages BRGM 675-4-56 et 675-8-43 de Château-Gaillard. Au sondage 675-4-56, les cailloutis reposent à la cote 228,5 sur des argiles grises légèrement verdâtres, compactes, homogènes, calcaires, épaisses de 3,50 m, surmontant des argiles de faciès identique contenant des galets polygéniques (calcaires 85 %, quartzites 10 %, cristallins 3 %, divers 2 %), de morphoscopie très irrégulière (certains roulés, d'autres seulement émoussés, quelques-uns cassés mais aucun ne présentant de stries indubitables), reconnues sur 3,00 m. A proximité immédiate, un autre sondage a atteint les argiles à galets à la cote 230. Au sondage 675-8-43, en aval, les argiles compactes, homogènes, gris-beige verdâtre, ont été traversées entre les cotes 233 et 224, sur 9 mètres d'épaisseur, et recouvrent des argiles grises à galets semblables, reconnues sur 3 m (base à la cote 221). Cette formation argileuse à galets irréguliers n'a pu être traversée nulle part à cause du blocage de l'appareil (blocs ?). En amont, au Nord d'Hauterive, le sondage 675-4-36 a traversé, sous 19,5 m de cailloutis, un ensemble de 2,5 m d'argile à galets (222,5 - 220), puis des sables, graviers et galets (220 - 217), des sables (217 - 216) et de nouveau des argiles à cailloutis (207 - 205), qui pourraient être également glacio-lacustres.

Le substratum miocène indubitable n'a été reconnu qu'en peu de points : en-dessous de la cote 239 aux sondages 675-8-4 et 8-35 de la base aérienne d'Ambérieu (Tortonien marin fossilifère) ; à la cote 232,8 au sondage 675-8-33 d'Ambutrix et à la cote 232,5 au sondage 675-8-32 de Saint-Denis-en-Bugey. Il faut remarquer que ces deux derniers sondages se situent dans les limites morphologiques d'affleurement du substrat miocène bugiste. Dans l'axe de la vallée, le substrat n'a été atteint avec certitude qu'en trois points : aux sondages 675-4-34 d'Ambronay-

Bellaton, à la cote 205,75 (118 m de marnes sans éléments grossiers), sondage 675-7-1 des Fromentaux, cote 199,5 (bois, probablement lignite) et sondage 675-7-2 du Pont de Chazey à la cote 196,15 (marnes et sables à lignites). Le substrat miocène semble donc constituer une surface, probablement irrégulière dans le détail, mais assez régulière dans l'ensemble, faiblement pentée d'amont (205,75) en aval (196,5), avec sans doute une légère contre-pente tout à l'amont (cote 205 au sondage 675-4-36) au Nord d'Hauterive.

Le sommet du remplissage argilo-caillouteux a été atteint à la cote 237,4 au sondage 675-8-1 de Château-Gaillard. Ainsi ce remblaiement atteindrait une épaisseur minimale d'une quarantaine de mètres. Il s'inscrirait dans une sorte de "surcreusement" de la vallée de l'Ain, qui ne peut être mis que sur le compte des glaciers rissiens, et probablement du dernier, au Riss "récent" ; en effet le glacier du Würm "ancien" n'a que localement atteint la côtière de Dombes (Meximieux-Béligneux).

A quelle phase attribuer ce complexe glacio-lacustre présumé ? Logiquement, au retrait de la seconde extension du glacier rissien, qui a atteint la côtière de Dombes. Mais il n'est pas exclu qu'il puisse exister des résidus plus anciens, appartenant à la première extension ; en effet, l'érosion rissienne n'a pas été très forte comme le montrent les sondages de la base aérienne d'Ambérieu. Il n'est pas exclu non plus qu'existent des dépôts plus récents, liés à l'hypothétique lac de barrage de la première extension glaciaire wurmienne, car on ne connaît pas l'état de creusement de la vallée à l'interglaciaire Riss-Würm.

Si le fond de l'auge glaciaire de la plaine d'Ain semble relativement régulier (apparence peut-être due au nombre réduit de sondages qui l'ont atteint), son sommet est par contre très irrégulier, car il a subi les ravinements liés aux dépôts des différentes alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes.

● **Premier stade (maximum).** Le maximum d'extension du glacier du second épisode de la glaciation wurmienne est représenté par l'arc le plus externe des moraines frontales de Lagnieu (Charveyron 1), qui se prolonge jusqu'au Molard des Sangsues et par les terrasses fluvio-glaciaires de Juyère et de Leyment-Sud qui en découlent directement. On lui a rattaché les résidus de terrasses de Coutelieu et Château-Gaillard qui dominent la vaste terrasse de l'aérodrome d'Ambérieu, considérée appartenir au niveau suivant. Les alluvions du premier niveau ont donc été quasiment éliminées de la plaine d'Ain, et il n'en reste aucune trace dans la vallée de l'Albarine.

Gyb1. **Moraines de Charveyron 1 – Molard des Sangsues.** Elles forment le magnifique arc frontal double qui barre le couloir d'Ambutrix, au Nord de Lagnieu, se moulent à l'Ouest sur la colline du bois de Leyment et la moraine du Würm ancien de Grande-Juyère, puis recouvrent la butte du Molard des Sangsues. Le matériel n'est visible que dans une coupe de la ride de Charveyron 1, sous forme d'un limon argileux gris à galets et blocs.

FGyb1. **Alluvions fluvio-glaciaires de la première basse terrasse (Juyère).** La nappe fluvio-glaciaire synchrone de l'arc externe a été presque entièrement démantelée par les alluvionnements fluvio-glaciaires suivants. Le fragment le plus important qui en subsiste est la plaine de

Juyère, directement accolée à l'arc double de Charveyron 1, et branchée sur un chenal latéral gauche issu du bois Bollérin. Elle comporte un petit niveau de creusement sur sa bordure est. Sur la marge droite de la moraine, lui correspond le petit plateau de la Montgrillièrre. Dans le secteur de Leyment, les alluvions des deux terrasses au Sud-Ouest du couloir de Leyment sont liées aux moraines du Molard des Sangsues. Elles se disposent sur trois niveaux faiblement étagés (FGb1a, b et c). Enfin, plus en amont dans la vallée de l'Ain, les résidus de terrasses de Coutelieu et des Seillières 2 ainsi que la butte des Millettes (Château-Gaillard) peuvent se relier à cet épisode pour des raisons morphologiques et pédologiques : sol de 1 m d'épaisseur assez peu argilifié (17 - 20 %) avec un cortège de minéraux argileux comportant surtout de la chlorite et de l'illite ainsi que de la kaolinite.

La terrasse de Seillières 2 ne représente qu'une racine résiduelle de l'ancien cône de déjection de l'Albarine de cette époque. Son matériel est constitué de cailloutis fluvio-glaciaires hétérométriques de type faiblement polygénique : quartzite 8 %, calcaire 88 %, cristallin 4 %, mais montrant tout de même la présence d'apports rhodaniens qui prouvent qu'une longue artère du glacier du Rhône était engagée en amont dans la cluse des Hôpitaux, ce qui ne sera plus le cas ultérieurement. Quant aux alluvions de la terrasse de l'Ain elles ne sont connues à l'affleurement qu'à Coutelieu : cailloutis à galets bien roulés, relativement isométrique (longueur \leq 0,10 m), matrice sableuse claire, bon litage entrecroisé, presque monogénique (calcaires clairs 96 %, quartzites 2 %, cristallins 2 %), d'aspect frais. Les apports sont essentiellement jurassiens (calcaires clairs) avec une faible contribution rhodanienne. L'altération superficielle est mince (0,50 m visible), peu rubéfiée (7,5YR4/4) et peu argilifiée, mais elle est fossilisée par un épais complexe limoneux comprenant :

- une argile limoneuse rubéfiée (2,5 YR3/6) à galets siliceux et calcaires épuisés, colluvion de paléosol ;
- un limon jaune foncé non calcaire, argileux, sans structure, de faciès "loessique" mais pouvant dériver par ruissellement et/ou colluvionnement du proche versant miocène d'Ambronay (jusqu'à 2 m).

En sondage, le matériel caillouteux est grossier et sans intercalation morainique dans la terrasse de Juyère. Son épaisseur est de 25 m ; elle n'est pas connue dans les terrasses de Coutelieu-Seillières 2 mais dépasse la dizaine de mètres.

● **Deuxième stade (retrait).** La deuxième étape de stationnement du glacier (ou premier "stade" de retrait), se marque par la construction d'un deuxième arc morainique en léger retrait du premier, et d'une deuxième terrasse fluvio-glaciaire emboîtée en contre-bas de la première dans le couloir d'Ambutrix. Elle se manifeste dans la vallée de l'Ain par la grande terrasse d'Ambérieu-Château-Gaillard, au Nord de l'Albarine, issue de cette vallée et dont on ne connaît pas de racine morainique.

Gyb2. Moraines de Charveyron 2 – Rignieu-le-Désert. Les moraines attribuables à ce deuxième stade constituent l'arc frontal de Charveyron 2, séparé de l'arc externe par l'étroit chenal fluvio-glaciaire de Charveyron qui donne naissance à la terrasse d'Ambutrix. C'est le vallum le plus volumineux du système de Lagnieu, sa hauteur atteignant une quarantaine de mètres. Son matériel semble être un limon argileux à cailloux et blocs ; son épaisseur n'est pas connue mais pourrait atteindre

une cinquantaine de mètres. Elles se prolongent à l'Ouest par le large plateau accidenté de crêtes morainiques de Rignieu-le-Désert.

FGyb2. Alluvions fluvio-glaciaires de la deuxième basse terrasse (Ambutrix). La nappe fluvio-glaciaire émanée de l'arc morainique de Charveron 2 constitue la terrasse d'Ambutrix, en contre-bas de celle de Juyère. Elle découle du chenal marginal de Charveyron qui traverse la moraine frontale et sa terrasse associée sur le versant droit (est) du couloir. A l'Ouest, en avant du plateau morainique de Rignieu-le-Désert, lui correspond la terrasse des Bruyères.

A ce stade, appartient également la grande terrasse d'Ambérieu-Château Gaillard-Saint-Jean-le-Vieux, qui s'enracine dans l'Albarine en amont. Cette terrasse présente une forte contre-pente vers le Nord, c'est-à-dire vers l'amont de la vallée de l'Ain (altitude 250 m à la base aérienne d'Ambérieu, 240 m au niveau d'Ambronay). Elle se présente donc comme un véritable cône de déjection fluvio-glaciaire, qui devait occuper à l'origine toute la largeur de la plaine alluviale de l'Ain. En amont, la terrasse reprend une pente normale vers l'aval jusqu'en amont de Saint-Jean-le-Vieux où elle disparaît par érosion. Elle est fortement étagée au-dessus du niveau inférieur (> 10 m) d'Ambérieu à Château-Gaillard, beaucoup moins en amont.

Son matériel est visible dans de nombreuses gravières, la plupart abandonnées et en mauvais état. A la carrière de la base aérienne, le matériel est assez homométrique et presque exclusivement monogénique : quartzites 1 %, calcaires 98 %, cristallins 8 %, ce qui montre soit que le glacier du Rhône n'est plus engagé en amont dans la cluse des Hôpitaux, soit que celle-ci est encore occupée par une langue de glace morte qui fond lentement et ne libère qu'un faible débit incapable de charrier du matériel rhodanien. A Ambutrix, il s'agit de galets hétérométriques, plus ou moins roulés, sans blocs, d'origine rhodanienne exclusive (calcaires essentiellement, quartzites et cristallins frais peu fréquents) à matrice gravelo-limoneuse vacuolaire, compacte, surmontée par un sol brun-rougeâtre (5YR4/4) relativement peu argilifié (15 %), à base irrégulière (poches), épais d'environ 1 m. Vers le Nord, le matériel devient plus franchement jurassien (quartzites et cristallins de plus en plus rares), mieux roulé, moins grossier et mieux lité. Une couverture limoneuse d'origine alluviale (ruissellement) et colluviale (versants), probablement remaniée des affleurements marno-sableux miocènes, la surmonte à proximité de la bordure jurassienne, sur une épaisseur pouvant dépasser 2 m.

D'après les sondages 675-8-33 et 675-8-32 qui l'encadrent dans les niveaux supérieur (FGyb1) et inférieur (FGyb3), on peut estimer indirectement l'épaisseur de la terrasse d'Ambutrix à une vingtaine de mètres.

La terrasse de Château-Gaillard a été traversée par un certain nombre de sondages peu profonds. En aval, ils ont rencontré à faible profondeur (une dizaine de mètres) les argiles litées et à galets (glacio-lacustres), vers la cote 229-233, voire 237 (Château-Gaillard, sondage 675-8-1) alors qu'en amont ils sont restés dans les graviers jusqu'aux cotes 230,5 (Ambérieu-Bellaton, sondage 675-4-40) et 231 (Ambronay-le-Molard, sondage 675-4-37), altitudes légèrement inférieures (on ne peut s'appuyer sur le sondage profond 675-4-34 de Bellaton qui ne détaille pas le Quaternaire). L'épaisseur de la nappe est donc modeste, une quinzaine de

mètres à l'amont, une dizaine à l'aval. L'encaissement dans le substrat par rapport à la nappe du Würm ancien FGya, mesurable à Ambérieu, ressort à une vingtaine de mètres (278 m contre 239). Tous les sondages montrent un matériel alluvial grossier. L'hypothèse de A. Journaux (1956) selon laquelle cette terrasse appartiendrait à un niveau lacustre de 240 m n'est donc pas vérifiée.

● **Troisième stade (retrait).** Ce troisième stationnement glaciaire (deuxième stade de retrait) n'est représenté que par l'arc morainique de Lagnieu-ville d'où émane la terrasse fluvio-glaciaire de Blossieu, et par la grande terrasse de l'Albarine, qui s'étend de la ville basse d'Ambérieu jusqu'au camp des Fromentaux. Le niveau du glacier étant beaucoup plus bas que lors des deux stades précédents de Charveyron, aucun écoulement ne se faisait plus par le couloir d'Ambutrix qui, à partir de ce stade, est devenu vallée morte.

Gyb3. **Moraines de Lagnieu-ville.** Le bourrelet morainique frontal sur lequel s'appuie la ville de Lagnieu, largement en retrait et en contre-bas des deux arcs de Charveyron, est la seule moraine dépendant de ce stade sur la feuille Ambérieu. Le matériel est un limon argileux à cailloutis et blocs. Cette moraine surmonte une épaisse couche d'argile (entre les cotes 220,75 et 202,70), caillouteuse à la base (202,70 - 199,60) et recouvrant des cailloutis reconnus sur moins de un mètre d'épaisseur (sondage 675-8-26), série probablement glacio-lacustre mais dont la stratigraphie n'est pas connue, aucun autre sondage n'existant dans l'amphithéâtre. On ne sait donc pas si ces argiles sont à la base de tout le complexe morainique, auquel cas elles pourraient dater du retrait du complexe Leyment (interstade Würm "ancien" - Würm "récent"), voire même du retrait rissien, ou intercalées entre les moraines de Charveyron et de Lagnieu, marquant alors un épisode de retrait intra-wurmien récent d'amplitude inconnue. La hauteur du vallum au-dessus de la plaine fluvio-glaciaire de Blossieu est d'une quinzaine de mètres, et son épaisseur évaluable à 30-40 m, peut-être plus.

FGyb3. **Alluvions fluvio-glaciaires de la troisième basse terrasse (Saint-Denis).** Entièrement issue de l'Albarine, sa morphologie de surface est marquée par des niveaux faiblement étagés correspondant à des creusements cataglaciers de fin de cycle commandés par l'encaissement de l'Ain à l'approche duquel le nombre des chenaux se multiplie. En dépit de cette complexité, trois niveaux principaux peuvent être reconnus :

- un niveau supérieur FGyb3a, représenté près de Saint-Denis et à Cormoz, et qui se résoud vers l'aval en îlots résiduels de faible étendue ;
- un niveau intermédiaire FGyb3b, principalement développé en amont (Ambérieu-gare), et que l'on retrouve en aval dans l'îlot de Saint-Maurice-de-Rémens, ou beaucoup plus au Sud dans celui des Fourches ;
- un niveau inférieur FGyb3c, bien représenté en aval au camp des Fromentaux et sous Cormoz, issu en amont de chenaux de plus en plus étroits et de moins en moins bien individualisés.

Le dépôt de cette nappe s'est effectué après un important épisode de creusement, que l'on peut estimer au plus à 22 m entre Château-Gaillard et Cormoz. La base du remblaiement caillouteux sur les argiles (glacio-lacustres ?) est en effet à la cote 233 à Château-Gaillard (sondage 675-8-43) et 211,3 à Cormoz (sondage 675-7-23). Un chenal plus profond d'une

dizaine de mètres affecte la base de la nappe au sondage 675-7-1 de la caserne des Fromentaux.

En amont du vallum de Lagnieu, une nappe fluvio-glaciaire remplit la petite dépression de Blossieu qui le sépare de l'arc de Charveyron 2. Cette nappe est probablement mince et irrégulière (métrique à décamétrique). Les eaux s'échappaient vers le Sud par un chenal longeant le versant gauche du vallum.

● **Quatrième stade (fusion sur place).** Le quatrième et dernier stade de retrait est celui de la fusion sur place du glacier et ne correspond à aucune moraine frontale. Il se marque seulement par des écoulements fluvioglaciaires en bordure externe du lobe de glace stagnante, occupant l'ombilic de Loyettes et en voie de récession rapide. L'Ain, détournée par le vide créée par la régression glaciaire, érode les moraines et accumule la terrasse de Saint-Vulbas (feuille Montluel), synchrone de celle de Chesnes située en contre-bas du vallum de Grenay (feuille Bourgoin). On doit probablement rapporter à cette phase les chenaux les plus profonds (FGyb4) qui affectent l'extrémité occidentale de la basse terrasse (FGyb3c) de Saint-Denis et qui correspondent aux derniers écoulements divagants de l'Albarine avant sa fixation sur son cours actuel.

Quant à la rivière d'Ain, elle devait à la fois éroder les niveaux antérieurs et réétaler les cailloutis en aval, avec notamment le niveau de Pont-de-Chazey, ce dernier représentant l'ultime écoulement empruntant le couloir de la Valbonne avant son abandon pour le passage méridional (terrasse de Saint-Vulbas, feuille Montluel).

Gyb4. **Moraine d'ablation de Lagnieu-ville basse.** Les seules moraines de ce stade présentes sur la feuille correspondent aux moraines d'ablation ou de fond sur lesquelles est bâtie la ville basse de Lagnieu. Elles sont essentiellement sablo-caillouteuses.

Fyb4. **Alluvions fluviales de la basse terrasse du Suran.** En amont de Pont d'Ain, les rives du Suran sont bordées par d'étroites basses terrasses dominant de quelques mètres la plaine alluviale holocène, dans lesquelles on peut reconnaître deux niveaux faiblement étagés (Fyb4a et Fyb4b), le plus élevé correspondant à celui de Pont d'Ain. Le matériel est un cailloutis à galets calcaires bien arrondis, localement consolidé, d'épaisseur inconnue faute de sondages. On sait seulement que la base alluviale du Suran, au confluent de l'Ain, est à la cote 229,4 (sondage 675-4-4), donc que le remblaiement est de moins de vingt mètres.

FGyb4. **Alluvions fluvioglaciaires de la quatrième basse terrasse (Hauterive, Le Blanchon).** Cette ultime basse terrasse fluvioglaciaire, qui se dédouble en deux niveaux, n'existe que dans la vallée de l'Ain. Malgré l'absence de relation avec un dépôt morainique ou un écoulement rhodanien, désormais tari dans ce secteur, ces alluvions sont très probablement fluvioglaciaires car très grossières et hétérométriques (elles contiennent des blocs roulés de 0,50 m de long, voire plus). Leur matériel est uniquement calcaire (Jura), sauf quelques rarissimes quartzites et cristallins probablement remaniés d'une formation quaternaire plus ancienne (Riss).

Cette nappe alluviale est reconnue par d'assez nombreux sondages. Elle est régulièrement d'une épaisseur d'une quinzaine de mètres. Localement, surtout à l'amont, elle supporte une couverture discontinue

de sables limoneux pouvant atteindre 3 m de puissance (sondage 675-4-36 de Hauterive), témoignage de crues peut-être très récentes.

La partie supérieure des cailloutis est de petit calibre (0,10 m en moyenne, sans blocs), sur une épaisseur variable de 1 à 4 m. Dans l'ancienne gravière des Blanchons, à la base de ce cailloutis, un niveau sableux d'épaisseur inconnue mais probablement faible (les sondages ne mentionnent nulle part de niveau sableux important) contenait quatre troncs d'arbres couchés dont les dates ^{14}C sont concordantes : 6790 ± 130 BP, 7010 ± 130 BP, 7060 ± 140 BP, 7740 ± 130 (A. Billard, 1978). Cela situe leur dépôt au début de l'Atlantique. Ils ont probablement été sédimentés, peut-être séparément, lors d'épisodes de crues puis ont été recouverts par 4 m de cailloutis holocènes se terminant par un mince niveau sablo-limoneux. Ces cailloutis proviennent vraisemblablement du remaniement des alluvions wurmiennes sous-jacentes ou des bordures. La base de la nappe alluviale est en effet nécessairement wurmienne car, outre le calibre très grossier de son matériel, les alluvions des terrasses plus anciennes (notamment la terrasse de Cormoz) descendent aussi bas que la base de cette quatrième nappe et même que la base des alluvions sous-jacentes à la plaine d'inondation holocène et actuelle de l'Ain.

Les deux niveaux de terrasse (Hauterive FGyb4a et Le Blanchon FGyb4b) sont très peu décalés (3 à 5 m) et dominent faiblement les alluvions récentes de fond de vallée (2 à 5 m). Elles comprennent chacune un niveau principal et un niveau d'érosion par méandrisation.

Formations superficielles de plateau, de versant et de fond de vallée

Cette rubrique rassemble tous les dépôts de natures et d'origines variées dont le dénominateur commun est d'être des formations de couverture, quel que soit leur âge (le plus souvent non déterminé ou incertain), pouvant occuper toutes les situations morphologiques (à l'exception, relative, des alluvions de fond de vallée), et d'épaisseur généralement pelliculaire.

Rs. Argiles résiduelles à silex et chailles. La surface aplanie du relief du Jurassique moyen, au Nord et au Sud de Merland, est couverte d'une argile jaune clair d'altération très chargée en fragments de silex blancs et de chailles. Cette formation paraît être le résidu en place de l'altération des calcaires à silex du Bathonien.

R. Argiles résiduelles sur calcaires jurassiques. Un manteau d'altération du même type mais sans silex se développe plus ou moins largement sur les autres terrains calcaires jurassiques. Il a été représenté lorsqu'il masque de façon continue le substrat.

Rq. Limons résiduels à galets de quartzites. Les placages irréguliers et probablement peu épais de limons jaune-brun, non calcaires, à galets de quartzites bien arrondis, hétérométriques (jusqu'à 0,30 m de long), existent sur la colline de Saint-Denis-en-Bugey, en amont de la Croix-Balthazar, sur le versant du Bas-Bugey (Bois des Brosses, 437 m, Merland, Jurancieu, Nord de Saint-Jean-le-Vieux, Bois de Charmontay-Chenavel) et sur le massif de Pampier qui en est tout enrobé. Il s'agit vraisemblablement de résidus de moraines siennes altérées, comme l'indique le faciès de ces formations au bois de Fromente, Nord de Neuville-sur-Ain (feuille Bourg-en-Bresse), et les anciennes

observations de A. Boistel (1898, p. 72) d'une moraine fraîche à éléments alpins au lieu-dit "En Paradis" sur la butte de Senècle, près du château des Guérets à l'Ouest de Jujurieux (feuille Saint-Rambert-en-Bugey), ainsi que leur position topographique trop élevée pour dépendre des alluvions jaunes du Mont Margueron.

CE. Limons non calcaires (anciens loess) de recouvrement des formations rissiennes. Le plateau de la Dombes est tapissé d'une couverture continue de limons fins, jaunes et jaune grisâtre, plus ou moins marbrés de veines ocre et blanches (marmorisation due à l'hydromorphie), plus ou moins riches en concrétions granuleuses ou plages noires ferro-manganiques, compacts, sans structure, massifs et dont l'épaisseur est très variable : en moyenne 1 à 3 m, maximum connu 4,75 m au sondage 675-5-2 de Grange-Garnier au Nord de Montélier. Une mince couche limoneuse recouvre aussi l'arête sommitale de l'éperon de Saint-Denis à l'Ouest de la Croix-Balthazar.

Aucune coupe ne permet d'en donner une description plus détaillée dans le cadre de la feuille Ambérieu.

Sur la feuille voisine de Montluel, A. Brun (1963) a décrit avec précision le limon de ce secteur de la Dombes. Il est formé, de haut en bas, des différentes couches suivantes :

- un limon poudreux, jaune, non calcaire, superficiel (0,80 m) ;
- un limon semblable, avec quelques granules ocre ou noirs disséminés (0,80 m - 2,50 m) ;
- un limon semblable se chargeant progressivement en marbrures ocre et blanchâtres de plus en plus importantes (2,50 m - 4,50 m) ;
- un limon rubéfié, caillouteux, fin, (4,50 m - 5,00 m) recouvrant soit la moraine altérée soit les alluvions jaunes.

L'ensemble de ce limon, épais de 5 m environ, serait massif, sans traces de ravinements ou d'arrêts de sédimentation, et passerait insensiblement à la formation sous-jacente, notamment morainique. L'auteur en conclut que ce limon est unique et s'est déposé de façon lente et continue pendant une longue période, comprenant la fin de l'interglaciaire Riss-Würm (limon de base rubéfié pendant son dépôt) et le début du Würm (limon non rubéfié).

Ce schéma ne paraît plus acceptable aujourd'hui lorsque l'on sait que les moraines dombistes appartiennent à une phase ancienne de la glaciation rissienne (Riss "ancien"), et qu'une seconde phase glaciaire (Riss "récent"), probablement aussi longue, les sépare de l'interglaciaire. L'essentiel du limon de la Dombes pourrait s'être déposé pendant le Riss récent, justifiant sa décalcarisation sur toute son épaisseur.

Cependant, l'attribution au Würm (non daté) d'une partie du limon de la Dombes n'est pas improbable. En effet, une couche de limon de 1 à 2 m d'épaisseur recouvre irrégulièrement les cailloutis fluvio-glaciaires de Mas-Pommier, qui présentent à leur partie supérieure un paléosol rubéfié d'une épaisseur supérieure à 1 m. Les alluvions de Mas-Pommier appartenant au Riss récent, l'altération superficielle est vraisemblablement interglaciaire Riss-Würm *l.s.* et les limons supérieurs wurmiens.

Ces limons recouvrent irrégulièrement mais complètement les moraines dombistes. Leur épaisseur est maximale dans les dépressions, minimale voire nulle au sommet des reliefs (collines de Dompierre, Chalamont, etc...). Il y a eu certainement épaissement et érosion par

colluvionnement, comme semble l'indiquer la coupe de la Soitière (Ouest du Plantay), où la moraine, qui forme une colline de relief vigoureux, altérée en surface (plus de 2 m), est recouverte par quatre couches alternativement limoneuses (à rares galets siliceux) et caillouteuses (quartzites), provenant de toute évidence du remaniement, peut-être à deux reprises, d'un limon et d'un paléosol plus anciens.

Il est probable qu'il existe aussi des limons plus anciens, rissiens et/ou antérieurs, sur les plateaux pliocènes du Mont Margueron et du Bois de Priay qui n'ont pas été recouverts par les glaces rissiennes. On n'en connaît ni l'épaisseur ni le faciès, faute de coupes et de sondages, mais ils pourraient être semblables aux limons des plateaux de Jasseron-Ceyzériat-Revonnas, plus au Nord (feuille Bourg-en-Bresse).

C_{1y}, C_{1y-z}. Formations colluviales et de ruissellement, de recouvrement des basses terrasses et des fonds de vallons. La basse terrasse wurmienne de Coutelieu et celle de Château-Gaillard sur sa bordure orientale sont recouvertes par une formation limoneuse pouvant dépasser 10 m d'épaisseur. C'est un limon gris-jaune à jaune foncé, non calcaire, de structure massive, ayant l'apparence d'un limon loessique mais dont la distribution, au pied des versants molassiques et remontant les ravinelements de Douvres et de Saint-Jean-le-Vieux-Jujurieux, le désigne comme directement remanié du substrat miocène argileux, probablement par colluvionnement sur les versants puis reprise par ruissellement dans les fonds de vallon. Une formation de ce type, peu épaisse, occupe l'amont du ravin des Carronières au Nord de Priay.

Deux générations peuvent être distinguées : la première, qui intéresse seulement la terrasse (FGyb1) de Coutelieu isolée de la seconde par un talus, est manifestement la plus ancienne et a été séparée de ses sources avant l'Holocène (C_{1y}). La seconde, qui est en continuité avec les fonds de vallons actuels et qui ne recouvre que les basses terrasses du Würm récent, a donc pu fonctionner jusqu'à une date très récente, et notamment à l'Holocène (C_{1y-z}).

C. Colluvions. Des colluvions, remaniement sur les pentes des formations meubles superficielles et du substrat, recouvrent à peu près uniformément les versants des vallées et ravins, notamment du plateau dombiste et de la côtière d'Ain, masquant pratiquement toutes les formations miocènes, pliocènes et quaternaires. Elles n'ont été représentées que dans les secteurs de plus large extension et de plus grande épaisseur, notamment autour du Bois de Priay. Elles dérivent principalement des formations limoneuses du plateau et des marnes et sables miocènes du substrat, auxquels se mêlent une plus ou moins grande proportion de galets siliceux empruntés soit aux alluvions jaunes, soit aux moraines. Leur épaisseur, très variable, peut atteindre plusieurs mètres.

On a différencié par des figurés spéciaux d'une part des colluvions à galets de quartzite exclusivement, d'autre part des colluvions à gros blocs calcaires. Les premières forment des aplanissements, sortes de basse terrasse à matériel argilo-caillouteux, dominant le fond alluvial de 3 à 4 mètres, de structure profonde inconnue, dans le vallon du bief Durllet au SSW des Rossettes et à la Froidière, au Sud de Chalamont, dans la vallée de la Toison. Les secondes, qui concentrent de gros blocs de calcaires fins

du Jurassique supérieur grossièrement arrondis, de 0,30 m à 1 mètre de plus grande dimension, dessinent une sorte de cône au-dessus du village de Bettant.

Uz. Tufs récents. Ces dépôts de concrétionnement, nés des sources aux eaux très chargées en calcaire, sont fréquents mais de trop faible dimension pour être représentés. En deux points cependant ils ont été figurés car ils prenaient là un peu plus d'importance : au Sud de Bettant où ils recouvrent les argiles Ly en bordure de la D77a et au fond du vallon de Vareille où ils accidentent le ruisseau d'une petite cascade.

Jz. Alluvions torrentielles de fond de vallée. On n'a attribué cette notation qu'au petit cône de déjection débouchant d'un petit ravin au niveau des alluvions de fond de vallée de l'Albarine, rive droite en amont de Saint-Germain.

Fz. Alluvions fluviales de fond de vallée – Fz1. Très basse terrasse du port de Pont d'Ain – Fz2. Lit majeur. Une très basse terrasse domine faiblement (1 à 2 m) le lit majeur de l'Ain. Elle est recouverte par un limon de crue récent contenant des débris de briques, peu épais (quelques dm) et discontinu. Le matériel alluvial de ces deux niveaux est très grossier, de même calibre que celui des basses terrasses dans lesquelles ils s'inscrivent. Son épaisseur, reconnue par un certain nombre de sondages, est de l'ordre d'une dizaine à une quinzaine de mètres au plus. Sa base se trouvant au même niveau que celle des cailloutis des terrasses fluvio-glaciaires du troisième stade (FGyb3), il est évident que les niveaux inférieurs sont découpés (et plus ou moins remaniés) dans la nappe fluvio-glaciaire wurmienne. L'essentiel de cette morphogenèse (creusement et apports éventuels) incombe à l'Holocène récent, probablement post-Atlantique (Subboréal et Subatlantique), mais aucune datation absolue n'existe encore.

De Pont d'Ain au pont de Chazey, la pente du fond alluvial est de 0,18 % alors que celle du sommet du remblaiement est de 0,13 %, mettant bien en lumière la différence de compétence de l'Ain lors de ces deux phases.

En amont d'Oussiat, la distinction des deux niveaux n'est plus possible, d'où la notation compréhensive Fz.

Les rivières du plateau dombiste (Veyle, Renom, Chalaronne, Longevent, Toison, Durllet, etc...) sont colmatées par des alluvions de fond de vallée d'épaisseur et de nature inconnues faute de sondages. Le matériel doit être en majorité limoneux, emprunté aux versants, avec une charge plus ou moins importante en cailloutis siliceux.

E. Eboulis. Ces dépôts sont liés aux reliefs et aux falaises calcaires, principalement celles du Bajocien. Ils masquent la base de ces falaises et les marnes liasiques subordonnées, formant un talus à pente forte, généralement stabilisé et recouvert de végétation. Leur granulométrie est variable, les dimensions dominantes comprises entre 5 et 15 cm mais ils comportent parfois de très gros blocs. Ils sont particulièrement développés dans les pentes en contre-bas des ruines du château de Saint-Germain, sur les flancs du fond du vallon de Vareilles, de la vallée de l'Albarine (avec exploitation sur les deux rives en aval de Torcieu) et de celle du Buizin.

X. **Dépôts artificiels.** Il s'agit de la plate-forme de la gare de triage d'Ambérieu et de la station d'épuration de Jean de Paris, un peu à l'Ouest.

Mouvements de versant : glissements en masse, circonscrits et diffus. Presque tout le versant de la côtière d'Ain, notamment au Nord de Loyes, est affecté de glissements de terrain plus ou moins actifs sur le substratum meuble des marnes et sables miocènes. Les plus importants paraissent être ceux de Gévrieux, où les panneaux à surface plane du château de Châtillon et de Sur-le-Plat semblent être descendus en masse depuis une position proche du sommet du plateau, laissant au-dessus des niches d'arrachement semi-circulaires, et les glissements circonscrits du versant de Bellegarde au Nord de Priay et de Vareille, montrant également de belles niches d'arrachement récentes. Une illustration de ce phénomène a été donnée lors de l'hiver et du printemps 1983, particulièrement humides, où des loupes de glissement localisées sur le versant entre Loyes et Mollon ont mis au jour des argiles à lignites et, vers le haut, des formations morainiques et glacio-lacustres jusqu'alors invisibles. A la même époque, un petit glissement a obstrué la route D5 entre Bettant et Torcieu et des glissements plus anciens sur les pentes d'éboulis ont été réactivés dans ce même secteur.

Quant aux glissements diffus, ils affectent quasiment tous les versants et toutes les pentes, et n'ont pas été représentés, sauf là où ils sont les plus importants.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

APERÇU STRUCTURAL DE LA BORDURE JURASSIENNE

Du Nord au Sud du domaine couvert par cette feuille, ce sont des unités successives de plus en plus internes qui amènent le Jura au contact de la dépression de l'Ain.

La première, à Turgon, est l'extrême manifestation méridionale de l'*anticlinal du Revermont*. Elle disparaît très rapidement sous les alluvions fluvio-glaciaires du Mas-Pommier mais le petit pointement de Kimméridgien qui existe à l'Ouest du Druillat est à mettre en relation avec elle.

Lui succède à l'Est, sur l'autre rive du Suran, le *massif de Pampier – Pont d'Ain* qui prolonge vers le Sud le vaste synclinal dissymétrique du Suran, dit aussi de Villereversure. L'axe de la structure, marqué par les dépôts secondaires les plus récents, valanginiens et hauteriviens, se situe au rebord oriental du massif, tronqué et rehaussé par un grand accident N10°E, pratiquement parallèle au cours de l'Ain entre Neuville et Oussiat, qui poursuit la faille de bordure du Grand Corent (feuille Bourg à 1/50 000). La plus grande partie du massif Pampier – Pont d'Ain est constituée de calcaires du Jurassique supérieur, vraisemblablement accidentés de failles mais qu'on ne peut suivre sur le terrain à cause de l'importante couverture de limons résiduels à quartzites. Une cassure transverse orientée au Nord-Ouest est probable entre Saint-André et Pampier et pourrait expliquer la zone déprimée du couloir fluvio-glaciaire qui existe à ce niveau. Les différences de pendage (20°ENE au

Nord, 10°SSW au Sud du couloir) motivent cette hypothèse. A la sortie est de Pont d'Ain, au niveau de la petite route qui rejoint directement Pampier, une accentuation brusque du pendage pourrait marquer la trace d'accidents qui ont été indiqués de façon hypothétique par un tireté sur la carte.

En rive gauche de l'Ain, le *massif de Chenavel*, formé pour l'essentiel de calcaires du Kimméridgien supérieur et du Portlandien, se situe dans le prolongement du chaînon anticlinal du Grand Coent. Le contact à l'Ouest avec l'unité précédente se fait par un accident important, localement chevauchant, comme à l'Ouest immédiat de Chenavel ou marqué par un fort développement de brèches comme au Sud de Bosseron. Au Sud, les terrains jurassiques disparaissent au profit de sables molassiques miocènes et sous une couverture de limons à galets de quartzite. Un accident oblique, dirigé vers le Nord-Ouest et poursuivant la faille de Pampier, pourrait être à l'origine de l'interruption de la structure.

Les unités jurassiennes réapparaissent au Sud de Saint-Jean-le-Vieux et vont alors former, jusqu'à la limite sud de la feuille, une bordure montagneuse continue, interrompue seulement par la cluse de l'Albarine et l'entaille de la vallée du Buizin. Cette bordure se compose d'une juxtaposition complexe de lanières et d'écailles, ensemble, ainsi que le montrent les sondages, charrié sur le Tertiaire de l'avant-pays. Considéré dans un cadre régional plus vaste, ce faisceau de structures dessine un arc à convexité ouest dont l'axe se situe au niveau d'Ambérieu.

D'Ouest en Est, la première lanière est formée de Jurassique moyen ; son orientation est N10°E du Nord de Merland jusqu'à Douvres, méridienne au-delà vers le Sud. Les couches plongent vers le Sud-Est de 20 à 30° mais on constate localement, à la bordure occidentale, des pendages plus accentués et des zones fortement broyées (ex. le Molard au Nord de Douvres). En deux points, au Sud de Douvres, on trouve des lambeaux d'une unité plus externe : au Tuilier, ce sont des calcaires oolithiques bajociens plongeant à 70° vers le Sud-Est, au Bois Fourier, une écaille de brèche tectonique affectant des calcaires probablement kimméridgiens.

La seconde lanière poursuit la *bande synclinale de l'Abergement de Varey-Préau* qui s'étire selon un axe N10°E sur le domaine voisin de la feuille Saint-Rambert. Elle est ici formée de calcaires lités et pseudolithographiques de l'Oxfordien supérieur. Elle se resserre et s'interrompt par un écaillage au niveau de la petite vallée de la Cozance, mais reprend au Sud avec, cette fois, une orientation méridienne, puis vient se pincer et disparaître contre un accident mal repéré, près du circuit de moto-cross d'Ambérieu.

A l'Est, lui sont accolées deux petites lanières d'allure anticlinale mais qui n'ont conservé que leur flanc ouest pincé et étiré entre des accidents longitudinaux qui se rejoignent en leur donnant une allure amygdalaire. La couverture superficielle empêche de suivre leur prolongement vers le Sud sauf à l'Est de Vareille, lieu-dit les Balmeaux, où un écaillage accentué de 3 ou 4 unités différentes marque une sorte de télescopage des éléments de l'ensemble externe. Plus à l'Est, un petit massif de

Jurassique moyen (Bois des Brosses) montre des couches tranquilles, pratiquement horizontales.

Entre le vallon de Vareille et la cluse de l'Albarine, et même au-delà dans le secteur compris entre Bettant, Vaux-Févrux et Vaux-en-Bugey, la complication tectonique est extrême. A l'Est de Saint-Germain, un petit massif sub-tabulaire de Jurassique moyen (lieu-dit le Plan) est accidenté de deux cassures orientées N20°E sur son rebord occidental. Il domine, vers le Sud, une zone anticlinale complexe, le *cirque des Abéanches*, où apparaît le Trias et où, par le jeu de plusieurs fractures, le Sinémurien se répète à des cotes différentes. L'anticlinal se ferme en rive gauche de l'Albarine avec le Bajocien du Chatenet sur lequel se déverse l'Oxfordien supérieur de l'anticlinal de Chaulieu. Au front du Chatenet, les conglomérats grossiers et les brèches de Bettant et Vaux-en-Bugey paraissent jaloner le grand accident qui marque la limite occidentale du Jura. Immédiatement à l'amont, bien visible dans la cluse de l'Albarine entre les Balmettes et Montpiat, on rencontre un système d'écailles pincées entre des accidents N10° à 15°E (les Balmettes, La Cha, la Grande Côte) avec des forts pendages vers le SSE et des flancs redressés à la verticale. Elles se prolongent sur l'autre rive de l'Albarine dans la montagne de Colloverge cependant que les accidents subissent une torsion vers N140°E. A l'Est et au Sud-Est, se développe un massif de calcaires du Dogger, tabulaire ou à faible mouvement synclinal, entaillé par le cirque d'érosion de Torcieu, morcelé en chaînons (Le Soyet, Bois des Sonnailles) par la coupure de la Vallée du Buizin et par des accidents longitudinaux méridiens puis prenant une direction N10°W qui sera celle, au Sud sur le territoire de la feuille Belley, des lanières du massif de Portes-Molard-Dedon.

Pour être complet, il faudrait décrire un très grand nombre de petites cassures annexes, d'écailles, de fragments de structures, difficiles à intégrer dans une interprétation d'ensemble. Tout ce secteur de l'Est et du Sud-Est d'Ambérieu est très morcelé, parfois même, comme aux Balmeaux, chaotique. Les falaises ne sont pas accessibles, leurs pentes masquées d'éboulis, la végétation, bois et taillis, très dense. Quelques points privilégiés montrent, ainsi qu'aux Balmettes dans la cluse de l'Albarine, la trace des accidents et le sens des structures mais leur suivi sur le terrain est pratiquement impossible, de même que le contrôle sur place des directions suggérées par l'examen des photographies aériennes. La part de l'interprétation est donc, ici, très grande mais la cartographie s'est attachée à rendre compte de tous les affleurements observés.

Il reste à indiquer les connaissances sur la *structure profonde* apportées par le sondage de Torcieu mais surtout par ceux de Vaux-en-Bugey. Le sondage de Torcieu, exécuté de mai 1917 à novembre 1919, avait pour but de rechercher dans cette région le prolongement du bassin houiller du Bas-Dauphiné. Les premières interprétations faites lors de la réalisation de l'ouvrage (P. Thiery, F. Roman) avaient décrit une coupe continue du Lias moyen jusqu'au Houiller, d'ailleurs stérile. Réétudiée en 1950 par M. Thorat et J. Ricour, cette série comporterait, selon ces auteurs, à 350 et 371 mètres de profondeur, deux petites écailles de Bajocien et de Lias supérieur qui marqueraient des plans de décollement et de charriage au sein de la série du Trias. Les résultats des sondages de recherches de gaz de Vaux-en-Bugey (vallée du Buizin au SSE du village)

sont beaucoup plus probants. Ils montrent, selon les ouvrages, un, deux, voire trois plans de décollement, des séries inverses et surtout (sondages 675-8-9, 8-10, 8-20 et 8-22) la présence de terrains tertiaires, oligocènes et miocènes, sous un ensemble jurassien charrié.

FORMATION DES SOLS : ALTÉRATION ET PÉDOGÈNESE

La plupart des formations de la feuille sont altérées en surface, sauf les alluvions des fonds de vallées de l'Ain et du Suran, et les alluvions holocènes de débordement sur la plus basse terrasse wurmienne. Deux types d'altération semblent coexister et se superposer dans certains cas :

- une altération superficielle de type pédogénétique, par percolation des eaux météoriques à travers les matériaux, la plus répandue ;
- une altération en profondeur, de type phréatique essentiellement mais combinée parfois avec le type pédogénétique, intéressant surtout les formations néogènes du substrat, et due essentiellement à des circulations aquifères latérales.

L'altération commence par une décarbonatation des éléments les plus fins et les plus superficiels (sables et limons matriciels), partielle puis totale, accompagnée d'une oxydation des ferromagnésiens qui va du jaunissement à la rubéfaction. Dans les matériaux grossiers (cailloutis polygéniques), elle débute par l'attaque des éléments cristallins (granites, schistes, gneiss et enfin amphibolites) qui se ternissent, se fragilisent puis s'arénisent, ensuite par la dissolution croissante des éléments calcaires. Les éléments siliceux (quartz, quartzites, silex, chailles, radiolarites, etc...) demeurent intacts ou presque. Puis l'altération progresse en profondeur, le front de rubéfaction précédant quelque peu le front de décarbonatation, avec lessivage en surface (individualisation des horizons A d'éluviation), dépôt d'argile (individualisation des horizons d'éluviation B) et rubéfaction croissants en profondeur, jusqu'à ce que le matériau soit totalement décarbonaté, les éléments grossiers altérables (cristallins, calcaires) entièrement argilifiés, de même que la matrice qui se colmate de plus en plus. Seuls les éléments siliceux (grains de quartz, siliceux grossiers, trame siliceuse des calcaires) échappe à cette évolution et forment un squelette résistant et de volume constant.

Les deux types d'altération peuvent se combiner ; c'est probablement le cas lorsque les épaisseurs de matériaux altérés deviennent grandes (plusieurs dizaines de mètres), comme dans les cailloutis pliocènes (alluvions jaunes) ; c'est généralement le cas dans les matériaux des plaines alluviales dans lesquels circule une nappe aquifère, comme les basses terrasses de l'Ain par exemple.

L'altération phréatique semble se manifester à tous les niveaux du substratum miocène argileux et sableux. Dans le faciès sableux, par une décarbonatation partielle du sable avec reprécipitation plus ou moins importante dans les parties plus ou moins grésifiées. Dans le faciès argileux, initialement relativement carbonaté car environné de massifs calcaires et provenant d'apports riches en calcaire, par la décarbonatation, irrégulière, partielle à totale du matériel, sans rubéfaction, dans un milieu réducteur, avec précipitation locale au niveau des concrétionnements (inflorescences, nodules - ou grumeaux -

de plus en plus gros et denses jusqu'à former de véritables bancs de marne crayeuse, mais sans aller jusqu'à la formation de bancs calcaires). Elle se manifeste aussi à toute profondeur, dans les cailloutis pliocènes très épais, par une arénisation des galets cristallins et un début de dissolution superficielle des galets calcaires.

Toutes les formations quaternaires et la partie supérieure des cailloutis relèvent d'une altération pédologique seule ou combinée. Elles se caractérisent donc par une couche d'altération superficielle d'épaisseur variable (sol au sens pédologique ou "vieux sol"), quelquefois fossilisée par une formation plus récente (paléosol ou sol fossile). Ce sont généralement des sols polyphasés, ou polycycliques, c'est-à-dire ayant subi les effets de toutes les phases climatiques, de type glaciaire et interglaciaire, qui se sont succédées depuis leur dépôt.

Les sols s.s. les plus épais sont assurément ceux qui affectent les plateaux alluviaux pliocènes du Mont Margueron et du Bois de Priay. Bien qu'aucune coupe permanente ne permette de les observer, un certain nombre de tranchées de recherche pédologique ont permis de les encadrer et d'en estimer la puissance.

Ces plateaux, à morphologie superficielle encore relativement bien conservée, sont recouverts par une couche d'épaisseur inconnue, mais atteignant probablement plusieurs mètres, de limons jaunes non calcaires, bariolés de larges veines blanches et grises de réduction. Ce sont certainement des anciens loess, vu leur situation sommitale, d'âge rissien et peut-être antérieur. Ces limons fossilisent un sol d'altération (véritable paléosol) très évolué qui affecte le sommet des cailloutis, dits *alluvions jaunes* pour leur couleur jaunâtre due précisément à cette altération. Mais vers la surface, l'altération est beaucoup plus poussée que dans la masse, l'argilification très forte et la dérubiéfaction largement amorcée (couleur jaune orangé typique). Ces alluvions, épaisses d'une dizaine à une vingtaine de mètres au maximum, sont altérées (pédogénisées) sur toute leur épaisseur. On en est sûr car sur le versant sud du Bois de Priay des tranchées pédologiques ont traversé leur substratum argileux et sableux miocène, altéré également, sur une épaisseur minimale de 4 à 5 m. L'épaisseur totale de l'altération des plateaux néogènes, qui a donc traversé la couverture caillouteuse, dépasse très probablement 15 m, et atteint peut-être 20 m, voire plus. Ceci n'est pas étonnant si l'on sait que ces résidus de plateau se sont formés à partir d'un piedmont dont l'achèvement remonte à environ 2,5 Ma et qu'ils sont restés tels quels depuis, sauf leur recouvrement limoneux sans doute relativement récent. Compte tenu du temps écoulé, le taux d'approfondissement moyen et approché à la pédogenèse ne ressort finalement qu'à 0,10 mm/an, ordre de grandeur analogue à celui que l'on retrouve sur les dépôts rissiens les plus récents (0,02 mm/an).

Une lacune pédologique, ou un saut quantitatif d'altération, sépare ensuite la pédogenèse post-pliocène de l'altération qui affecte le sommet des formations glaciaires dombistes, attribuées au Riss "ancien". Les épaisseurs les plus importantes ont été relevées sur des paléosols, fossilisés par des formations plus récentes (généralement dépôts glaciaires du Riss "récent" : 7,5 m dans des cailloutis et sables fluvio-glaciaires de Gévrieux, sondage 675-7-54 ; 6 m dans des moraines, argiles et sables du substrat miocène à Mollon-les Pératières (sondage 675-7-56). Dans les deux cas, les formations sus-jacentes sont des limons (1 m) et

moraines altérées (2,5 m) attribuables au Riss récent. L'épaisseur de ces paléosols apparaît particulièrement forte, même si la période tempérée intrarissienne (interglaciaire) a été de longue durée.

Les tranchées pédologiques pratiquées en surface des moraines argileuses du Riss "ancien" ont montré partout une altération supérieure à 4 m, y compris la couche limoneuse superficielle dont l'épaisseur, en l'occurrence, ne dépasse pas 0,5 m (Druillat-cimetière, Le Cruix, Domaine Falquet, Le Désert...). La rubéfaction n'est jamais très intense et l'argilification modérée (40 %). Un éclaircissement du matériel au fond des tranchées est le signe que la base du sol n'est pas loin, peut-être à 0,50 m ou 1 m. On peut donc estimer à 5 m au maximum l'épaisseur du vieux sol post-Riss "ancien" sur les moraines dombistes. Rappelons que les observations en gravières ne nous ont jamais montré des épaisseurs d'altération supérieures à 3-4 m sur les formations dombistes d'Ambérieu, non plus que de Bourg-en-Bresse, sur un matériel originellement plus perméable.

Sur les dépôts attribués au Riss "récent", l'épaisseur de l'altération est de l'ordre de 2,5 m, mesurée en sondages et tranchées pédologiques, que ce soit sur moraines ou alluvions fluvio-glaciaires : 2,5 m de moraine altérée au sondage 675-7-54 de Gévrieux-équipement, sous 1 m de limon altéré également, 2,70 à 2,80 m de rubéfaction-argilification et 2,30 à 2,40 m de décarbonatation sur les deux terrasses fluvio-glaciaires du Riss "récent" du seuil des Rossettes, sur roche-mère caillouto-sableuse grossière très perméable. C'est une épaisseur d'altération peu importante sur un matériau aussi filtrant, dépourvu de limon superficiel. Dans l'ancienne gravière de Mas-Pommier, où les alluvions fluvio-glaciaires sont recouvertes par un limon wurmien épais de 1 à 2 m, le paléosol sur cailloutis est d'une épaisseur de l'ordre de 2 m. Cela donne la mesure de l'altération interglaciaire Riss-Würm, au sens très large.

Sur les formations wurmiennes l'altération est encore plus mince, de l'ordre de 1 m. Les alluvions fluvio-glaciaires du Würm "ancien" caillouto-sableuses de la Glaye, au Nord de Pérouges, et de Bétagout, sont décarbonatées et rubéfiées sur 1,20 à 1,50 m, avec argilification certaine (26-30 %). Les alluvions des terrasses fluvio-glaciaires de Juyère et d'Ambutrix, attribuées à un Würm "récent", sont altérées selon un front irrégulier profond en moyenne de 1 m, assez peu argilifiées (15-17 %) et rubéfiées (5YRA 4/4). L'altération est encore plus mince, de l'ordre de 0,50 m, sur les alluvions presque intégralement calcaires des terrasses de la plaine de l'Ain.

Peu de mesures ont été conduites sur les sols et paléosols de la feuille Ambérieu, comme du reste de la Bresse. Nous rapportons dans le tableau I les seules analyses minéralogiques qui, à notre connaissance, concernent ces formations.

TABLEAU 1

	Caractéristiques	Profondeur	Illite	Chlorite	Vermiculite	Montmorillonite	Kaolinite	Amorphes	Oxydes de fer	Plagioclases	Quartz
	Niveaux										
A. BILLARD, 1970	La Valbonne (FGya)	1 m	27,0	4,5	12,5		27,0	9,5	4,5	5,0	7,0
	La Glaye (FGya)	0,25 m	20,0	5,5	13,5		31,0	9,0	8,0	4,5	10,0
		1,0 m	24,6		10,0		25,5	8,5	6,0	5,5	12,0
	Rossettes-Basses (FGxb)	0,15 m	17,0	4,0	11,0		28,0	11,0	7,0	2,0	17,0
		0,75 m	22,0	2,0	14,0		30,0	9,0	7,5	1,5	7,0
		1,20 m									
P. MANDIER, 1980	Bétagout (FGya)	0,8 m	+	+	+		+	Intergrades C-V +			
	Juyère (FGyb1)	0,4 m	+		?		+	+			
	Ambutrix (FGyb2)	0,4 m	+		?		+	+			

On remarquera d'abord que ces analyses sont très incomplètes. On peut en tirer la conclusion que, d'après ces analyses, les altérations des formations quaternaires dombistes, qu'elles soient Riss "ancien", Riss "récent" ou Würm, ne sont pas très différentes, et ne traduisent donc pas une évolution très poussée du matériau. Les différences notables et mesurables sans ambiguïté se traduisent donc exclusivement dans la profondeur des sols, et dans le taux d'argilisation qui restent les critères fondamentaux d'appréciation de leur ancienneté relative. On remarquera enfin que la profondeur de cette altération est relativement proportionnelle au temps : 25 m pour 2,5 Ma pour le Pliocène supérieur, 4,5 à 5 m pour 0,3 à 0,5 Ma pour le Riss "ancien", 2,0 à 2,50 m pour 0,13 à 0,2 Ma pour le Riss "récent", 1,2 à 1,50 m pour 0,05 à 0,076 Ma pour le Würm "ancien", de l'ordre de 1 m pour moins de 0,05 Ma pour le Würm "récent". On notera seulement une légère augmentation du taux annuel d'approfondissement, en moyenne de 0,01 mm par an, pour les dépôts les plus récents (0,02 mm/an) ou plus exactement une diminution progressive de ce taux avec le temps ; ceci est normal car elle traduit le colmatage de plus en plus important des profils à mesure de leur évolution.

OCCUPATION DU SOL

VÉGÉTATION ET CULTURES

Aux grands ensembles géomorphologiques, correspondent des zones de végétation naturelle et des zones agricoles qui en traduisent les conditions bioclimatiques et édaphiques. Dans cette notice, une description succincte, donnant cependant une vue d'ensemble des principaux caractères de la végétation et de l'agriculture, traitera l'une après l'autre chacune de ces grandes subdivisions.

Les contreforts collinéens calcaires du Jura méridional (Bas-Bugey)

Ils se caractérisent par un fort recouvrement des landes, taillis et bois appartenant aux deux principales séries collinéennes du Jura du Sud et des Préalpes :

- *La série de la chênaie-charmaie (Carpinion l.s.)*. Elle est développée sur des sols bruns relativement profonds et surtout aux expositions nord, nord-est et nord-ouest. Deux faciès peuvent être distingués :
 - un faciès neutrophile à chêne sessile (*Quercus-Carpinetum l.s.*) ;
 - un faciès thermophile s'enrichissant en chêne pubescent.

Ces deux faciès sont parfois envahis par le robinier en lisière ou dans les parcelles traitées en taillis. Le châtaignier s'installe sur les sols profonds des placages glaciaires à proximité des zones cultivées. Les ravins, à microclimat frais et humide, se distinguent par la présence d'un groupement à frêne élevé, érable sycomore, érable plane et hêtre.

- *La série de la chênaie pubescente (Quercion pubescenti petraeae l.s.)*. La présence d'espèces dites "méridionales" (*Colutea arborescens*, *Lonicera etrusca* ou *Acer monspessulanus*) permet de préciser qu'il s'agit du faciès thermophile de la série septentrionale du chêne pubescent, caractéristique des zones les plus chaudes des massifs calcaires des

Préalpes et de l'extrémité sud du Jura. Cette série se compose des groupements floristiques et physionomiques suivants :

- une chênaie ouverte à chêne pubescent et buis (calcaires massifs, sols peu évolués et très perméables) ;
- une lande à buis et épineux (abandon des pelouses à brome sur éboulis et corniches calcaires) ;
- une lande à genévrier commun et noisetier (sous-pâturage des zones marneuses et molassiques) ;
- une lande à cornouiller sanguin (vignobles abandonnés, éboulis consolidés) ;
- une pelouse maigre à brome en voie de colonisation.

Dans ce secteur au relief accidenté les cultures occupent une place de plus en plus restreinte ; les friches s'accroissent malgré quelques opérations d'aménagement de pâturages collectifs. La vigne, maintenue par les agriculteurs ayant un double emploi, s'étend encore sur des surfaces non négligeables.

L'agriculture, de type polyculture herbagère, se traduit par les pourcentages suivants :

- surface toujours en herbe (prairies de fauche, terrain de parcours) : 80 % à 90 % ;
- cultures fourragères (prairies artificielles, maïs, fourrages, betteraves) : 20 % ;
- céréales (blé, orge, seigle, avoine, maïs) : 10 % ;
- vigne : 5 %.

Les terrasses fluvio-glaciaires et la plaine alluviale de l'Ain

La plus grande partie de cette zone planaire est destinée à l'agriculture. Autrefois consacrée à la polyculture, elle s'est tournée récemment vers la production de céréales et de colza. Le blé, l'orge, le maïs et le colza, qui occupent près de la moitié des surfaces à l'extrémité amont de la plaine, se partagent en compagnie de la luzerne la totalité de l'espace cultivé à l'aval de Meximieux.

Mis à part le grand bois de la Servette (chênaie à chêne sessile à tendance acidiphile), seuls quelques lambeaux boisés de robinier, peuplier noir, orme et frêne persistent en de rares endroits sur les terrasses.

En revanche, malgré le défrichage, la mise en culture de surfaces de plus en plus grandes et l'extension des zones industrielles et périurbaines, l'espace naturel est encore bien représenté sur les alluvions récentes de l'Ain, où les groupements suivants sont fréquents dans les "brotteaux" :

- pelouses sèches à brome, brachypodes, faciès à *Stipa* pennée ;
- groupements steppiques à *Teucrium* ;
- landes à saule (*Salix eleagnos* et *S. triandra*) ;
- landes à peuplier noir, cornouiller sanguin, aubépine et troène ;
- bois de peuplier noir.

Les bordures de l'Ain et de ses anciens lits, sous l'influence des faibles crues ou des forts débits, donnent asile à de nombreuses associations aquatiques, sous-aquatiques, hygrophiles, mésohygrophiles, herbacées ou forestières (cf. J. Girel et G. Pautou, en préparation).

La côtière de Dombes

Le climat (bonne exposition, ouverture sur la plaine de l'Est lyonnais, faible pluviosité), la variété des sols (placages argileux, cailloutis, alluvions sableuses) et la présence de zones sèches et de zones humides voisines (nombreuses arrivées d'eau provenant du plateau dombiste) font de ce terroir peu étendu une région extrêmement riche du point de vue floristique ; des espèces méridionales, atlantiques, calcicoles, silicoles, xérophiles, se rencontrent dans un espace réduit.

La végétation naturelle et l'agriculture occupent des surfaces de plus en plus faibles par rapport aux zones résidentielles. L'une et l'autre existent sous forme de relictés et se traduisent dans le paysage par la présence de :

- pelouses sèches à brome et *Teucrium* ;
- landes à callune et sarothamme ;
- chênaies à chêne sessile, chêne pubescent et buis (sols décalcifiés en surface) ;
- chênaies à chêne sessile de type acidiphile (groupement fermé sur sols évolués acides et fortement décalcifiés) ;
- charmaie à frêne et érable basiphiles ou neutrophiles sur pentes marneuses ;

(Le robinier devient de plus en plus envahissant et banalise la plupart de ces groupements) ;

- prairies, cultures fourragères et rares vergers sur les zones accidentées ;
- cultures du colza et de céréales sur les replats au contact du plateau de la Dombes ou de la plaine de l'Ain.

Le plateau dombiste

Les surfaces couvertes par la végétation naturelle en Dombes sont minimales (20 %) comparativement aux collines calcaires environnantes. Néanmoins, quelques grandes forêts persistent encore (forêt du Prince, bois Mutin, Bois de Priay, forêt de Chassagne etc...). La plupart de ces ensembles sylvatiques (originellement chênaies acidiphiles à chêne sessile, chêne pédonculé, bouleau et tremble) sont fortement marquées par l'influence humaine et se transforment peu à peu en fûtaies à chêne pédonculé, reboisements de pin Weymouth, pin sylvestre ou sapin de Douglas.

Entre étangs et cultures se maintiennent, dans un but cynégétique, quelques lambeaux de chênaies acidiphiles à robinier, châtaignier ou charme (buttes morainiques) ou d'aulnaies-frénaies (bas-fonds frais et humides).

En ce qui concerne les groupements spécialisés hydrophiles, subaquatiques et aquatiques liés aux étangs permanents et temporaires et à leur pourtour, on consultera le travail de synthèse suivant : H. Bateau (1982) - Contribution à l'étude phytosociologique des étangs de la Dombes. *Thèse Doct. Ing. Bio. végét.*, Université Paris XI.

Milieu bien connu des géographes, naturalistes, ethnologues et agronomes, la Dombes a fait l'objet de nombreuses études dans diverses disciplines (cf. J. Girel, 1977). L'originalité de son agriculture adaptée aux problèmes de l'eau par le système des étangs n'est plus à démontrer.

Les statistiques agricoles de 1975 permettent de chiffrer les principales productions :

	Herbages	Maïs	Blé	Total Céréales	Colza
Dombes périphérique	60 - 65 %	5 %	10 %	30 %	5 %
Dombes centrale	< 50 %	20 %	20 %	< 40 %	10 %

L'exploitation des données apportées par le dernier recensement général de l'agriculture permettrait de montrer la part de plus en plus importante de la céréaliculture au détriment des herbages.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Toute la région des étangs de la Dombes comprise à l'Ouest de la vallée de l'Ain n'a donné que des indices peu significatifs, quelques haches polies isolées près de Marlieux et de Chalamont.

L'habitat préhistorique semble donc s'être principalement concentré dans les abris sous-roche de la basse vallée du Suran qui font suite à ceux de la feuille voisine de Bourg-en-Bresse. Le principal, Roche-Moranda, situé au-dessous du hameau de Turgon, a été occupé dès le Mésolithique mais principalement au Néolithique, d'après les fouilles de l'abbé Marchand à la fin du dix-neuvième siècle.

Un autre secteur d'habitat ancien a été mis en évidence il y a quelques années en bordure du Bas-Bugey, à proximité d'Ambérieu, avec la remarquable grotte du Gardon (ou des Balmeaux) dont les niveaux supérieurs, seuls fouillés jusqu'à présent par L. Stable, ont livré une séquence très détaillée allant du Néolithique (sépulture en caisson de type Chamblandes) à l'Age du Bronze et au Hallstatt. Non loin, au lieu-dit Malatret, un dépôt de pente cultivé en vignes a fourni un biface de type Acheuléen supérieur (ou Moustérien de tradition acheuléenne) ; c'est le plus ancien vestige paléolithique connu dans le département.

La large vallée de l'Ain, entre le camp de Thol et Meximieux, offre de très nombreux restes protohistoriques liés à une exploitation agricole régulière dès la fin du deuxième millénaire avant notre ère. Près de Château-Gaillard, un important groupe de tumulus a été fouillé à Cormoz en 1862 sur l'ordre de Napoléon III. Il s'agit de sépultures à incinération du Bronze final et, pour les plus récentes, de la Tène, qui ont fourni un mobilier funéraire très appréciable d'épées, bracelets, bijoux divers (très proche de celui des tertres funéraires de la vallée de la Saône, comme Saint-Bernard). Un nouvel ensemble tumulaire a été récemment étudié sur la même commune, à la Recourbe, lors de travaux liés à l'autoroute A 42.

Le Gallo-romain est bien attesté dans la même plaine alluviale avec des villas et fermes indigènes, à Leyment, Ambronay, Neuville-sur-Ain (à Saint-André près d'un établissement fortifié qui remonte à l'Age du Bronze), et même un atelier de céramique du premier siècle après J.C. à Ambutrix. Les vestiges du Haut Moyen-Age sont plus rares et on se trouve déjà à l'écart de la zone maximale de concentration des mottes féodales (ou "poypes"), dont quelques-unes depuis longtemps arasées à Chalamont, Châtillon-la-Palud et Pont d'Ain ne sont plus connues que par des terriers du 14ème siècle et des toponymes.

Le tableau 2 donne la liste des principaux sites préhistoriques et historiques.

IMPLANTATION HUMAINE ACTUELLE

L'implantation humaine est relativement faible et très dispersée, notamment sur la Dombes, du fait du caractère essentiellement rural de ce territoire : quelques gros bourgs d'origine agricole (Pont d'Ain, Chalamont, Meximieux, cité médiévale de Pérouges sur sa butte de tuf), et deux petites cités industrielles, Lagnieu (verreries) et surtout Ambérieu dont le développement a été lié au chemin de fer (important noeud de communication au carrefour des axes Lyon-Strasbourg et Lyon-Genève par la cluse des Hôpitaux). Pont d'Ain est devenu depuis peu une importante jonction routière, de Paris et Lyon à Genève par le col du Cerdon et la cluse de Nantua. Cette voie, peu commode et très encombrée, va être prochainement doublée par des autoroutes qui suivront sensiblement le même chemin.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU

Il faut, là encore, examiner la carte selon ses trois grands domaines géologiques dont les caractéristiques hydrogéologiques et les ressources en eau souterraine sont, respectivement, très différentes.

La bordure jurassique et ses collines miocènes

L'aquifère principal y est constitué par les calcaires jurassiques dont les divers niveaux sont mis en communication par les fractures et accidents qui jouent souvent un rôle de drain et commandent le réseau des circulations profondes. Les ressources potentielles de ces réservoirs calcaires, principalement ici celui du Jurassique moyen, sont importantes. Elles sont exploitées par captage des émergences, localisées au pied des falaises au contact des calcaires et de leur substrat marneux. Ainsi une partie des besoins en eau des communes d'Ambérieu, Bettant, Vaux-en-Bugey, Lagnieu est-elle satisfaite à partir de ce type de sources, pour une quantité cumulée de l'ordre de 500 000 m³/an. Les plus importants captages sont ceux de la source de Fontelune (ruisseau de Vareilles) pour 270 000 m³/an, de la Fontaine Noire (168 000 m³/an) et d'une source sans nom située 600 m à son aval (52 000 m³/an), ces deux

LISTE DES SITES (cf. fig. 2)				
Préhistoire				
1. AMBERIEU-EN-BUGEY	Malatret	Paléolithique inférieur (ou moyen)	836,0/110,7	⊙
2. AMBERIEU-EN-BUGEY	Grotte du Gardon (ou des Balmeaux)	Néolithique et Age du Bronze (et du Fer)	836,4/110,9	⊕ ◇
3. CHATEAU-GAILLARD	Cormoz	Tumulus des Ages du Bronze (et du Fer)	829,7/111,5	⊖ ◇
4. CHATEAU-GAILLARD	La Recourbe-Ouest	Tumulus des Ages du Bronze (et du Fer)	830,6/113,9	⊖ ◇
5. DRUILLAT	La Roche- Moranda	Néolithique- Mésolithique	831,8/123,7	⊕
6. NEUVILLE-SUR-AIN	Saint-André	Camp de l'Age du Bronze final	832,8/124,0	◇
Histoire				
7. AMBRONAY	Sur le Molard	Bâtiments G R	833,3/118,1	□
8. AMBUTRIX	La Grangette	Atelier céramique G R	832,9/108,3	□
9. LEYMENT	Les Fourches	Villa G R	828,2/107,5	□
10. NEUVILLE-SUR-AIN	Saint-André	Villa G R	833/124,1	□

TABLEAU 2

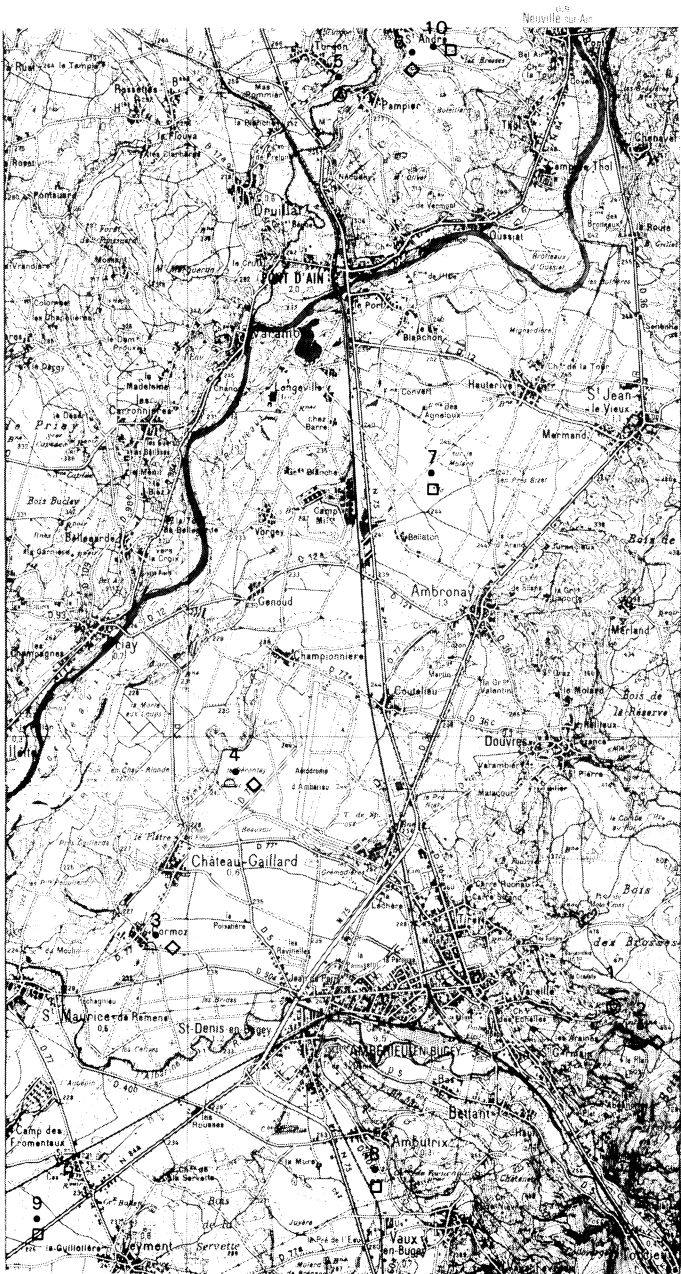


Fig. 2 - Sites préhistoriques et archéologiques

dernières émergences ayant donné naissance au ruisseau du Buizin toujours alimenté du surplus de leurs captages, d'une source que l'on trouve en contrebas, à l'Ouest du circuit de moto-cross d'Ambérieu (100 000 m³/an) et de la source de la Cozance à l'Est de Douvres.

Des sources d'un autre type existent de part et d'autre de l'éperon de Saint-Denis-en-Bugey : elles résultent d'un emmagasinement de l'eau dans des cailloutis fluvio-glaciaires et des formations conglomératiques attribuées au Miocène et sortent à la base du réservoir, au contact des marnes miocènes. Le débit capté à l'Ouest de Bettant est de 41 000 m³/an, beaucoup plus faible à Ambutrix (20 000 m³/an en deux sources).

Toutes ces sources, qu'elles soient d'origine karstique ou issues des placages de cailloutis, ont une aire d'alimentation très mal protégée et sont très vulnérables aux pollutions et contaminations.

Les collines miocènes sont essentiellement constituées de terrains marneux. Les lentilles sableuses qui peuvent s'y développer ne forment que de petits réservoirs et donnent naissance à des sources de peu d'importance, très liées à la pluviométrie immédiate.

Les basses plaines de l'Ain et de l'Albarine

Elles comportent une accumulation de matériau sablo-graveleux, fluvio-glaciaire et fluviatile, que l'on peut considérer comme un réservoir unique et homogène reposant sur un substratum imperméable de marnes miocènes. L'épaisseur des alluvions est, en moyenne, d'une vingtaine de mètres mais peut-être très variable d'un point à un autre : parfois nulle dans le lit majeur de l'Ain où en plusieurs places, de Priay à Varambon, affleure le soubassement miocène, elle atteint son maximum (35 mètres) dans le secteur sud de Château-Gaillard, vers le débouché de l'Albarine.

La perméabilité du réservoir est très élevée : on la considère égale, en moyenne, à 3.10⁻³ m/sec., avec des zones ou des chenaux où elle est supérieure à 1.10⁻² m/sec. Le niveau piézométrique est très proche de la surface du sol, souvent 1 à 2 mètres. On peut considérer que l'Ain constitue le niveau de base mais ne participe pratiquement pas à l'alimentation de la nappe. Les agents sont ceux de la pluviométrie (1100 mm/an, moyenne à Ambérieu), auxquels se joignent les ruisseaux issus du domaine jurassien (Ecotay, Buizin) et surtout les eaux de l'Albarine qui, à l'étiage, se perd en aval de Torcieu dans ses propres alluvions.

Dans le secteur de la plaine qui s'étend au Nord de Château-Gaillard, la nappe s'écoule d'abord parallèlement au cours de l'Ain, puis au Sud de la latitude d'Ambronay l'écoulement devient oblique sous l'influence de l'alimentation par le ruisseau de l'Ecotay ; le débit de nappe est alors estimé à 325 l/sec.

Au Sud de Château-Gaillard, l'écoulement, d'abord perpendiculaire à celui de l'Ain, s'infléchit ensuite vers le Sud. La nappe s'enrichit des apports de l'Albarine, son débit est de l'ordre de 850 l/sec.

Les ressources de cette nappe sont considérables et les caractéristiques du réservoir permettent d'obtenir dans les ouvrages, puits ou sondages, des débits utiles très importants, de 80 à 150 m³/heure.

Les principaux utilisateurs sont le syndicat Ain-Veyle-Revermont qui exploite deux puits au confluent de l'Ain et du Suran pour l'alimentation des communes de Druillat, Pont d'Aint Varambon (180 à 240 m³/h); le syndicat de Villette - Priay (80 m³/h dans les alluvions récentes de l'Ain), le syndicat des eaux de la région d'Ambérieu (150 m³/h utiles dans les alluvions de l'Albarine), la commune d'Ambronay (30 m³/h dans les alluvions fluvioglaciaires). Mais cette nappe a l'inconvénient d'être très mal protégée : sa couverture limoneuse est faible ou inexistante et le niveau piézométrique très proche de la surface, souvent à moins de deux mètres. Il n'y a donc ni écran ni filtre et cette ressource est très vulnérable à la pollution. Les eaux prélevées doivent être soigneusement contrôlées aussi bien bactériologiquement que chimiquement.

La Dombes et la côtière de l'Ain

Tout au long de la côtière de l'Ain, de nombreuses sources marquent le contact des formations glaciaires et des cailloutis pliocènes subordonnées avec les terrains marneux du Miocène. Plusieurs ont été captées et alimentaient les communes de Priay, Villette, Châtillon-la-Palud, Meximieux. Les débits de chaque captage sont faible (≤ 2 m³/h). Le coût très élevé des travaux qui seraient nécessaires pour améliorer leur rendement et assurer leur protection conduit à abandonner ces sources ou à ne les considérer que comme élément d'appoint, le prélèvement principal étant effectué dans les alluvions de l'Ain.

La Dombes elle-même offre, sous une couche protectrice de limons quasi continue, trois aquifères superposées : le glaciaire, le cailloutis sous-glaciaire, le Miocène.

Le glaciaire morainique, dont l'épaisseur varie de quelques mètres à une quarantaine de mètres, est une formation hétérogène, souvent très argileuse et très peu perméable, mais qui peut renfermer des lentilles sablo-graveleuses aquifères, seulement capables de satisfaire des besoins locaux limités : ainsi de nombreux puits fermiers ont eu, ou ont encore, recours à cette ressource.

Le cailloutis sous-glaciaire ("alluvions jaunes" du Pliocène supérieur), présent pratiquement partout sous le manteau glaciaire, peut cependant manquer sur certaines zones hautes du substrat marneux ou bien, au contraire, montrer des surépaisseurs dans des chenaux creusés au sein des marnes. Sa puissance augmente d'Est en Ouest (de quelques mètres à La Chaussée, à l'Est de Chalamont, à plus de 50 mètres au Pollet, au NNE de Chalamont), et du Sud vers le Nord : retenir, pour le secteur considéré, une épaisseur moyenne d'une vingtaine de mètres, est une estimation raisonnable. On sait, selon les études régionales, que la pente générale du cailloutis sous-glaciaire de la Dombes est inclinée vers le Nord et que l'écoulement de la nappe s'effectue dans cette direction. Cependant, ainsi que le montre le réseau superficiel qui, localement, draine directement le cailloutis, il existe dans ce secteur une limite de partage des eaux au Sud de laquelle il y a écoulement soit vers l'Ain au Sud-Est, soit vers le Rhône au Sud. Cette limite, facile à retrouver sur la carte, passe entre Birieux et Montellier au Sud-Ouest, au Sud de Joyeux et Versailleux, puis remonte vers le Nord et passe entre Chalamont et Saint-Nizier-le-Désert pour se diriger ensuite à l'Est vers Bellegarde, un

peu au Nord de Priay. La carte piézométrique de la nappe des cailloutis pliocènes (H. Gudefin, 1975) montre qu'une ligne de partage des eaux existe aussi en profondeur, légèrement décalée vers le Sud-Est par rapport à la limite de surface puisqu'elle passe par le Mont Margueron, la Forêt de Chassagne, pour ensuite, vers l'Ouest, se confondre à peu près avec le partage de surface. Cette nappe constitue une ressource d'intérêt régional appréciable. Le réservoir est présent pratiquement partout, cependant ses caractéristiques peuvent être localement médiocres par suite de consolidations en poudingues qui limitent la perméabilité. Les débits obtenus sont, par suite, irréguliers selon les points, de 20 à 150 m³/h. Les communes de Chalamont, Versailleux, Saint-Nizier-le-Désert, en particulier, s'alimentent en eau grâce à des ouvrages puisant à cette nappe qui bénéficie d'une protection et d'un filtrage naturel tout à fait satisfaisants.

Le Miocène enfin, bien qu'il soit connu sous la dénomination de Marnes de Bresse, englobe des séquences sableuses et même sablo-graveleuses qui peuvent acquérir une certaine importance. Mal connue et peu sollicitée par les puits d'eau dans ce secteur de la Dombes méridionale, cette nappe est exploitée dans la région proche de Bourg-en-Bresse et fournit des débits comparables à ceux extraits des cailloutis pliocènes. Il s'agit d'une eau d'excellente qualité, bien protégée, à laquelle on peut faire appel en cas d'échec d'ouvrages s'adressant aux niveaux supérieurs ou bien si, par cause accidentelle, ceux-ci devaient être pollués.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

De nombreuses exploitations existaient jadis dans tous les niveaux géologiques de la feuille ainsi que de nombreuses gravières dans toutes les formations caillouteuses. Ces dernières ont été progressivement abandonnées au profit d'une concentration de plus en plus grande en quelques immenses exploitations par dragage dans la plaine de l'Ain, ce qui rend les observations sur les formations néogènes, quaternaires et superficielles de plus en plus difficiles.

Lignites

Les lignites du Miocène supérieur existent tout au long de la côte d'Ain à Druillat, Varambon, Bellegarde-Priay, Châtillon-la-Palud, Mollon, Pérouges. Dans la seconde moitié du siècle dernier, des recherches par sondages ou galeries ont été localement entreprises (Priay, Mollon) mais n'ont jamais abouti à des exploitations véritables. Ces lignites sont connues aussi dans les collines de la bordure occidentale du Bugey de Saint-Jean-le-Vieux jusqu'à Vareilles.

Des reconnaissances ont été entreprises et abandonnées à de multiples périodes, les dernières en 1941-1942, mais seul le gîte de Douvres a fait l'objet d'une petite exploitation (1843-1847, 15 000 tonnes, 1900-1902, 800 tonnes) mais le combustible est de mauvaise qualité, souvent terreux et se présente en couches minces et très irrégulières, ce qui lui enlève tout intérêt économique.

Fer

Au contact entre les marnes du Lias et les calcaires à *Cancellophycus*, un petit gîte de minerai de fer (2 à 3 couches d'épaisseur cumulée de 1,50 m, avec 18 à 30 % de fer) a été reconnu sur les deux rives de l'Albarine entre Bettant et Torcieu et dans la vallée du Buizin au Sud-Est de Vaux-en-Bugey. Le gisement est accidenté de multiples failles et l'extraction totale de minerai sur cette concession de Vaux n'a pas dépassé 600 tonnes.

Gaz combustible

Découvert dans la vallée du Buizin en 1906, lors d'un forage dont le but était tout autre, le gaz donna lieu à une éruption violente qui détruisit la tour de forage. Le débit avait été évalué à 11 000 m³/h.

Les recherches reprurent en 1919. Un seul sondage, le SERP 2 (675-8-18) s'avéra productif et son exploitation a été poursuivie jusqu'en 1961. Le gisement est maintenant épuisé. Sa production totale est estimée à 11 millions de m³. Le niveau productif semble être, malgré des divergences d'interprétation, des bancs de dolomie du Keuper.

Argiles, limons

Les marnes du Miocène et leur couverture limoneuse d'altération et de colluvionnement ont fait l'objet d'exploitations par les tuileries et briqueteries des Carronnières (Priay) aux Carronnières mêmes, au bois de la Gorette (Bois de Priay) et à Bellegarde notamment. L'extraction a cessé depuis une quinzaine d'années environ, mais non la fabrication qui fait venir les argiles de la région d'Étrez (feuille Saint-Amour).

Tufs calcaires

Les tufs pliocènes de Meximieux et Pérouges ont été extraits en plusieurs carrières, essentiellement comme pierre à chaux, accessoirement comme pierre de construction, surtout aux carrières de Saint-Jean (Meximieux). Cette exploitation a cessé vers le début du siècle.

Sables

Les sables miocènes ont été exploités dans le secteur de Rignieux au siècle dernier.

Graviers, sables

Graviers et sables font l'objet d'exploitations dans tous les niveaux du Pliocène caillouteux et du Quaternaire, mais selon des modalités diverses :

- dans les alluvions jaunes pliocènes, il s'agit de petites gravières locales pour remblai dans les environs du Guillon au Nord de Rignieux-le-Franc. Leur décomposition partielle en fait un médiocre matériau pour construction ;
- dans les moraines caillouteuses des drumlins et les alluvions glacio-torrentielles du plateau dombiste (Riss "ancien"), activement exploitées

jadis dans de nombreuses et grandes carrières, elles ne font aujourd'hui l'objet que de prélèvements épisodiques ;

– dans les alluvions fluvio-glaciaires du Riss "récent" et de la colline de Saint-Denis-en-Bugey les quelques gravières sont en voie d'abandon ;
– dans les basses terrasses wurmiennes de Coutelieu, Leyment, Ambutrix, Château-Gaillard, de nombreuses gravières étaient ouvertes jusqu'à une date récente mais sont presque toutes abandonnées, sauf celles de Championnière et de Château-Gaillard.

L'exploitation des alluvions de la plaine d'Ain s'est récemment cantonnée dans les bas niveaux wurmiens et holocènes au Sud de Pont d'Ain et de Neuville-sur-Ain, où elle se fait par dragages. A l'extraction des matériaux pour construction et remblai s'ajoute ainsi la création de plans d'eau à destination touristique et récréative.

Pierres de taille et de construction

Pour des besoins locaux, de petites carrières ont exploités les calcaires du Jurassique moyen et supérieur. Les niveaux les plus recherchés ont été les calcaires du Kimméridgien supérieur-Portlandien extraits dans des carrières à Bosseron et surtout dans des exploitations par galeries, transformées actuellement en champignonnière, au lieu-dit Sur les Rochers au Nord-Est de Pont d'Ain.

Matériaux d'empierrement

Les éboulis et groises bien développés au pied de la falaise du Dogger dans la vallée de l'Albarine sont exploités pour l'empierrement en aval de Torcieu, de part et d'autre de la rivière.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Outre certains livrets-guides d'excursion inédits, des descriptions de sites géologiques (Mollon, Priay, Douvres) et d'itinéraires se trouvent dans les guides géologiques régionaux **Lyonnais-Vallée du Rhône** par Demarcq et Goll. (1973) et **Jura** par Chauve et Goll. (1975), éd. Masson et Cie, Paris.

BIBLIOGRAPHIE

BALLESIO R., DAVID L., MEON-VILLAIN H. et MONGEREAU N. (1981) - La ria pliocène dans la vallée du Garon (Rhône). *Bull. mens. Soc. Lin. Lyon*, n°2, pp. 72-80.

BERNIER P. (1984) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional (stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie). Thèse, Lyon.

BILLARD A. (1966) - La dépression Pont d'Ain-Bourg. Contribution à l'étude géomorphologique de la bordure orientale de la Dombes. Thèse 3ème cycle, géographie, Paris, inédit.

BILLARD A., DEJOU J. et GUYOT J. (1970) - Examen minéralogique de la phase argileuse $< 2 \mu$ extraite de formations glaciaires de la Dombes (Ain). *Bull. AFEQ*, n°22, pp. 53-66.

BLANC C., BOURDIER F. et MEON-VILLAIN H. (1974) - La flore du Miocène supérieur de Druillat (Ain) et son éventuelle signification climatique. *Mém. BRGM*, n°78, pp. 479-482.

BOISTEL A. (1894) - Structure de la colline de Saint-Denis-le-Chosson (Ain) et ses relations avec celles du plateau de la Dombes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3ème sér., t. 22, pp. 299-320.

BOISTEL A. (1898). Quel est l'agent du transport des cailloutis alpins dans le Pliocène supérieur de la Dombes et de la Bresse ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 3, t. 26, pp. 57-81.

BOISTEL A. (1902) - Les cailloutis de la Dombes dans l'anse du Bugey. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7ème sér., t. 2, pp. 127-157.

BOURDIER F. (1961) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. 2 vol., éd. CNRS, Paris.

BRUN A. (1963) - Etude géologique des formations quaternaires de la région de Montluel et de Saint-Maurice-de-Gourdans. Thèse 3ème cycle, Lyon, n°76, inédit.

BRUN A. (1963) - Sur les "alluvions jaunes" de la région lyonnaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, V, pp. 535-537.

COMBEMOREL R., GUERIN C. et MEON-VILLAIN H. (1970) - Un nouveau gisement de Vertébrés mio-pliocènes à Priay (Ain). *Bull. BRGM*, 2ème sér., n°4, pp. 33-47.

COMBEMOREL R. (1972) - Biostratigraphie du Miocène de la bordure Dombes-Jura (Ain). *Bull. BRGM*, 2ème sér., sect. I, n°3, pp. 45-55.

CORNA M. (1985) - Le Lias du Jura méridional. Paléontologie biostratigraphique du Sinémurien. Approche paléocéologique. Thèse 3ème cycle, Lyon.

DAVID L. (1967) - Formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la région lyonnaise. *Doc. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n°22.

DELAFOND F. (1888) - Note sur les tufs de Meximieux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3ème sér., t. XV, pp. 62-65.

DELAFOND F. et DEPERET C. (1893) - Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerai de fer. Minist. trav. publ., Etude des gîtes minéraux de la France, 1 atlas, 332 p.

DEMARCO G. (1970) - Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. BRGM*, n°61, 256 p., 56 fig., 4 pl., 2 tabl.

DEMARCO G. (1973) - Lyonnais, vallée du Rhône, de Mâcon à Avignon. Guides Géol. Région., Masson éd., Paris.

DEPERET C. (1885) - Note sur les terrains de transport alluvial et glaciaire des vallées du Rhône et de l'Ain aux environs de Meximieux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3ème sér., t. XIV, pp. 122-128.

DUMONT M. (1983) - Etude stratigraphique et sédimentologique du Miocène supérieur de la région de Jujurieux (Ain). Thèse 3ème cycle, Lyon.

ENAY R. (1966) - Stratigraphie de l'Oxfordien du Jura. Thèse, *Nouv. Arch. Museum Hist. Nat., Lyon*, fasc. VIII, t. 1.

FALSAN A. (1875) - Etude sur la position stratigraphique des tufs de Meximieux, de Pérouges et de Montluel. *Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, t. 1, 4, pp. 131-170.

FALSAN A. et CHANTRE E. (1879) - Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. 2 vol., imp. Pitrat Ainé, Lyon.

FARJANEL G. et MEIN P. (1984) - Une association de mammifères et de pollens dans la formation continentale des "Marnes de Bresse" d'âge Miocène supérieur à Ambérieu (Ain). *Géologie de la France*, n°1-2.

FARJANEL G. (1985) - La flore et le climat du Néogène et du Pléistocène de Bresse d'après l'analyse pollinique. Implications chronostratigraphiques. Thèse, Dijon.

FLEURY R. (1982) - La formation de Saint-Cosme dans la Bresse du Nord. Ses relations avec les événements du Pléistocène bressan. Thèse d'Université, Dijon, 119 p., 31 fig.

GAILLARD C. (1984) - Les biohermes à Spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. Thèse, Lyon.

GIREL J. (1974) - Contribution à l'étude écologique du Jura de l'Ain. Thèse 3ème cycle, Biologie végétale, Université de Grenoble I, 100 p., 2 cartes h.t.

GIREL J. (1977) - Matériaux bibliographiques pour l'étude écologique de la végétation naturelle et de l'espace cultivé des Pays de l'Ain. *Ain-Sciences, Mém. et Doc.*, n°1, 31-44.

GIREL J., VARTANIAN M.C. et VIGNY F. (1977) - Carte écologique au 1/100 000 Bourg-en-Bresse. Essai de cartographie écologique intégrée. *Doc. cartog. écologique XVIII*, 11-42, 1 carte h.t.

GIREL J. et DOCHE B. (1978) - L'écosystème karstique du massif de Dorvan (Torcieu, Ain, France). II : les groupements végétaux du massif, Actes 6ème Congr. Suisse Spéléo., Porrentray, sept. 1978, pp. 55-61.

GIREL J. et PAUTOU G. (en préparation). Carte de la végétation naturelle à 1/10 000 de la plaine alluviale de l'Ain en amont de la confluence avec le Rhône. Progr. PIREN Eau, Rhône.

GUERIN C. et MEIN P. (1971) - Les principaux gisements de mammifères miocènes et pliocènes du domaine rhodanien. *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon. h.s.*, pp. 131-170.

GUIFFRAY A., BAILLET M.C. et BERGER C. (1984) - Etude géologique du Massif de Chenavel. Rapport Soc. Nat. Arch. Ain. Sciences de la Terre, inédit.

GUDEFIN H. (1974) - Evaluation des recherches hydrauliques Bresse sud, région de la Dombes (01). Rapport BRGM 75 SGN 391 JAL, 45 p.

GUDEFIN H. (1975) - Evaluation des ressources hydrauliques de la Dombes. Piézométrie des nappes. Rapport BRGM 75 SGN 411 JAL, inédit.

JAN DU CHENE R. (1974) - Etude palynologique du Néogène et du Pléistocène inférieur de Bresse. *Bull. BRGM, sér. 2, n°4*, pp. 209-235.

JOURNAUX A. (1956) - Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses : Beaujolais, Mâconnais, Côte d'Or, plateau de Haute-Saône, Jura occidental. Etude morphologique. Caron et Cie, Caen, Thèse doct., pp. 1-530.

JUVENTIN G. (1985) - Etude géologique du contact Jura-Bresse dans la région d'Ambérieu : stratigraphie et tectonique. Thèse 3ème cycle, Lyon.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1961) - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Thèse, *Mém. BRGM*, 16, 143 p.

LIENHARDT G., RAT P. *et al.* (1974) - Le groupe d'étude Bresse et les tableaux stratigraphiques proposés pour le Miocène, le Pliocène et le Villafranchien du remplissage bressan, *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*

MANDIER P. (1976) - Découvertes récentes dans les alluvions jaunes. *Bull. Rhod. Géomorph.*, n°1, pp. 35-41.

MANDIER P. (1981) - Les Echets : premiers enseignements pour l'histoire climato-stratigraphique du Quaternaire lyonnais. *Bull. Lab. Rhod. Géomorph.*, n°9, pp. 39-62.

MANDIER P. (1982) - Pluralité des glaciations dans la région lyonnaise et la moyenne vallée du Rhône. IGCP-UNESCO, projet 73/1/24, rapport n°9, CNRS, Paris, 1983, pp. 184-204.

MANDIER P. (1984) - Le relief de la moyenne vallée du Rhône. Essai de synthèse paléo-géographique. Thèse, 2 vol., 654 + 217 p, 229 fig., 18 tab., 18 pl. h.t., Univ. Lyon II.

MANGOLD Ch. (1970) - Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional. Thèse, *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n°41, fasc. 1.

MAZENOT G. (1945) - Les lignites bressans. Le bassin lignitifère de Chaumergy. Imp. nat. Paris.

MEIN P., TRUC G. et BALLELIO R. (1972) - Age des formations de la Côtère de Dombes à la lumière d'éléments paléontologiques nouveaux *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, sér. D, pp. 2016-2018.

MEON-VILLAIN H. (1970) - Palynologie des formations miocènes supérieures et pliocènes du bassin du Rhône (France). Thèse, *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n°38, 167 p.

MEON-VILLAIN H. (1971) - Evolution de la flore de l'Helvétien au Pliocène d'après les analyses polliniques effectuées aux environs de Berne (Suisse) et dans le bassin du Rhône. *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, h.s., pp. 61-78.

PELLETIER M. (Mémoire posthume 1960) - Contribution à l'étude stratigraphique de la première série calcaire du Jura méridional. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, nouv. série n°4.

PENCK A. et BRUCKNER E. (1910) - Les Alpes françaises du Nord à l'époque glaciaire. *Bull. Soc. Sc. Dauphiné, Soc. Nat. arts Ind., Isère*, t. 11, pp. 129-159.

RICHE A. (1893) - Etude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura méridional. Thèse, G. Masson, édit. Paris.

SAPORTA G. de (1869) - Sur l'existence de plusieurs espèces actuelles observées dans la flore pliocène de Meximieux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2ème sér., n°26, pp. 752-773.

SCHOEFFLER J. (1941) - Les sondages aux gaz de Vaux-en-Bugey. *Ann. Mines*, t. XVIII, 5.

THORAL M. et RICOUR J. (1950) - Examen de quelques échantillons provenant du sondage de Torcieu (Ain) et conservés au laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n°14.

TOURNIER Abbé (1887) - Présence de couches purbeckiennes dans la vallée inférieure du Suran. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XV.

TOURNOUER R. (1869) - Observations sur la faune des coquilles fossiles des tufs de Meximieux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2ème sér., n°26, p. 774-776.

TRUC G. (1979) - Gastropodes continentaux néogènes du bassin rhodanien. *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, h.s., p. 79-129.

TABLEAU D'EQUIVALENCE DES NOTATIONS

FORMATIONS / ETAGE	AMBERIEU	VILLEFRANCHE	BOURG	SAINT-RAMBERT	MONTLUEL
Alluvions de fond de vallée, holocène	Fz, Jz			Fy-z	Fy-z, Jy-z, Fy
Formations colluviales et de ruissellement, holocènes et wurmiennes	CJy + z		CF		
Loess et limons de la Dombes	OE 1	OE 1, OE 2	oEb, oEa		OEx
Limons résiduels à quartzites	RQ	LR		Fw	
Alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes (basse terrasse inférieure)	FGyb4				FGx6-c, Fy
Moraines wurmiennes du quatrième stade (fusion sur place)	Gyb4				Gx6
Alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes (troisième basse terrasse)	FGyb3				Gx5-6
Alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes (deuxième basse terrasse)	FGyb2			FGx6b	
Moraines de Charveyron 1 - Molard des Sangsues (Würm "récent", stade 1)	Gyb1				Gx5-6
Alluvions fluvio-glaciaires Würm "ancien"	FGya	Fy		Fx	Gx6
Moraines du Würm "ancien"	Gya				Gx5-6
Alluvions fluvio-glaciaires du Riss "récent"	FGxb	Fx'			
Moraines intermédiaires du Riss "récent"	Gxb				Gx5-6
Alluvions fluvio-glaciaires du Riss "ancien"	FGxa	Fx, Nx			
Moraines externes de la Dombes (Riss "ancien")	Gxa	Gx			Gx5-6
Alluvions jaunes (Pliocène supérieur)	p2F	Fv	pIVF		Fw
Argiles du Pliocène supérieur	p2M		pIVM		p
Miocène, faciès sableux, argileux	m3S, A				m2b

AUTEURS

Y. KERRIEN, Ingénieur-géologue au BRGM, pour les formations secondaires et tertiaires du Bas-Bugey et l'hydrogéologie, avec la collaboration de M. Corna, docteur de 3ème cycle, pour la description des formations du Lias.

G. MONJUVENT, Maître de recherche au CNRS, L.A. 69, Géologie Alpine, Université de Grenoble I, pour les formations néogènes de la Bresse et les formations quaternaires.

Avec la collaboration de :

J. GIREL, biologiste au L.A. CNRS n°242 "Ecologie et Biogéographie des grands systèmes montagneux", Université de Grenoble I. pour le paragraphe sols, végétation et cultures ;

P. MANDIER, maître-assistant de Géographie physique à l'Université de Lyon II, pour les notations du Quaternaire et la notice ;

J. COMBIER, maître de recherche au CNRS, Direction régionale des affaires culturelles, 23 rue Roger Radisson, 69322 Lyon 05, pour la Préhistoire et l'Archéologie.