

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

BOURG- -EN-BRESSE



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P. ET T. ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
BOURG-EN-BRESSE A 1/50 000**

par

R. FLEURY, Y. KERRIEN et G. MONJUVENT

1988

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	6
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>FORMATIONS RECONNUES UNIQUEMENT PAR SONDAGES</i>	12
<i>FORMATIONS AFFLEURANTES</i>	12
Formations secondaires	12
Formations tertiaires	25
Formations fluviolacustres du Plio-Quaternaire bressan	27
Formations diverses d'âge non déterminé	33
Quaternaire	33
PALÉONTOLOGIE DES FORMATIONS BRESSANES	51
APERÇU STRUCTURAL DE LA BORDURE JURASSIENNE	52
<i>UNITES STRUCTURALES</i>	52
<i>FAILLES ET ACCIDENTS</i>	55
ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE	56
SOLS, VÉGÉTATION NATURELLE ET CULTURES	60
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE	62
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	64
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	64
<i>RESSOURCES MINÉRALES, CARRIÈRES</i>	72
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	73
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	73
<i>BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE</i>	75
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	78
AUTEURS DE LA NOTICE	79

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Bourg-en-Bresse se situe dans la Bresse du Sud, à la limite de la Bresse proprement dite, des Dombes qui lui font suite au Sud, et du Jura. Cette feuille se subdivise donc en trois domaines principaux :

- le domaine bressan, au Nord de l'arc des moraines externes,
- le domaine dombiste comprenant les moraines externes, au Sud,
- le domaine jurassien du Revermont, à l'Est.

Si le Revermont et la Bresse *s.l.* sont topographiquement et géologiquement bien séparés, Bresse proprement dite et Dombes sont beaucoup moins distinctes de ces deux points de vue. La différence essentielle tient dans la couverture morainique qui caractérise la Dombes. Mais les conséquences de l'avancée du glacier du Rhône jusqu'à Bourg se font sentir également, d'une autre manière, dans le domaine bressan. Les formations glacio-lacustres et fluvio-glaciaires, notamment, constituent un trait d'union entre ces deux régions.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Bourg-en-Bresse est l'avant-dernière carte de la Bresse à être levée et publiée (la dernière étant Ambérieu-en-Bugey) ; elle succède, dans l'ordre chronologique des travaux, à Saint-Amour.

Elle est l'expression d'un travail entrepris dans le cadre du Groupe de Recherche Bresse (1974), dont le but était précisément la cartographie détaillée de cette région particulièrement difficile en raison de sa platitude, du faible encaissement des vallées, du nombre très restreint des affleurements, naturels ou artificiels, et de la présence généralisée d'une couverture de matériel fin (limons de Bresse) masquant totalement le substratum. Ces contraintes particulières, théoriquement partiellement levées sur la feuille Bourg du fait d'une plus grande irrégularité du relief due à la présence des moraines externes des Dombes, ont conduit à prendre en compte, pour l'établissement de la carte, les sondages archivés au titre du code minier et à exécuter 45 sondages à la tarière mécanique d'une profondeur maximale d'une trentaine de mètres. Ces sondages de reconnaissance cartographique ont porté essentiellement sur le domaine des vallums morainiques externes (moraines elles-mêmes et formations environnantes), le plateau de Jasseron et, secondairement, le plateau de Polliat, à l'exclusion du plateau dombiste, à l'intérieur du domaine morainique, où l'épaisseur de la couverture limoneuse et morainique interdit d'accéder utilement au substrat. Dans ce secteur les données résultent donc uniquement des rares affleurements de surface et des quelques sondages du Code minier.

Du point de vue méthodologique, les orientations de recherche ont bénéficié des travaux de cartographie, de stratigraphie et de paléontologie conduits dans le Nord et le centre de la Bresse (BRGM - Université de Dijon, thèses de 3^e cycle de J. Teste, 1977, F. Zanon, 1978, P. Senac, 1981 ; thèse d'Université de R. Fleury, 1982) et des levés plus anciens des feuilles Villefranche-sur-Saône et Belleville.

Ces recherches ont conduit à un large renouvellement des connaissances géologiques sur cette région, qui en étaient restées, à peu près, dans le domaine cartographique notamment, aux conceptions de C. Delafond et C. Depéret

(1893), plus ou moins modifiées et complétées par A. Journaux (1956) et F. Bourdier (1961).

Cependant nous n'avons pu prendre en compte, pour cette carte, toutes les données paléontologiques et palynologiques des échantillonnages des sondages de 1981 et 1982 ; l'étude détaillée du matériel recueilli est un travail de très longue haleine dont les résultats ne devraient pas remettre fondamentalement en cause la présente cartographie.

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Le territoire de cette feuille Bourg-en-Bresse se divise, nous l'avons dit, en trois domaines principaux, Jura, Bresse et Dombes.

La bordure jurassienne qui domine, à l'Est, la dépression dombo-bressane de 150 à 300 m (point culminant 593 m au relais de télévision situé au N.NE de Ceyrériat) est représentée ici par la zone du Revermont, du nom d'un des chaînons qui la constituent. Elle offre d'Ouest en Est plusieurs structures anticlinales et synclinales d'axe à peu près méridien et montre, à l'affleurement, une succession de terrains allant du Bajocien inférieur (peut-être même localement de l'Aalénien supérieur) jusqu'à l'Hauterivien. Des dépôts conglomératiques redressés, au contact avec la Bresse, sont attribués à l'Oligocène, des formations sableuses et argileuses à lignite au Miocène.

Au Sud des recouvrements à cailloutis siliceux proviennent d'alluvionnements d'origine glaciaire.

En contrebas, Bresse et Dombes forment un pays de plateaux vallonnés, peu accidentés, d'altitude comprise entre 200 et 300 m, dont les traits morphologiques majeurs sont les larges vallées à fond plat de la Reyssouze et de la Veyle qui prennent naissance, au Sud, dans le plateau morainique de la Dombes.

Le domaine bressan se compose de deux unités morphologiquement et géologiquement distinctes, situées de part et d'autre de la Reyssouze :

- le plateau de Polliat à l'Ouest, légèrement incliné vers l'Ouest, constitué uniquement de matériaux fins argileux et sableux ("marnes de Bresse"),
- le plateau de Jasseron à l'Est, notablement incliné vers le Nord-Ouest, où le substratum de marnes de Bresse est recouvert d'une nappe de cailloutis alpins (cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois) surmontés d'une épaisse couche de limons.

La Dombes se différencie par sa couverture morainique absente du reste de la dépression bressane dont elle est la terminaison sud. Cette couverture lui donne un aspect plus bosselé et plus irrégulier dans le détail ; elle se termine, au Nord, par l'arc des moraines externes, bourrelet à large convexité nord qui domine de quelques dizaines de mètres la plaine de Bresse. On peut distinguer dans ce domaine dombiste :

- le secteur des moraines terminales comprenant deux ensembles : l'arc de Chaveyriat — Vandains — Corgenon à l'Ouest de la Veyle, le vallum de Seillon à l'Est, correspondant à deux lobes glaciaires parallèles se rejoignant *grosso modo* selon le cours Sud-Nord de la Veyle. Chaque système frontal se subdivise lui-même en deux unités : un arc terminal proprement dit et un arc de retrait. Le vallum de Chaveyriat — Corgenon représente l'arc externe du lobe occidental,

l'arc de retrait ne se matérialisant que par une série de buttes isolées émergeant du remblaiement glacio-lacustre de Condeissiat. Le vallum du Seillon ne représente que l'arc de retrait du lobe oriental, l'arc externe ne subsistant plus que sous forme de buttes démantelées par les écoulements fluvio-glaciaires de Bourg (Monternoz — Bellevue — Péronnas, Saint-Just) ;

— le secteur des moraines de fond comprenant deux unités dépendant des deux lobes glaciaires : le plateau de Saint-André-le-Bouchoux à l'Ouest, les plateaux de la forêt de la Réna — Tossiat à l'Est, ces derniers séparés par le couloir fluvio-glaciaire de Certines, ;

— la dépression glacio-lacustre de Condeissiat à l'intérieur de l'arc de Chaveyriat — Corgenon ;

— le système des quatre terrasses fluvio-glaciaires de Bourg, entourant les vallums terminaux du Seillon et se prolongeant par le palier supérieur des terrasses du couloir de Certines. Le niveau supérieur de ce système de terrasses, qui forme le plateau de Bourg, prolonge morphologiquement l'amont du plateau de Polliat et s'inscrit en ravinement dans le plateau de Jasseron ;

— le système des deux basses terrasses fluvio-glaciaires de Certines, emboîté dans les terrasses fluvio-glaciaires de Bourg et dominant de très peu le fond alluvial de la Reyssouze ;

— les fonds de vallées de la Reyssouze, de la Veyle et de leurs affluents ;

— le secteur des moraines médianes, constituant un alignement de grosses collines méridiennes au Sud de la jonction des systèmes frontaux à l'Alleyriat (moraines de Longchamp — Biollet).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Au Bajocien inférieur et moyen, les terrains rencontrés caractérisent une mer épicontinentale chaude, peu profonde, agitée de courants. La variabilité des faciès témoigne d'une certaine irrégularité du fond marin et de l'inégale répartition des courants.

Au Bajocien supérieur, même si le faciès à oolithes se généralise, des variations locales subsistent. Le dépôt d'oolithes semble correspondre à une diminution de la profondeur marine pouvant aller jusqu'à une émergence temporaire, ou du moins individualisant une zone de haut-fond balayée de courants qui ont empêché la sédimentation à la fin de la période : ceci est marqué par une surface durcie et perforée au toit de l'oolithe et par l'absence, sauf rares zones de flaques, du Bathonien inférieur et d'une partie du Bathonien moyen.

Au Bathonien moyen, la subsidence reprend et se déposent alors les "marnes et marno-calcaires des Monts d'Ain", avec un faciès relativement uniforme sur l'ensemble du secteur.

Dès le sommet du Bathonien, la subsidence se ralentit et l'agitation du milieu de dépôt se manifeste à nouveau. Le faciès "dalle nacrée", bioclastique, avec stratifications entrecroisées, débute et se poursuit à la base du Callovien, avec des arrêts de sédimentation marqués par des surfaces durcies.

Au Callovien moyen l'oolithe ferrugineuse indique des conditions d'agitation et de faible profondeur des eaux.

L'absence de dépôts du Callovien supérieur et la présence de fossiles remaniés de cet âge à la base de l'Oxfordien montrent que des courants ont empêché, ou érodé, la sédimentation à cette période.

A l'Oxfordien, les conditions changent à nouveau et la subsidence s'accroît fortement, avec prédominance de dépôts vaseux et biohermes à Spongiaires, mais toujours sous faible tranche d'eau, qui n'a guère dû dépasser une cinquantaine de mètres. Progressivement la sédimentation se fait plus calcaire, pour aboutir au faciès de calcaires fins de l'Oxfordien supérieur.

Un petit épisode oolithique, à la limite Oxfordien — Kimméridgien, interrompt seul la monotonie de la série, car les conditions varieront peu jusqu'au Kimméridgien supérieur, où l'apparition de niveaux dolomitiques et de Stromatoporiés montre un changement climatique en même temps qu'une réduction de la profondeur marine. Des irrégularités des fonds marins sont alors probables, avec zones de talus soulignées par l'existence de brèches de pente sous-marines.

Au Portlandien, la tendance à l'émersion, en milieu fermé sursaturé, amène le dépôt de dolomies et un bref régime laguno-saumâtre, peut-être non généralisé, marque le Purbeckien. Dans certaines zones le régime marin pourrait, au contraire, s'être maintenu à la limite Jurassique — Crétacé.

Au Crétacé inférieur, Valanginien et Hauterivien, après des tendances laguno-saumâtres à la base de la série, on retrouve des conditions proches de celles du Bajocien ou du Callovien : mer peu profonde, agitée, caractérisée par le dépôt de faciès oolithiques, bioclastiques et des surfaces durcies à Huîtres.

Jusqu'à l'Oligocène aucun dépôt n'est représenté et nous n'avons donc pas d'indication des conditions paléogéographiques au cours de cette longue période. Il apparaît toutefois certain, au vu des connaissances régionales, que la région a été totalement émergée dès la fin du Crétacé et soumise à une forte érosion.

Les conglomérats-brèches oligocènes de la bordure occidentale du Jura (âge stampien probable), discordants sur divers niveaux du Jurassique supérieur, démontrent l'existence d'une phase tectonique importante, créatrice des premiers plissements et d'une première surrection du Jura ainsi que du début de l'effondrement de la Bresse. Les conglomérats-brèches se déposent au pied des reliefs nés de cette tectonique anté-stampienne, responsable sans doute de la mise en place des principales structures et des accidents majeurs longitudinaux, d'orientation N.NE.

Les dépôts lacustres aquitaniens, suivis au Miocène d'une phase de comblement détritique débutant localement par des niveaux conglomératiques, précèdent l'histoire de la dépression bressane, fortement subsidente.

Le grand lac aquitain mordait sur la bordure actuelle du Jura. Etudes géophysiques et sondages ont montré que la dépression sud-bressane était partagée en deux par un horst, le seuil de Cormoz, et que la partie la plus profonde se situait à l'Est de ce seuil : la ville de Bourg-en-Bresse se place, à peu près, dans l'axe de cette fosse. La partie de cette carte extérieure au Jura correspond au

domaine de la "fosse de Bourg-en-Bresse", ainsi que le confirment les sondages Br 1, près de Lent, le sondage à but géothermique de Bourg G. Bg 1, les sondages Peronnas 101 et Polliat 101.

Il y a ici un remplissage tertiaire et quaternaire d'environ 2 000 m d'épaisseur, dans lequel l'Oligocène laguno-saumâtre avec sel massif représente, à lui seul, 1 000 à 1 400 m de puissance. Ceci permet d'apprécier le fort gradient d'effondrement et de subsidence du bassin bressan. Le Miocène, bien qu'il soit raviné par les cailloutis pliocènes, offre également une forte épaisseur, de l'ordre de 400 mètres.

Les dépôts ligniteux fini-miocènes (type Vallésien ou ex-Pontien de Soblay) terminent cette période d'accalmie orogénique pendant laquelle il est même possible qu'au Miocène des influences marines se soient manifestées jusque dans ce secteur : s'il n'existe ici aucun argument paléontologique, l'incursion marine a été démontrée par les faunes légèrement plus au Sud, dans le secteur de Varambon (feuille Ambérieu-en-Bugey).

A la limite mio-pliocène, le contrecoup du paroxysme alpin exerce sur ce Jura externe des poussées tangentielles qui amènent son chevauchement sur le Tertiaire bressan : la réalité de ce chevauchement est prouvée ici par le forage de Journans JR 102 (indice BRGM 651.8.1) où l'anticlinal du Revermont surmonte, par un flanc inverse, une série mio-oligocène rencontrée à la cote + 26 m. Cette phase tectonique est responsable du déversement, généralement constaté, des structures vers l'Ouest et de la tendance au chevauchement dans cette même direction ; en même temps, les grandes failles longitudinales ont certainement rejoué et elles ont été accidentées de cassures transverses et obliques, accompagnées de torsions et de décrochements.

Dans le Revermont, faute de dépôt, la suite de l'histoire géologique ne peut être établie. Le cours, très sinueux, du Suran est vraisemblablement guidé par un système de petites fractures. Les argiles résiduelles, les formations de pentes, les remplissages de dépressions, la karstification sont le fruit d'un long processus qui a débuté dès l'émersion du domaine.

En Bresse, après l'émersion messinienne, la subsidence reprend au Pliocène. La dépression se transforme à nouveau en lac peu profond, plus ou moins marécageux. Le Pliocène inférieur, inconnu à l'affleurement, a pu être identifié dans quelques sondages, dont celui de Viriat où il montre 114 m de marnes à caractère fluvio-palustre à lacustre. Le Pliocène moyen, par contre, apparaît généreusement. En Bresse du Nord, il est représenté par du matériel alpin grossier, venu par le Nord en contournant le Jura : les Cailloutis de la forêt de Chaux. Vers l'aval, c'est-à-dire vers le Sud, ces cailloutis passent à des sables en bordure des reliefs calcaires jurassiens (Sables de Neublans et de Foulénay). En Bresse méridionale, sensiblement à la même époque, se déposent les Sables de Trévoux, bientôt suivis des Cailloutis et sables ferrugineux des Dombes (Alluvions jaunes), matériel également d'origine alpine mais venant du Sud. Loin des bordures et donc dans le secteur bressan qui nous intéresse ici, l'équivalent fin de ce matériel détritique constitue le complexe des Marnes de Bresse. A la fin du Pliocène, à la suite probablement de réajustements tectoniques, l'approvisionnement alpin par le Nord se tarit. Faite de remaniements de matériel ancien et d'apports des bordures occidentales, la sédimentation reste cependant active en Bresse du Nord avec le dépôt d'un complexe de couverture représenté, entre autres, par les sables de la forêt de la Ferté, les sables de Chagny, les sables et marnes des forêts de Cîteaux et de Longchamp et peut-être aussi les cailloutis

de la forêt d'Arne. En Bresse méridionale l'alluvionnement fin contemporain est inconnu mais on peut raisonnablement attribuer à cette période la mise en place du cailloutis dit de Saint-Etienne-du-Bois qui témoignerait de l'incursion dans la dépression bressane d'un fleuve puissant venant du Sud (paléo-Rhône ?) à la fin du Pliocène.

Il n'existe aucun dépôt sur cette feuille Bourg que l'on puisse attribuer au Pléistocène inférieur et moyen. Peut-être ne s'agit-il que d'un manque de connaissances, mais il semble que cette lacune soit générale dans toute la Bresse, du moins pour ce qui concerne le Pléistocène moyen, l'inférieur étant largement représenté en Bresse du Nord.

La dépression bressane a peut-être connu alors une période d'équilibre, sans érosion ni sédimentation importante, grâce notamment à l'absence d'un réseau hydrographique majeur, l'Aar-Doubs et le Rhône s'en étant détournés à la fin du Pliocène et la Saône n'existant pas encore.

L'histoire géologique reprend à la fin du Pléistocène moyen avec l'invasion du Sud de la Bresse par le glacier du Rhône qui s'avance jusqu'à Bourg. Cette avancée glaciaire s'accompagne d'un épisode lacustre de niveau 260 m environ, le glacier construisant ses moraines dans le lac.

Deux stades sont inscrits dans le complexe des moraines terminales :

— le stade du maximum (Gxa1), représenté seulement par le vallum externe de Chaveyriat — Corgenon (lobe occidental), le vallum externe du lobe oriental (Bourg) ayant été presque complètement détruit. Les dépôts glacio-lacustres de ce stade sont sporadiques (sables de Dioly) ;

— le premier stade de retrait (Gxa2), bien représenté uniquement par le vallum du Seillon (lobe oriental), le vallum du lobe occidental ne s'étant pas formé car le glacier se terminait dans le lac de Condeissiat. En effet cet épisode de retrait se marque aussi par l'existence d'un lac de niveau 240-245 m baignant l'extérieur du domaine morainique (domaine bressan) et s'étendant également à l'intérieur de l'arc de Chaveyriat — Corgenon, où ses dépôts constituent le plateau très régulier et horizontal de Condeissiat — l'Etoile (cote 240 m). Toutes les surfaces situées au-dessous de cette cote 240-245 m ont donc été submergées, notamment les terrasses fluvio-glaciaires déjà construites ou en cours d'édification, et montrent comme témoins sédimentaires de minces dépôts argileux et sableux (sables roux en surface, bleutés en profondeur) à niveau caillouteux (galets sili- ceux). Seule la dépression centrale de Condeissiat, plus profonde car surcreusée, possède un remplissage glacio-lacustre plus épais (jusqu'à 12 m au sondage de Chaveyriat-les-Preux, et peut-être plus). Ce stade s'accompagne également du dépôt d'une terrasse fluvio-glaciaire aboutissant dans le lac (terrasse de Péronnas), constituant le plateau de Bourg ;

— le second stade de retrait (Gxa3) n'est marqué que par la terrasse fluvio-glaciaire de la gare de Bourg, les moraines n'en ayant pas conservé la trace ;

— enfin le troisième stade de retrait (Gxa4) ne se manifeste que par la terrasse fluvio-glaciaire de Viriat — Bouvant qui s'amorce dans le couloir de Certines par la terrasse de la Rippe et se prolonge, de façon discontinue, jusqu'à Saint-Jean-sur-Reyssouze (feuille 1/50 000 Saint-Amour). Parallèlement au développement de cette terrasse fluvio-glaciaire, un système fluvio-lacustre ou fluvio-palustre, entretenu en Bresse par le barrage de la Saône, modèle les deux niveaux de

211-213 mètres puis de 202-205 mètres, d'altitudes remarquablement constantes. Le front du glacier est alors stabilisé plus au Sud (feuille Ambérieu-en-Bugey).

Dans la vallée du Suran, barrée par le glacier, se forme un lac où se déposent les argiles de Cormorand (Villereversure). Cet épisode glaciaire externe est attribué au Riss du système alpin de Penck et Brückner, par analogie paléogéographique. Il représenterait la première phase de cette glaciation si cette dernière comprend plusieurs avancées glaciaires.

Un second épisode de remblaiement, après un creusement modéré (ou creusement et remblaiement simultanés ?) est représenté par le complexe fluvio-glaciaire de Certines — les Braconnières, qui semble comporter deux nappes ou deux niveaux faiblement étagés : la nappe supérieure des Braconnières proprement dite, la nappe inférieure de Panloup. Ici deux interprétations au moins sont possibles :

- les deux nappes appartiennent au même épisode, vraisemblablement le Riss récent ;
- les deux nappes appartiennent à deux épisodes, qui pourraient être le Riss récent et le Würm (ancien).

Aucun argument péremptoire ne permet actuellement de trancher entre ces deux solutions. Cependant diverses indications d'ordre pétrographique et pédologique sembleraient favorables à la deuxième hypothèse. Cette incertitude ne pourrait être levée que par des données nouvelles résidant pour l'essentiel dans la partie amont du couloir de Certines (feuille Ambérieu).

Lors de l'épisode attribué au Riss récent, le glacier est resté largement en retrait, au Sud de la feuille Bourg (feuille Ambérieu). Un barrage de plus bas niveau de la vallée de l'Ain a pu être à l'origine du dépôt des formations glaciolacustres de Neuville-sur-Ain. Des actions éoliennes importantes ont permis le dépôt des limons des Dombes, loess altérés recouvrant tous les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires de l'épisode précédent.

Après une période de biostasie dont on ne connaît rien localement (Interglaciaire Riss — Würm), la glaciation wurmienne s'est manifestée par le dépôt de graviers de fort calibre dans les basses vallées de la Reyssouze et de la Veyle, datés par la présence d'*Elephas primigenius* et de *Coelodonta antiquitatis* (feuilles Saint-Amour et Belleville), ainsi que par radiocarbone. Le glacier étant resté largement en retrait (Lagnieu, feuille Ambérieu), les apports n'ont pu être que locaux, c'est-à-dire empruntés aux moraines et aux nappes fluvio-glaciaires antérieures avec leurs paléosols.

Le dernier épisode de dépôt décelable dans le cadre de cette feuille est holocène et limité aux fonds des vallées : sables, limons, argiles et localement tourbes, peu épais (jusqu'à 2 ou 3 m, rarement plus), datés par radiocarbone, recouvrent les cailloutis grossiers des fonds de vallées.

En résumé, après une longue histoire marine, d'une mer peu profonde de domaine épicontinental, soumise à quelques oscillations du bâti, le secteur du Jura externe émerge définitivement au cours du Crétacé. A l'Oligocène pré-stampien, plissements et fractures impriment les grandes lignes de la structure. Suit une période de calme orogénique avec érosion des reliefs et alluvionnement puissant en bordure, dans le bassin effondré de la Bresse, où la mer ne revient

que partiellement au début du Miocène. A la limite mio-pliocène, une nouvelle orogénie, suivie de poussées tangentielles en direction du Nord-Ouest, rajeunit les structures et provoque un large chevauchement de la bordure jurassienne sur la Bresse. Pendant tout le Pliocène et le Quaternaire ancien, les reliefs sont soumis à l'altération et à l'érosion ; leurs dépôts s'accumulent dans la dépression bressane qui reçoit, en outre, dans cette partie méridionale, des alluvionnements très importants, venus du Sud-Est par la vallée du Rhône. Enfin au Riss, le glacier du Rhône s'étend largement sur la Dombes et envahit la basse vallée de l'Ain. Un barrage glaciaire a dû affecter la basse vallée du Suran suscitant, à l'amont, une retenue dans laquelle se sont déposés des sédiments fins.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS RECONNUES UNIQUEMENT PAR SONDAGE

Un seul sondage profond, celui de JR 102 (indice BRGM 651.8.1, x = 831,64, y = 132,04, z = +342,50 m), a été réalisé sur le périmètre jurassien de la carte. Il a montré l'existence d'une unité charriée sur du Miocène. L'ensemble charrié, constitué de Lias et de Bajocien, présente, à partir de sa base, la coupe suivante :

- Toarcien en série inverse : 16 m de calcaires gris, spathiques et de marnes gris foncé,
- Domérien : 67 m de marnes noires schisteuses micacées avec intercalations de calcaires gréseux gris clair à Pectinidés,
- Toarcien inférieur : 41 m de marnes noires schisteuses (niveau des schistes-carton) à fragments d'Ammonites pyriteuses, *Harpoceras falciferum*, Bélemnites, Posidonomyes,
- Toarcien moyen - supérieur : 47 m de marnes et marno-calcaires gris, à Ammonites (*Hildoceras bifrons*), Bélemnites, Pentacrines,
- Aalénien : 77 m de calcaires gréseux gris et de marnes gréseuses,
- Bajocien inférieur : 54 m de calcaires spathiques et de calcaires à silex sous 14 m d'argiles de décarbonatation.

Les épaisseurs données par ce sondage doivent être corrigées car les pendages des couches y sont relativement forts (30 à 35° Ouest dans le Bajocien).

Le sondage BR 1 (indice BRGM 651.6.2, x = 820,54, y = 128,873, z = +260 m), implanté en domaine bressan, a été arrêté dans le Toarcien. Il indique 181 m de Bajocien, 102 m d'Aalénien et un Toarcien \geq 98 mètres. Contrairement au précédent, les couches y paraissent subhorizontales.

FORMATIONS AFFLEURANTES

Formations secondaires

Aalénien. Pelletier (1960, p. 20) signale un petit affleurement de calcaires à *Cancellophicus* au-dessus d'un lambeau de Lias marneux, au Nord de Saint-Martin-du-Mont, entre Salles et Gravelles. La localisation est imprécise et l'affleurement n'a pas pu être retrouvé lors du lever de la carte.

j1a. Bajocien inférieur. Calcaires à entroques, calcaires à silex, calcaires à Polypiers. Ce sous-étage est largement représenté à l'affleurement au coeur du chaînon du Revermont, sens strict, mais les niveaux les plus inférieurs qui se découvrent ne sont pas ceux de la base de l'étage ; ils peuvent s'étudier à la

carrière des Soudanières (x = 830,850 ; y = 136,900), entre Jasseron et Ceyzériat. Cette coupe a été revue lors du lever de cette carte mais son relevé ne concorde pas avec les descriptions précédemment faites par Pelletier (1960) et Coutelle (1967). Aucun des deux auteurs, par exemple, ne signale la présence de silex, pourtant très abondants. Il est probable que la poursuite de l'exploitation, depuis l'époque de leurs descriptions, a considérablement modifié les conditions d'observation dans un ensemble où apparaissent de rapides variations de faciès sur une même horizontale.

Au plancher actuel de la carrière, formé d'un calcaire microspathique très finement grenu, se montrent, sur une épaisseur de 0,50 à 1 m, des marnes noires schistoïdes, avec niveaux schisto-gréseux plus indurés, noirs et roux-brun, et des intercalations décimétriques de calcaire argilo-gréseux. Les zones brunes, très ferrugineuses, sont parfois micro-oolithiques. Ces couches présentent un faciès évoquant l'extrême sommet de l'Aalénien mais cette interprétation ne peut être retenue car d'une part elles n'ont livré aucun fossile et, d'autre part, elles disparaissent très vite latéralement par indentations dans des calcaires durs, bicolores, finement recristallisés avec entroques blanches et petites gravelles noires disséminées. Ces calcaires passent eux-mêmes, à leur tour, à une encrinite fine, gris-beige, englobant des fragments d'Encrines de plus grande taille, en particulier des Pentacrines.

La série superposée, entre premier et deuxième plancher de la carrière sur environ 4 m d'épaisseur, montre également des variations latérales rapides de la lithologie. Au centre de l'excavation, la série calcaire est scindée en quatre massifs, de 0,70 à 1,80 m d'épaisseur, par des intercalations de marnes schisteuses ou en plaquettes, rousses ou noires, avec, 1,50 m sous le deuxième plancher, un niveau à nodules aplatis à pâte lumachellique. Les calcaires sont bicolores, beige-roux à gris, généralement à pâte microgrenue, très finement spathiques. Le premier massif se sépare en petits bancs très fragmentés dans sa moitié inférieure ; la supérieure est massive, avec îlots silicifiés et nodules ocreux. Le deuxième groupe est formé d'un calcaire bicolore, très chargé en débris d'entroques blanches. Le troisième est un banc massif de 0,70 m, de teinte grise dominante, microgrenu à très rares fragments de coquilles. Le quatrième ensemble calcaire est, dans son tiers inférieur, soit noduleux très ocreux et assez peu cohérent, soit latéralement dur, microgrenu, avec zones lumachelliques et à grosses entroques. Au-dessus viennent des calcaires en bancs mal définis, à stratifications obliques ; ils sont microgrenus, bicolores, avec zones silicifiées et plusieurs niveaux lumachelliques, à coquilles silicifiées en relief sur la diacline.

Latéralement les distinctions précédentes ne sont plus valables : les intercalations marno-schisteuses disparaissent et le faciès est celui d'une encrinite fine, prenant parfois le type dit "petit granite", avec présence irrégulière de silex. La stratification est entrecroisée, la teinte gris-beige.

La suite de la coupe présente une falaise calcaire haute d'environ 25 mètres. A la base, sur 3 m, les calcaires sont en bancs peu épais, séparés de minces intercalations feuilletées. Certains de ces bancs ont un aspect noduleux dû à la présence d'îlots silicifiés ou de chailles. La grosse masse du calcaire est en bancs mal définis avec stratifications obliques. Ce sont des calcaires à patine rousse, beige à la cassure, renfermant des silex blancs soit en rognons, soit en petits lits qui s'effilochent et se poursuivent parfois par de minces niveaux d'accumulation de coquilles silicifiées. Les microfaciès sont très variés dans le détail et s'imbriquent de façon irrégulière : calcaires ocreux microgrumeleux, lumachelles à fines coquilles, entroques et Pentacrines, encrinites plus ou moins grossières,

passées micro-oolithiques. La tranche des bancs est souvent très rugueuse, les débris qui constituent la roche formant relief à la surface. Vers la sortie de la carrière s'intercale, dans cette série, un massif de calcaire micritique clair, riche en sections de Brachiopodes à test fin et fragments de Crinoïdes, avec ilots cristallisés et petits fragments de Bryozoaires.

Au toit de la falaise, on observe :

- 0,50 m de petits bancs boudinés, parfois fractionnés en miches, à surface mamelonnée très rousse avec Pectinidés, Lamellibranches. Ces bancs sont séparés d'interlits de marnes feuilletées ;
- 0,50 m de calcaires lumachelliques à entroques, Pentacrines, Lamellibranches nacrés, radioles d'Oursins ;
- 2 m d'encrinite grossière à silex ;
- 2,50 m à 3 m de micrite calcaire, débutant par de petits bancs à ilots cristallisés altérés en limonite, formant de petites taches rondes en surface de couche. Ces ilots doivent correspondre à des sections de Polypiers rameux. Les micrites qui les surmontent sont en bancs massifs avec Polypiers finement recristallisés, Rhynchonelles, *Trichites*, débris divers, parfois silicifiés, et nodules siliceux blancs.

C'est au toit de ce niveau à Polypiers qu'a été placée la limite cartographique du Bajocien inférieur. Pelletier (1960, p.45, 50 et 53) signale avoir recueilli dans cette carrière des Soudanières une Ammonite, *Cadomites vindobonensis*, immédiatement au-dessus de calcaires spathiques en bancs épais dont il ne donne pas l'épaisseur ; cette Ammonite caractériserait la zone à Sauzei. L'imprécision de la description de Pelletier (signalons qu'elle figure dans un ouvrage posthume) n'a pas permis de situer la position du fossile dans la série et aucun autre biodaeteur caractéristique n'a été retrouvé.

Si l'on compare l'épaisseur de cette coupe, environ 40 m, avec celle donnée par le forage BR 1 (651.6.2, x = 820,54 ; y = 128,873) en zone subhorizontale qui indique 139 m pour le Bajocien inférieur et moyen, considérant comme nous le verrons plus loin que l'épaisseur maximale du Bajocien moyen peut s'établir à une trentaine de mètres, il est raisonnable d'admettre, à la suite de Pelletier, que la base du Bajocien (zone à Sowerbyi) n'est pas présente ici. Selon Pelletier la zone à Sowerbyi se terminerait pratiquement partout dans le Jura méridional par un niveau à Polypiers ("premier niveau à Polypiers") qui apparaîtrait en plusieurs points de la moitié sud du territoire jurassien de la présente carte, de Revonnas à Saint-Martin-du-Mont.

En réalité, la quasi-totalité des affleurements signalés appartient au deuxième niveau à Polypiers ; on peut signaler l'exception de la coupe de la cluse du Colombier au Nord de Saint-Martin-du-Mont où l'on observe, difficilement accessibles derrière les maisons, des niveaux de calcaires fins, clairs, à silex et Polypiers, au coeur de l'anticlinal.

L'examen de la coupe du col de France montre une série assez nettement différente de celle des Soudanières. Cette coupe a, jadis, été décrite par Riche (1898, p. 31) mais le relevé qui en a été fait lors de la cartographie de cette feuille ne coïncide pas totalement avec la description ancienne.

Les niveaux les plus bas qui s'observent sont des calcaires beiges, microgrenus, finement spathiques, à zones silicifiées ; ils sont interrompus, à l'Est, par une faille les mettant en contact avec de l'Oxfordien terminal ; à l'Ouest, un

petit thalweg interrompt momentanément la visibilité, puis la coupe reprend et offre, sur une douzaine de mètres, des encrinites plus ou moins grossières et des calcaires à entroques avec zones lumachelliques à débris souvent silicifiés. Ces encrinites sont séparées en trois massifs par deux niveaux de calcaires fins à silex renfermant quelques Polypiers, mais de façon très irrégulière. Au-dessus viennent 3 à 4 m de calcaires fins, d'abord gris clair, microcristallins à îlots cristallisés paraissant être des vestiges de Polypiers rameux, puis gris foncé, à îlots cristallins altérés et Polypiers en boules. Le faciès de ces calcaires à Polypiers est différent de celui qui termine le Bajocien inférieur des Soudanières, mais il serait tentant de les considérer comme équivalents car il n'y a pas de niveaux à Polypiers plus élevés dans la série bajocienne du col de France. Ici, les niveaux superposés sont des calcaires oolithiques qui n'existent pas à la carrière des Soudanières. En l'absence de faune caractéristique, la difficulté est grande d'établir une correspondance précise des séries.

En rassemblant toutes les observations faites sur ce secteur du Revermont, on peut résumer comme suit les particularités du Bajocien inférieur :

- la base de l'étage n'a été, nulle part, reconnue et datée ;
- la série est constituée d'un certain nombre de faciès caractéristiques sans qu'il soit possible de définir avec précision des successions ou des séquences à valeur générale : calcaires beiges ou parfois bicolores, microgrenus ou micrograveleux finement spathiques, lumachelles où dominent petites Huitres et Crinoïdes, calcaires à entroques, encrinites fines à grossières, présence de silex de façon irrégulière dans toute la série, intercalations de micrite claire, parfois à Polypiers. Cet ensemble, selon les travaux de Pelletier et Contini, appartient à la zone à Sauzei ;
- quelques mètres de calcaires fins à Polypiers viennent en superposition et leur toit a servi de limite cartographique sans que l'on puisse affirmer qu'ils soient partout parfaitement en corrélation. Selon Pelletier (1960, p. 60) la base de ces calcaires à Polypiers se place encore dans la zone à Sauzei et leur partie supérieure renferme des Ammonites de la zone à Humphriesianum. Pour Contini (1970, p. 218), leur partie inférieure contient déjà des formes de la base de la zone à Humphriesianum.

j1b. Bajocien moyen. Marnes et lumachelles à petites Huitres. Dans la coupe des Soudanières, le calcaire à Polypiers est surmonté de couches marno-calcaires noduleuses, plus tendres et délitables, très lumachelliques avec abondance d'Huitres diverses (dont *Ostrea obscura* et *O. acuminata*), Pectinidés, rares entroques disséminées. Ces niveaux sont visibles sur environ 3 m d'épaisseur. Ils sont suivis d'une zone aveugle, probablement plus marneuse, où apparaissent seulement quelques bancs minces d'encrinite rousse et de lumachelle à Huitres.

Au col de France, le calcaire à Polypiers est subordonné à environ 5 m d'oolithe très fine à moyenne, à passées biodétritiques (fragments de Crinoïdes, Bryozoaires, petites Huitres), suivis de 1 m de calcaires microgrumeleux rous-sâtres, très finement spathiques. Au-dessus, viennent 2 m de calcaires plus terreux, en niveaux feuilletés et noduleux passant latéralement à des bancs bien marqués. Puis on rencontre sur à peu près 2 m une lacune de visibilité pouvant correspondre à une séquence plus marneuse. Ensuite, 2,50 m de calcaires souvent très ocreux, mal stratifiés, d'aspect grossièrement michoïde ou parfois feuilleté, à faciès microgrumeleux à micrograveleux très finement spathique, sont suivis d'une zone masquée, épaisse de 2 ou 3 m, où ont été recueillies des plaquettes lumachelliques à petites Huitres. Tout cet ensemble a été attribué au

Bajocien moyen, malgré un lithofaciès très différent de celui de la coupe des Soudanières. Il paraît correspondre au niveau des marnes et calcaires marneux à *Ostrea acuminata* dont Pelletier (1960, p. 74) signale l'existence dans la partie médiane du Revermont et jusque vers Saint-Martin-du-Mont et qu'il attribue aux zones à *Subfurcatum* et *Garantiana* du Bajocien.

Cartographiquement la distinction faite correspond généralement à des niveaux lumachelliques plus ou moins feuilletés, très riches en petites Huîtres nacrées (*Ostrea obscura* très fréquente, *O. acuminata* plus rare). L'épaisseur de 20 à 30 m indiquée par Pelletier nous semble devoir être ramenée, en moyenne, à 15 mètres.

j1a-b. **Bajocien inférieur et moyen non différenciés.** Les conditions d'observation n'ayant pas toujours permis la distinction entre les deux sous-étages, la notation j1a-b indique leur regroupement sous la même teinte.

j1c. **Bajocien supérieur. Grande oolithe.** Au col de France, au-dessus des terrains décrits ci-avant vient un ensemble calcaire épais de 13 m, en bancs massifs, à pâte microgrumeleuse ou micrograveleuse très finement spathique, de teinte beige à blanc-beige à la cassure. Certains niveaux sont chargés de petits débris d'organismes (entroques, fines coquilles nacrées). Des stratifications obliques, plus ou moins nettes, peuvent s'observer. A leur sommet ces calcaires montrent une pâte plus nettement graveleuse avec quelques oolithes disséminées. Puis le faciès change brusquement et devient celui d'une oolithe claire, fine à moyenne, en bancs moins cohérents tendant à se déliter en petites plaquettes. Latéralement, à quelques mètres, le passage à l'oolithe se fait le long d'une surface oblique ; la différence des deux faciès est bien marquée car la tranche rugueuse des bancs de l'oolithe contraste avec la tranche lisse des calcaires sous-jacents. L'oolithe, plus ou moins fine, est ici en bancs plus compacts. Le ciment, peu abondant, est soit micritique, soit de calcite hyaline. Les oolithes se caractérisent par un noyau important, de teinte beige ou parfois orangée, entouré d'un cortex blanc crayeux dont le noyau tend à se détacher à la cassure. On note des passées plus grossières à gravelles irrégulières et des zones biodétritiques à fragments d'entroques et de petits Lamellibranches. L'épaisseur maximale de l'oolithe du col de France est de 5 mètres.

Sa surface supérieure est irrégulière, bosselée, teintée d'ocre-rouille. Cette coupe avait été décrite par Riche (1893, p. 136) qui attribuait à l'oolithe une puissance de 20,80 mètres. Il est probable que les conditions d'observation de l'époque étaient sensiblement différentes et que le contact oblique signalé plus haut se poursuit latéralement, amenant un épaissement rapide, vers le Sud, du faciès oolithique. En effet, le long de la route des Combes, au Sud-Est de Jasseron, on observe que les calcaires compacts, microgrumeleux finement spathiques, subordonnés à l'oolithe, ont une épaisseur réduite à 6 m, l'oolithe, elle, atteignant une puissance d'une vingtaine de mètres, conforme à celle de la description de Riche.

Pelletier (1960, p. 94) donne la coupe suivante du Bajocien supérieur, relevée entre la carrière des Soudanières et la gare de Ceyzériat dans une zone maintenant envahie par la végétation :

- 20 m de calcaires grisâtres, spathiques, alternant avec des niveaux plus minces de calcaires compacts. Des niveaux lumachelliques ont livré *Parkinsonia subarietis* ;
- 17,50 m de calcaires oolithiques avec failles abondantes à leur base ;

— 0,70 m de calcaires marneux délitables à oolithes rouges, très fossilifères avec *Parkinsonia parkinsoni*, *P. orbigny*, *P. ferruginea*, *Lissoceras oolithicum*, *Morphoceras dimorphum*, *Perisphinctes* sp., Rhyncholelles, Térébratules, Lamellibranches et Echinides (*Holectypus depressus*, *Clypeus ploti*).

Le Bajocien supérieur est donc, ici, bien daté, mais ce niveau fossilifère a une extension limitée et n'a pas été retrouvé dans les autres coupes du secteur.

En résumé, le Bajocien supérieur se termine toujours dans le Revermont par des assises oolithiques mais les variations de faciès et d'épaisseur sont importantes, l'oolithe franche ayant une puissance comprise entre 3 et 20 mètres.

j2. Bathonien. Marnes et marno-calcaires des Mont d'Ain, calcaires spathiques à Bryozoaires. Les niveaux de base s'observent bien aux alentours du col de France où, sur la surface mamelonnée et corrodée de l'oolithe, se développe une série de calcaires d'aspect terreux, à structure microgrumeleuse à micrograveleuse avec imprégnation ocreuse irrégulière. Ces calcaires forment des bancs de 0,2 à 0,5 m séparés d'intercalations de marnes sèches écailleuses. Ils ont fourni des fragments de *Palaeocotraustes* sp. et d'*Homoeoplanulites* sp. du Bathonien inférieur à moyen dans un niveau lumachelique à petites Rhynchonelles nacrées. La série se poursuit avec un faciès identique sur une épaisseur de 40 à 50 m, les horizons marneux prenant plus ou moins d'importance. A 4 ou 5 m de la base, Mangold (1970, p. 234) a récolté *Siemiradzka matisconensis*, Ammonite caractérisant le sommet du Bathonien moyen. Ce faciès du Bathonien est celui dit des "Marnes des Monts d'Ain". On y rencontre des niveaux de lumachelles à petites Rhynchonelles, des Lamellibranches.

Le Bathonien se termine par des couches plus calcaires, roussâtres, spathiques et parfois très biodétritiques, en bancs minces séparés d'intercalations fines de marnes feuilletées. C'est le faciès des "calcaires spathiques à Bryozoaires" qui prend parfois l'aspect Dalle nacrée ; il est visible en plusieurs points, notamment dans le lit du ruisseau du Sevron à l'Est de Meillonas, mais aussi à Sénissiat, entre Saint-Martin et Gravelles à l'Ouest de la route et à l'Est de Rignat où a été récolté un exemplaire d'*Homoeoplanulites* cf. *mangoldi* (détermination S. Elmi). La surface supérieure du Bathonien est perforée et fréquemment couverte de grosses Huîtres nacrées.

Au Sud de Ceyzériat, la base de l'étage semble plus calcaire et l'on voit, çà et là, apparaître le faciès des "calcaires à taches" (micrite à oncolithes limoniteuses) et le faciès "choin" à rognons de silex (Mangold, 1970, p. 237).

j3. Callovien. Dalle nacrée, oolithe ferrugineuse, marnes rouges. L'étage est bien caractérisé dans ce secteur, tant par ses faciès que par ses faunes. Cependant, il n'existe pas de coupe continue et il faut reconstituer la série-type à partir d'affleurements dispersés. Cette série-type est la suivante :

— calcaires roux spathiques, plus ou moins envahis de limonite, avec abondance plus ou moins grande de coquilles nacrées, en bancs minces (5 à 10 cm) se débitant facilement en dalles. Parfois ces calcaires sont durs, très fortement spathiques, parfois ils sont très ferruginisés et plus délitables. C'est le faciès "Dalle nacrée", rarement visible à l'affleurement (Mont-July) mais fréquemment retrouvé en déblais ou en constitution de murs. Ce niveau est souvent très fossilifère avec, en particulier, *Macrocephalites macrocephalus*, *Spheroeceras microstoma* (Riche, 1893, p. 262-263), *Reineckea* sp., *Dorsoplicathyris dorsoplicata* de petite taille, *Rhynchonella orbigny*. L'épaisseur de la Dalle

nacrée est difficile à évaluer : Riche indique 10 m entre Meillonas et le col de France ; il semblerait qu'il soit plus conforme à l'ensemble des observations de lui attribuer une puissance moyenne de 5 mètres ;

— niveau de l'oolithe ferrugineuse. Bien visible à la sortie nord du hameau du Mont-July et près de Jasseron, l'assise est formée de calcaires marneux criblés d'oolithes ferrugineuses, associés à des niveaux très roux ocreux, pulvérulents et à des marnes roussâtres. A Jasseron on a recueilli *Lunuloceras metomphalum*, *Hecticoceras* sp., *Lemoineiceras* sp., formes attribuées par Mangold à la zone à Jason du Callovien moyen ;

— au-dessus de l'oolithe, sur environ 1,50 m d'épaisseur, on trouve des marnes gris roussâtre avec bancs roux plus ou moins michoïdes, fossilifères (*Hecticoceras* sp., *Lunuloceras* sp., abondance de *Dorsoplicathyris dorsoplicata*). Le niveau se termine par un banc roux à lumachelle de Bélemnites, surmonté de marnes gris roussâtre ;

— dans la vallée du Sevron, l'oolithe ferrugineuse n'a pas été reconnue. La série comporte, à la base, des calcaires spathiques très roux en petits bancs, à fins débris de coquilles et quelques entroques, et des bancs microgrenus très limoniteux. Au-dessus les couches sont plus marneuses et marno-calcaires, avec niveaux de lumachelle à grosses *Dorsoplicathyris dorsoplicata* et des calcaires argileux grumeleux à *Lunuloceras* sp., *Lunuloceras romani*, *Lunoloceras* gr. *metomphalum*, *Brightia nodosa*, *Erymnocrites* sp. (détermination S. Elmi, zone à Coronatum du Callovien moyen ;

— le Callovien supérieur doit être représenté par des marnes jaunâtres qui n'ont pas livré de faune (à l'exception d'un *Peltoceras athleta* probablement remanié, voir Coutelle, p. 19). Une lacune du sommet du Callovien (zone à Lamberti) est possible et il y a probablement eu ablation et remaniement des dépôts de la zone à Athleta.

j4. Oxfordien inférieur. Marnes à Ammonites ferrugineuses. Le niveau est partout présent mais il n'existe aucune coupe continue. Son épaisseur ne peut donc qu'être estimée et semble comprise entre 15 et 25 mètres. Le faciès est celui de marnes grises très calcaires et très riches, dans leur tiers inférieur, en petites Ammonites pyriteuses, parmi lesquelles ont été reconnues *Lissoceratoides rollieri*, *Taramelliceras richei*, *T. globosum*, *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *praecordatum*, *Peltoceras* sp., *Oppelia* sp., *Phylloceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Propersphinctes berniensis*, *Creniceras renggeri* (rare). On y trouve également des Pentacrines (*Pentacrinus pentagonalis*) et des Bélemnites. A l'extrême base on rencontre parfois (Mont-July) un niveau de remaniement où coexistent des formes du Callovien supérieur (zone à Athleta) et des formes de la base de l'Oxfordien (sous-zone à Scarburgense) ; au terrain de tennis de Ceyzériat (Coutelle, 1967, p. 36) c'est un niveau à nodules phosphatés qui marque la base de l'étage. Les deux tiers supérieurs de ces marnes sont par contre très fossilifères ; on y rencontre quelques Phylloceratidés et Oppéliidés, fragmentés et indéterminables.

j5. Oxfordien moyen-supérieur. Alternance calcaires argileux et marnes, couches à Spongiaires. En référence à la stratigraphie établie par Enay pour le Jura méridional on peut distinguer de bas en haut :

— un premier ensemble plus calcaire (épaisseur 40 m), correspondant aux niveaux des couches de passage, des calcaires siliceux et des calcaires

hydrauliques. Les conditions d'observation sont généralement mauvaises et cet ensemble paraît admettre des variations de faciès assez importantes. Au-dessus des marnes à Ammonites pyriteuses de l'Oxfordien inférieur se montrent des niveaux de marno-calcaires gris-beige, à patine parfois jaune, en petits bancs d'abord espacés dans les marnes puis se réunissant pour former de petits massifs. Ils sont souvent à débit noduleux ou michoïde et, parfois, se résolvent en niveaux de sphérites. La partie supérieure, sur 3 à 5 m d'épaisseur, est encore plus calcaire, formée de bancs épais, noduleux ou feuilletés, parfois roussâtres, admettant localement des calcaires à Spongiaires ; elle semble correspondre aux couches de Birmensdorff. Localement ces niveaux prennent le faciès des calcaires hydrauliques ; c'est le cas entre Revonnas et Sénissiat où Enay (1966, p. 200) y a recueilli *Perisphinctes cf. parandieri* ;

— un horizon de marnes grises, sèches (épaisseur 15 à 20 m), plus ou moins riches en petits nodules ferrugineux concrétionnés, avec de rares intercalations calcaires. Cet horizon est celui des couches d'Effingen ;

— une série, épaisse de 30 à 40 m, où alternent des massifs calcaires à intercalations marneuses et des marnes. Elle serait l'équivalent des couches du Geissberg. Fréquemment la partie moyenne de cet ensemble est marno-calcaire et se débite en lamelles qui montrent parfois l'empreinte de grosses Ammonites (Périsphinctidés, Oppéliidés) ;

— 20 à 25 m de calcaires argileux gris, ternes, en bancs bien réglés et délimités de 15 à 20 cm d'épaisseur. A la base on rencontre fréquemment quelques bancs criblés de pseudomorphoses et la partie supérieure renferme des niveaux à Spongiaires. Cette série est celle des calcaires lités, au toit de laquelle a été placée la limite cartographique entre j5 et j6. Localement (Monts de Sancier par exemple) s'intercalent dans cet ensemble des niveaux grumeleux ou noduleux, très riches en Térébratules rosées et en Serpules. On y trouve aussi, assez fréquemment, des Rhynchonelles (*Rhynchonella trilobata* var. *moeschi* ; Enay (1966, p. 199) y a récolté *Epipeltoceras bimammatum* le long de la route joignant le Mont-July au relais de télévision et Coutelle (1967, p. 34) y signale *Perisphinctes bifurcatus*). Pour notre part, nous avons recueilli dans ces mêmes faciès, près de Confranchette-d'en-Haut, *Glochiceras* sp. (du groupe *modestiformis*), *Taramelliceras cf. litocera* et des *Parallelodon rhomboidalis* (déterminations R. Enay, qui attribue ces espèces à la zone à *Bimammatum*).

Il ne nous est pas apparu possible d'effectuer de distinctions cartographiques au sein de cet Oxfordien moyen — supérieur ; les faciès y varient assez sensiblement et irrégulièrement et les coupes sont trop discontinues.

Biostratigraphiquement l'ensemble cartographié ici en j5 correspond de façon certaine aux sous-zones à Antecedens et Parandieri de l'Oxfordien moyen et aux zones à *Bifurcatus* et *Bimammatum* de l'Oxfordien supérieur. Ni le sommet de l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*), ni la base de l'Oxfordien moyen (sous-zone à *Tenuicostatum*) n'ont pu être datés dans ce secteur. On peut admettre toutefois, par comparaison avec les régions voisines, qu'il n'y a pas lacune de sédimentation et que la notation j4 correspond à la totalité de l'Oxfordien inférieur, la notation j5 comprenant tout l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur jusque dans la zone à *Bimammatum*.

j6. Oxfordien supérieur. Calcaires pseudolithographiques, calcaires fins. La coupure débute par les "calcaires pseudolithographiques", série de 5 à 6 m de calcaires fins, ternes, en petits bancs bien réglés mais ce faciès n'est pas

constant. On le rencontre dans l'angle nord-est de la feuille, puis en-dessous du relais de télévision du Mont-Cuiron et à l'Ouest de Gravelles. Très souvent il n'est pas typique et laisse place à des calcaires en bancs plus épais, sublithographiques ou à léger grain, de teinte grise à café au lait avec des marbrures rouille ou roses. Ce même type de roche surmonte d'ailleurs généralement le calcaire pseudolithographique là où il a été rencontré. L'Oxfordien supérieur présente fréquemment d'autres faciès caractéristiques : calcaire beige à petites taches blanches floconneuses, qui sont en réalité des Tubiphytes (*Tubiphytes morronensis*) et sont associés à des spicules, des Nubécularidés et des Serpulidés, calcaires jaunâtres plus délitables riches en fragments blancs de Crinoïdes et, vers l'extrême sommet, calcaires lumachelliques à Rhynchonelles et autres Brachiopodes. Parfois les niveaux supérieurs sont marbrés de rouge violacé et admettent de fines intercalations de marnes schisteuses rougeâtres. L'épaisseur moyenne de l'ensemble est d'une quarantaine de mètres. Selon Enay, la position stratigraphique des calcaires pseudolithographiques se situe au sommet de la zone à *Bimammatum* et dans la zone à *Planula*. Aucune faune ne nous a permis de confirmer cette attribution.

Pour permettre au lecteur d'assurer les correspondances entre cartes voisines, nous indiquons ci-dessous les corrélations de notations entre la présente feuille et celle de Saint-Rambert-en-Bugey (et probablement Nantua en cours de lever):

Bourg à 1/50 000	Saint-Rambert à 1/50 000
j4. Oxfordien inférieur (marnes à Renggeri, marnes grises)	j3-4. pro parte
j5. Oxfordien moyen-supérieur (couches à sphérites, couches de Birmensdorff, couches du Geissberg et d'Effingen, calcaires lités)	j3-4. partie supérieure, j5, j6a, j6b
j6. Oxfordien supérieur (calcaire pseudolithographique)	j6c

j7a. Passage Oxfordien — Kimméridgien. Oolithe blanche et calcaires fins à oolithes disséminées. C'est arbitrairement et sans preuve paléontologique que cette coupure a été attribuée, par sa notation, à la base du Kimméridgien. Il n'est pas certain d'ailleurs que ses limites, aussi bien inférieures que supérieures, soient partout isochrones. Par contre, ce qui est constant c'est la présence du faciès oolithique, plus ou moins franc et plus ou moins épais, entre Oxfordien et Kimméridgien, sans que l'on puisse affirmer qu'il se rattache à l'un ou à l'autre de ces étages ou qu'il appartienne aux deux.

C'est aux Nord de Meillonas que cette série est la plus épaisse et la mieux caractérisée. La coupe observée est, de bas en haut, la suivante :

— au-dessus de calcaires à Spongiaires viennent 2 à 3 m de calcaires blanc-beige, à structure confuse avec îlots cristallins, débris et traces d'organismes et rares "momies" fondues, estompées. Localement le calcaire montre une structure graveleuse plus ou moins marquée avec présence de rares oolithes et quelques fragments de Polyptéris,

- en superposition directe, on trouve une oolithe blanche, visible sur 1,50 m,
- une petite combe forme une zone masquée qui semble correspondre à de l'oolithe tendre, crayeuse,
- un faible ressaut, de 1,50 m, comporte, à sa base, de l'oolithe, puis des calcaires blanchâtres subcrayeux, devenant plus compacts à leur partie supérieure,
- la coupe se poursuit, le long du chemin, par des calcaires beiges à petites taches blanches floconneuses (Tubiphytes), momies fondues, sections cristallines et fragments crinoïdiques. Ces niveaux rappellent les faciès signalés au toit de l'Oxfordien supérieur,
- au-dessus, sur 1 m d'épaisseur, on observe un petit niveau (0,30 m) dolomitique, perforé, puis une dolomie grise très fine, en petits bancs, surmontée d'un banc de calcaire beige sublithographique, à îlots cristallins, bien visibles sur la diacline, qui semblent être des sections recristallisées de Polypiers,
- 0,50 m de calcaire fin, beige à taches rosées, avec rares empreintes de Bivalves, suivis d'un niveau mince (0,15 m) à grosses gravelles et fragments d'Huitres,
- 0,50 m, en plusieurs bancs, de dolomie grise microcristalline, à îlots recristallisés,
- 0,30 m de calcaire beige microgrumeleux avec îlots dolomitiques roux microgrenus,
- 0,80 m de dolomie beige très fine et de dolomie argileuse beige-roux,
- 3 m de calcaires dolomitiques fins, durs, beiges et rosés parfois avec fin litage, et de dolomie microcristalline beige, alvéolaire,
- 1,50 m de calcaires en bancs bien délimités ; ils sont d'abord à grain fin, puis deviennent sublithographiques avec quelques passées millimétriques finement graveleuses,
- 1 m de calcaires de teinte caramel, d'abord très fins, puis graveleux, se chargeant progressivement en oolithes pour passer à une oolithe compacte à gravelles roussâtres,
- une dizaine de mètres d'oolithe claire, interrompue à son tiers inférieur par une passée de calcaire sublithographique beige à petits lits d'oolithe blanche ; latéralement cette passée peut s'épaissir en présentant des modes divers de passage de l'oolithe au calcaire fin (oolithes disséminées dans une pâte fine, oolithes groupées en nuages dans cette même pâte, alternance plus ou moins serrée de lits d'oolithe et de lits fins, pseudo-brèche à éléments micritiques dans un ciment oolithique),
- 3 m d'une zone de transition où l'oolithe s'empâte d'un ciment micritique de plus en plus abondant, pour aboutir à un calcaire blanc à tendance crayeuse, avec quelques fantômes d'oolithes, puis à un calcaire graveleux qui assure le passage aux calcaires "séquanien".

En résumé, cette coupe montre :

- à la base, un premier ensemble oolithique lié à l'Oxfordien supérieur,
- une zone intermédiaire où dominent des dépôts dolomitiques,
- une oolithe supérieure passant progressivement, à son sommet, au Kimméridgien inférieur.

Ceci confirme bien l'ambiguïté de la distinction cartographique notée j7a : en ce point précis, elle englobe les deux niveaux d'oolithe mais, ailleurs, elle peut représenter l'un ou l'autre sans qu'il soit possible, faute de critère paléontologique, de définir lequel. Nulle part ailleurs dans ce secteur, en effet, on ne retrouve de série aussi complète. L'oolithe est bien développée (4 à 5 m) aux alentours de Ramasse (oolithe blanche de Ramasse des auteurs) mais, dans les environs de la chapelle Notre-Dame-des-Conches, elle est très peu visible, sans doute

masquée sous la route, et, dans les Monts de Sancier ou bien à l'Est de Saint-Martin-du-Mont, il n'existe que des niveaux de calcaires fins à oolithes blanches disséminées soit en une passée fugace, difficile à observer, soit en plusieurs horizons superposés, s'échelonnant sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Cette subdivision cartographique était cependant nécessaire car, fréquemment, les niveaux à oolithes disséminées sont le seul repère permettant de séparer les calcaires fins de l'Oxfordien supérieur de ceux à faciès quasi identique de la base du Kimméridgien.

j7, j8a, j8. **Kimméridgien**. Il constitue une puissante série calcaire au sein de laquelle il n'est pas aisé d'établir des distinctions, de même qu'il est très difficile de la séparer, à son sommet, du Portlandien. Les limites des divisions faites dans cet ensemble sont, le plus souvent, relativement arbitraires.

j7. **Kimméridgien inférieur. Calcaires sublithographiques clairs**. C'est un ensemble de calcaires à patine blanche, de teinte beige-crème à café au lait à la cassure, à pâte fine sublithographique ou microgrumeleuse, avec passées bréchoïdes ou graveleuses. Souvent ces calcaires présentent des marbrures ou des taches irrégulières, brunâtres ou grisâtres, parfois violacées. Les bancs sont demi-métriques à métriques, ou bien plus massifs encore. La faune est extrêmement rare et consiste en débris indéterminables de Gastéropodes et de Bivalves ; quelques niveaux à Algues peuvent se rencontrer. Le meilleur critère de différenciation de cet ensemble paraît bien être de n'offrir ni niveau repère, ni faciès caractéristiques.

j8a. **Kimméridgien supérieur. Marno-calcaires à Ptérocères**. Ce niveau, qui pourrait constituer un excellent jalon, n'a été rencontré, et par suite cartographié, qu'en deux points : au Nord-Est de Montmerle, au bord de la RN 436 en limite de feuille, et au Nord de Meillonas où il forme un tout petit affleurement en bordure d'un chemin. Il s'agit de calcaires noduleux gris-beige, microgrumeleux, souvent à taches ou gravelles rougeâtres, séparés d'intercalations marneuses. Marnes et calcaires sont fossilifères avec Ptérocères (*Pteroceras oceani*), nombreuses Térébratules (*Terebratula subsella*), gros Bivalves (*Ceromya*, *Pholadomya*), Rhynchonelles (*Rhynchonella pinguis*), gros *Trichites*. Ces couches, visibles sur 5 à 6 m au bord de la RN 436, y surmontent des calcaires dolomitiques terreux et des dolomies gris-beige. A leur sommet, une lacune de visibilité, sur environ 3 m d'épaisseur, les sépare d'un calcaire à tubulures très perforé. Coutelle (1967, p. 46) signale ces mêmes niveaux un peu plus au Nord, dans les carrières de la Pérouse mais, lors du lever, la coupe n'a pas été retrouvée.

j8. **Kimméridgien supérieur. Calcaires fins à Nérinées, calcaires à Stromatoporiés, calcaires dolomitiques perforés**. En l'absence du niveau fossilifère à Ptérocères, la limite de base a été placée à l'apparition de calcaires plus noduleux, se fragmentant en petits cailloux.

Faute de coupes continues, il n'est pas possible d'établir une série-type. On peut seulement indiquer les faciès caractéristiques sans pouvoir préciser leurs relations. Ce sont des calcaires clairs à nodules algaires et Stromatoporiés (*Burgundia trinorchii*), des calcaires à tubulures, des dolomies et calcaires dolomitiques criblés de perforations, des calcaires dolomitiques roses à jaunâtres, des calcaires sublithographiques blanc-crème avec fréquence de grosses Nérinées et de *Trichites*, des bancs très riches en radioles d'Oursins et gros fragments crinoïdiques, des calcaires subcrazeux à débit parallélipédique, des calcaires graveleux pseudo-oolithiques très blancs, des calcaires flammés. Par

opposition au Kimméridgien inférieur, les calcaires micritiques sont généralement chargés de fins débris et de micro-organismes ; on y trouve de nombreux Foraminifères, Miliolidés, Textulariidés, *Ammobaculites*, *Valvulina* aff. *lugeoni*, *Nautiloculina oolithica*, *Everticyclammina virguliana*, *Alveosepta jaccardi*, et des Algues dont *Campbelliella striata*, *Clypeina jurassica*, *Cladocoropsis mirabilis* (déterminations P. Bernier).

L'épaisseur du Kimméridgien supérieur ne peut qu'être évaluée et serait de l'ordre de 70 mètres.

j9. Portlandien. Dolomies, calcaires fins, calcaires à tubulures. Classiquement on attribue au Portlandien les faciès de calcaires à tubulures et de calcaires flammés. Tous deux sont particulièrement bien développés à la carrière de Drom où, cependant, ils sont surmontés de calcaires très riches en radioles et gros fragments crinoïdiques et de biomicrites à *Nautiloculina oolithica*, *Trocholina alpina*, *Terquemella* et *Alveosepta jaccardi*, ce qui conduit P. Bernier, auteur des déterminations, à dater ces couches du Kimméridgien supérieur. Ceci montre bien la difficulté de la coupure Kimméridgien — Portlandien. Ce dernier serait ainsi absent de la cuvette de Drom — Ramasse et n'existerait que dans la vallée du Suran et à la retombée occidentale des Monts de Sancier et près de Meillonas. Encore la limite cartographique n'y est-elle que théorique car la série est continue, ne se différenciant, à sa partie supérieure, que par l'abondance des niveaux dolomitiques, associés à des calcaires blancs, soit sublithographiques, soit graveleux qui se montrent, en lame mince, particulièrement riches en coprolithes. Les dolomies portlandiennes sont bien visibles au Nord de Fromente, dégagées par des travaux de rectification de la route départementale 42 : ce sont des dolomies grises, argileuses, le plus souvent finement vacuolaires, en petits bancs ; latéralement elles peuvent devenir plus terreuses et très friables ; à ces dolomies sont liés quelques décimètres de marnes dolomitiques blanches, des calcaires blancs graveleux pseudo-oolithiques, un niveau d'aspect noduleux assez confus rappelant certains calcaires à tubulures de la carrière de Drom et un banc de calcaires fins à gros îlots cristallins, sections de Nérinées et tubulures. Un peu plus au Nord, au droit de l'embranchement des routes départementales 42 et 59, affleurent à nouveau les dolomies et les terrains en contrebas de la route, jusqu'au niveau du Suran, peuvent être attribués au Portlandien dont l'épaisseur serait ici de 18 à 20 mètres.

jP. Purbeckien. Microbrèche à cailloux noirs. Il n'existe ici aucune coupe permettant d'étudier cet étage. Cependant, entre Fromente et Arturieux, plusieurs petits affleurements autorisent d'attester sa présence et de le cartographier. Le faciès rencontré a été celui de calcaires fins, blanc-gris à jaunâtres, plus ou moins criblés de petits îlots cristallins avec, épars, des petits éléments noirs subanguleux. En lame mince, le microfaciès est une micrite "fenestrée" de plages sparitiques où abondent, parfois, des oogones de Characées et de fines sections d'Ostracodes. L'épaisseur du Purbeckien est faible, 3 m au maximum ; il pourrait même, localement, être absent, notamment à l'Ouest de Bohas où la présente carte réduit sa représentation par rapport à celle donnée par la feuille Nantua à 1/80 000, 3e édition.

ŉ2. Valanginien. Calcaires roux à entroques et oolithiques, calcaires lumacheliques, marnes à *Alectryonia rectangularis*. La présence de Crétacé est limitée à la dépression du Suran. La base de la série se rencontre à l'Ouest de Bohas, grâce à des travaux de rectification de la RN 79. La coupe montre, de bas en haut :

— des micrites "fenestrées" et des calcaires dolomitiques blanchâtres, attribués au Purbeckien bien que l'étude des lames minces n'ait pas fourni d'élément de datation,

— 1 m de marno-calcaires noduleux à Huîtres,

— 2 m de calcaires oolithiques ou pseudo-oolithiques beiges, faiblement teintés de roux par places,

— 0,20 m de marno-calcaires michoïdes roussâtres,

— 0,80 m de marnes rousses,

— 5 à 6 m d'une série calcaire où dominent des encrinites, parfois assez grossières, avec ponctuation de bitume. On y observe des passées de calcaires graveleux roux et la présence de plaquettes avec coquilles évoquant le faciès Dalle nacrée,

— 2 à 3 m de marnes grisâtres à gris-noir dans lesquelles ont été effectuées des recherches palynologiques et micropaléontologiques. L'étude palynologique, faite par D. Fauconnier, témoigne d'un milieu à tendance laguno-continentale, associant de nombreux débris ligneux à une microflore abondante composée de pollens (*Classopolis classoides*, *Tsugaepollenites mesozoicus*, *Inaperturopollenites hiatus*,...), de spores (*Gleicheniidites senonicus*, *Cyathidites australis*,...), de microplancton (*Systemophora* sp., *Hystricodinium pulchrum*,...), avec présence de cellules de Microforaminifères.

La microfaune est caractérisée par la relative abondance d'Ostracodes qui ont été déterminés par R. Damotte : *Schuleridea medio-costata*, *Acrocythere constricta*, *Cytherella* sp., *Protocythere* sp., *Schuleridea gr. praethorenensis*.

Ces deux études confirment l'âge valanginien et indiquent des conditions de dépôt très proches de l'émerision.

A 200 m à l'Ouest, le talus rafraîchi de la RN 79 découvre des marnes roussâtres, faiblement panachées de gris. Deux prélèvements ont révélé la présence d'Ostracodes, transmis à R. Damotte qui y a reconnu :

— dans le plus inférieur, *Schuleridea gr. praethorenensis*, espèce du Valanginien, *Clithrocytheridea* aff. *montis* et *Cytherella gr. turgida*, formes d'affinité berriasiennne ;

— dans l'échantillon supérieur, *Clithrocytheridea* aff. *montis*, *Cytheropteron* cf. *abundens*, *Monoceratina sculpta*, espèces berriasiennes, *Schuleridea gr. praethorenensis* du Valanginien.

Ces pseudo-marnes (70 % de CO³Ca) constitueraient la base du Crétacé inférieur ; elles indiquent que, malgré un régime à tendance fortement lagunaire, il n'y aurait pratiquement pas de lacune de dépôt à la limite Jurassique supérieur — Crétacé.

En rive gauche du Suran, immédiatement à l'Est de Bohas, près du carrefour des routes N 79 et D42, un petit synclinal montre les niveaux supérieurs du Valanginien et la base de l'Hauterivien. Le sommet du Valanginien est formé de calcaires roux gravelo-oolithiques, surmontés de 2,50 m de marnes à nombreuses Huîtres dont *Alectryonia rectangularis*.

N3. Hauterivien. Calcaires roux à rognons siliceux, calcaires gravelo-oolithiques à glauconie. Dans la coupe précédente, au-dessus des marnes à *A. rectangularis*, viennent des calcaires roux à nodules siliceux blanchâtres, surmontés de calcaires gravelo-spathiques à glauconie. Au Sud-Est de Bas-Charina, juste hors de la limite orientale de la feuille, affleurent des marnes grises granu-

leuses, chargées de glauconie, avec nombreuses Huîtres, des Brachiopodes et des *Toxaster lorioli*, déterminés par B. Clavel qui les attribue à la limite Valanginien — Hauterivien (sommet de la zone à *Callidiscus* du Valanginien ou zone à *Radiatus* de l'Hauterivien). La limite entre les deux étages est donc difficile à préciser et nous avons retenu deux critères pour différencier l'Hauterivien : la présence de rognons siliceux et celle de glauconie. Le niveau des marnes à *A. rectangularis*, accordé au sommet du Valanginien, n'existe pas toujours. Près du moulin de Corneloux par exemple (bord du Suran en rive droite, au Nord de Villereversure), des calcaires noduleux à chailles blanchâtres, en rognons parfois assez gros, ont été pris comme base cartographique de l'Hauterivien ; ils surmontent directement, sans l'intermédiaire d'horizon marneux, des calcaires roux, finement oolithiques et spathiques, à stratification entrecroisée.

Dans ce même secteur, le long de la petite route qui mène à Rochefort, on peut étudier la suite de la série hauterivienne. Au-dessus des niveaux à chailles, épais de 2,50 à 3 m, l'étage se poursuit par des calcaires roux, en petits bancs, à stratification entrecroisée, à structure finement grumeleuse et spathique ou d'oolithe fine, par des niveaux lumachelliques noduleux, parfois oolithiques, roux à coquilles nacrées, par des bancs ocreux et des calcaires roux à glauconie. La glauconie apparaît à plusieurs niveaux mais n'est jamais très abondante. L'épaisseur de l'Hauterivien s'établit ici à 45 m ; la limite supérieure étant une limite d'érosion, ces 45 m sont donc une épaisseur minimale à retenir.

Formations tertiaires

g. Oligocène. Conglomérats, calcaires blancs et marnes saumon. En limite externe du Jura, depuis Ceyzériat jusqu'au Nord de la feuille, affleurent des formations attribuées à l'Oligocène. Leur base s'observe en divers points (Ceyzériat, bord occidental des Monts de Sanciat, Nord de Meillonas). Il s'agit d'un conglomérat à éléments de calcaires jurassiens provenant de différents horizons (Bajocien à Crétacé), emballés dans un ciment calcaréo-gréseux jaunâtre à zones saumon. Les éléments sont hétérométriques (de quelques millimètres à plusieurs centimètres). Une zone aveugle, large de 50 à 60 m, sépare ces premiers niveaux des conglomérats de Sanciat, eux aussi très hétérométriques mais particulièrement riches en gros éléments (jusqu'à 20 cm) à leur base. Parmi les éléments se trouvent des silexites de teinte rouge sang. La matrice est fortement calcaire, peu argileuse et faiblement gréseuse, de teinte blanchâtre à jaunâtre.

Dans le hameau de Plantaglay apparaissent fugitivement des niveaux intermédiaires : marnes blanches et saumon et calcaires blancs micritiques quartzeux.

A part quelques petits débris de coquilles (dont un fragment d'*Helix* dans le poudingue inférieur), il n'a pas été rencontré de fossile et l'âge de ces couches est encore incertain. Par comparaison avec d'autres affleurements de la bordure du Jura (Grusse, Cousance, Saint-Amour, Coligny) et avec les sondages, Lefavrais (1962) date ces couches du Stampien — Aquitaniien.

Il faut signaler que le sondage JR 102 (651-8-1) a traversé de +197 à +56 m des conglomérats attribués à l'Oligocène. Le sondage BR 1 (651-6-2) a recoupé une série laguno-saumâtre oligocène avec sel massif, épaisse de 1102 m, de -623 à -1725 m ; cette série est recouverte de dépôts lacustres considérés

comme stampiens, avec Limnées, Ostracodes, Characées, sous un faciès de marnes et de marno-calcaires à intercalations gréseuses et une épaisseur de 374 mètres. Le faciès conglomératique, quant à lui, est limité à la bordure et il apparaît ici avec des pendages très redressés. Des conglomérats comparables se retrouvent en bordure occidentale de la Bresse, à Dijon, dans le Châlonnais et le Beaujolais. Tous proviennent d'une phase de démantèlement stampienne, postérieure à l'effondrement majeur de la Bresse.

mC. Conglomérat miocène (?). A la limite sud de la carte, dans le secteur de Saint-André, en rive gauche du Suran, existent, à une quinzaine de mètres au-dessus de la rivière, des bancs de conglomérats à galets calcaires et matrice de sables calcaires grossiers, roussâtres, avec intercalations de sables calcaires consolidés et des agrégats de galets sans matrice. On pourrait interpréter ces niveaux en alluvions anciennes mais, bien que la coupe ne soit pas continue, ils paraissent faire partie de la série molassique. Un affleurement similaire a été retrouvé sur la bordure jurassienne, au Sud de Revonnas lié aussi au faciès molassique. Ces conglomérats sont également présents dans le ravin de Ceyzériat.

m. Miocène. Sables molassiques. Dans le secteur de Saint-André, peu au-dessus des conglomérats précités, mais sans que le contact soit visible, on trouve des sables moyens à fins, blonds à petits niveaux et poupées grésifiées. Ces sables sont très calcaires, peu quartzeux, avec paillettes de micas peu abondantes. A la bordure jurassienne (butte de la Chapelle, Sud de Revonnas, ravins de Ceyzériat et entre Meillonas et Plantaglay) des sables semblables, renfermant parfois des dragées de quartz, représentent le Miocène continental. A la Chapelle ils contiennent de fins débris de coquilles de Gastéropodes. Des sables comparables ont été vus à la sortie est de Confranchette-d'en Bas dans un trou de fondation. Ils ont aussi été reconnus par sondages au Nord de Bohas, entre le Noyer et Noblens.

mP. Miocène supérieur (Vallésien). Argiles à lignite et débris végétaux. Ces niveaux affleurent entre Soblay et Confranchette-d'en Bas où le lignite a été exploité de façon discontinue de 1843 à 1947. Les coupes de ces exploitations (Mazenot, 1945, p. 24) décrivent une série de 15 à 18 m de marnes et d'argiles à débris végétaux et bois fossiles, où s'intercalent plusieurs couches de lignite. Tout ce secteur a été très remanié par les exploitations. Cependant, immédiatement à l'Ouest de Soblay, un affleurement paraît offrir des terrains en place qui se sont avérés très fossilifères : riche faune de Mollusques d'eau douce (*Theodoxus crenulatus*, *Valvata hellenica*, *Melanopsis kleini*, *Vertigo* sp., ..., déterminations G. Truc) et de Mammifères (46 espèces dont *Machairodus* cf. *aphanistus*, *Hipparion gracile*, *Mastodon atticus*, *Dicerorhinus schleiermacheri*, ..., déterminations C. Guérin et P. Mein), Characées, Ostracodes. Cette faune est considérée comme caractéristique du Miocène terminal ou Vallésien (ex. Pontien).

p. Marnes et argiles à niveaux tourbeux. Sables et silts carbonatés ou non. Argiles réfractaires (Terre d'engobe ou Blanc de Bresse). Lithologiquement la formation notée p est globalement très proche des marnes de Bresse (s.l.) p-IV. Elle s'en distingue cependant par l'existence, à sa partie supérieure, d'argiles réfractaires décrites par F. Delafond et C. Depéret en 1893. Sans argument stratigraphique déterminant, ces auteurs ont classé les argiles dans la zone moyenne du Pliocène inférieur, au-dessus des argiles de Mollon (feuille Ambérieu-en-Bugey) qui constitueraient la zone inférieure de cet étage.

Dans les carrières de la Raza, hameau de Meillonas localisé en limite nord du territoire de la feuille Bourg-en-Bresse, les terres réfractaires, de qualité

variable, sont épaisses de 6,50 mètres. Ce sont des argiles beige blanchâtre à beige jaunâtre à leur niveau supérieur, colorées par des pyrites oxydées en gris bleuté ou en rouge brique dans la partie médiane de la couche. Les argiles blanches utilisables en faïencerie, appelées Terre d'engobe ou Blanc de Bresse, se rencontrent à la base de la couche sur une épaisseur proche de 2,50 mètres. La fraction quartzeuse silto-sableuse ($> 63 \mu$) est égale à 5 % alors qu'au-dessus elle varie de 15 à 20 %. Les carbonates (CO_3Ca) ne sont représentés que par de faibles pourcentages variant de 0,4 à 1,6.

Au toit des terres réfractaires la percolation des argiles a occasionné, sur une épaisseur comprise entre 0,50 et 0,80 m, une concentration des silts quartzeux qui se sont parfois consolidés en boules de quartzite très dur.

A la Raza les argiles exploitables sont recouvertes par des sables carbonatés ou non puis par des argiles bariolées litées. L'ensemble, épais de 4 à 5 m, est masqué par le Cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois à couverture limoneuse. En raison de ce fort recouvrement l'extension des argiles réfractaires vers le Sud n'est pas connue. Elles semblent se prolonger en rive gauche du Sevron jusqu'au hameau des Tupinières mais le sondage 4-24, implanté à 1 km au Sud de cette localité, au lieu-dit Churles, ne les a pas rencontrées.

Les faciès les plus courants de la formation p, sous les terres réfractaires, sont représentés par des argiles souvent compactes, grisâtres à bleuâtres, fréquemment oxydées et incluant généralement une proportion variable de concrétions calcaires. Lorsque celles-ci sont très abondantes le sédiment devient une marne grumeleuse faite presque exclusivement de concrétions. Les silts et les sables fins, carbonatés ou non, à matrice argileuse ou marneuse gris bleuâtre à gris noirâtre, sont également fréquents. Ces différents faciès sont parfois recouverts ou séparés par des niveaux lenticulaires de tourbes et de débris végétaux d'épaisseur réduite, généralement comprise entre 0,50 et 1,00 mètre.

Formations fluvio-lacustres du Plio-Quaternaire bressan

p-IVr. Cailloutis polygénique. L'existence du Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze a été révélée par une série de sondages exécutés sur le territoire de la feuille Saint-Amour. Son extension a pu être précisée grâce aux renseignements archivés au titre du Code minier, complétés par les indications fournies par d'autres sondages implantés sur les feuilles Bourg-en-Bresse et Belleville.

Présentement il est repéré en profondeur dans l'interfluve représenté par la rive gauche de la Reyssouze depuis Bourg-en-Bresse, la rive gauche de la Saône en aval de Pont-de-Vaux et toute la rive droite de la Veyle depuis le Sud-Ouest de Bourg-en-Bresse.

En rive droite de la Reyssouze, il est reconnu de la banlieue nord de Bourg-en-Bresse à Etrez (Saint-Amour) par une série de sondages implantés sur le territoire des feuilles Bourg-en-Bresse (ouvrages n° 3-24, 3-107) et Saint-Amour (10 ouvrages) dont les plus éloignés sont distants d'environ 3 km de la rive droite. Il est visible à l'affleurement à la base du versant de Saint-Just dans la tranchée de l'autoroute.

En rive gauche de la Veyle, il est connu selon une bande assez étroite longeant la rivière, là où la disposition et l'épaisseur du manteau glaciaire permettent l'investigation en profondeur. Il a été identifié de façon certaine à

Péronnas (2-46), Saint-Rémy (2-47), Vandeins (1-26) et Buellas (2-57). Vers l'Ouest, sur le territoire de la feuille Belleville, il a été repéré à Saint-Julien-sur-Veyle et à Biziat.

Ailleurs, en particulier dans le secteur situé à l'Ouest et au Sud-Ouest de Bourg-en-Bresse, la présence d'autres niveaux caillouteux (par exemple le cailloutis de Montracol, p-IVc), interstratifiés dans les marnes de Bresse, vient compliquer son identification.

Le cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze est un vaste épandage dont la pente générale, appréciée selon la déclivité de son toit, est orientée du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Les cotes de sa base sont moins fréquemment connues, plus particulièrement dans le Sud-Est où il est difficile de le traverser du fait de la grossièreté de ses constituants.

Les épaisseurs connues varient de 2 à 8 m, exceptionnellement 12,5 m au sondage de Viriat - Bretonnière (3-111) avec deux niveaux sableux interstratifiés, mais, le plus fréquemment, sont comprises entre 4 et 7 mètres. Globalement elles diminuent du Sud vers le Nord. A petite échelle la déclivité du cailloutis apparaît régulière. En fait, d'assez fortes variations altimétriques observées en des points rapprochés, tant dans les cotes de son toit que dans celles de sa base, mettent en évidence une topographie marquée d'ondulations ou d'irrégularités. Malgré ces anomalies locales le toit du cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze reste à un niveau très voisin de celui des nappes alluviales de la Reyssouze, de la Veyle et de la Saône. Toutes les coupes dressées mettent en évidence cette concordance qui indique que les rivières ont leur lit sur le soubassement solide que constituent les assises caillouteuses.

Sur le territoire de la feuille Bourg-en-Bresse il a été recueilli peu d'éléments sur la nature du cailloutis ; c'est peut-être lui qui se trouve à la base de l'escarpement de la terrasse fluvio-glaciaire du Grand-Plan de Saint-Just, à l'Ouest de Ceyzériat, où il a été mis au jour par la tranchée de l'autoroute. Il s'agit de cailloutis à galets bien roulés, assez hétérométriques mais peu grossiers (10 cm maxi.), polygéniques : siliceux surtout (quartzites et grès quartzeux divers), calcaires assez nombreux (dont beaucoup de noirs), cristallins arénisés ou pulvérulents (quelques-uns encore assez solides) peu nombreux ; la matrice est sableuse, grossière, légèrement calcaire, de couleur grise, très meuble (plus de 7 m aux sondages PS 165 et 166). Dans une autre coupe aujourd'hui disparue, à Montplaisant, la matrice des cailloutis contient les minéraux lourds suivants : épidote (72 %), amphibole (12 %), grenat (9,5 %), glaucophane (1,5 %), zircon (1,5 %), chloritoïde (1 %), tourmaline (1 %), sphène (1 %), disthène (0,5 %) (A. Billard, 1966). Sa partie nord, sur Saint-Amour, est mieux connue. Son niveau supérieur est exclusivement constitué de galets de grès et de quartz bien roulés auxquels se mêlent des quartzites, d'assez rares chailles mal roulées et quelques roches éruptives et métamorphiques plus ou moins altérées ; on remarque également d'assez fréquentes roches siliceuses noires (Maîtrise collective, Dijon, 1981 inédit).

Les galets de calcaire n'apparaissent que dans la moitié inférieure du cailloutis, mêlés aux éléments siliceux dont la taille est généralement plus grande.

Les plus gros éléments observés, toujours des quartzites, ont une taille maximale comprise entre 90 et 120 millimètres à l'amont et 70 à 80 millimètres

à l'aval, mais l'existence d'éléments plus grossiers est fortement probable. Dans les petites fractions granulométriques les calcaires sont dominants.

A la base d'un ouvrage exécuté sur le territoire de la feuille Saint-Amour entre Attignat et Vacagnole, on signale la présence d'un bloc métrique de calcaire non roulé, ce qui suggère une contribution glaciaire à la dispersion de cet épandage; hypothèse renforcée par l'existence de quelques galets de calcaires striés signalée par Ph. Senac (1981) à Bagé-le-Châtel (Mâcon) et à Saint-Jean-sur-Reyssouze (Saint-Amour). Une matrice argilo-marneuse compacte, gris-bleu à vert-kaki, incluant parfois une fraction sableuse ou des débris végétaux, colmate fréquemment la moitié supérieure du cailloutis. A la base la matrice est généralement constituée d'un sable calcaire non argileux. L'étude des minéraux lourds du cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze indique un cortège minéralogique alpin enrichi en amphibole.

p-IVc. Sables siliceux, parfois limoneux, à graviers et galets polygéniques. Cailloutis de Montracol. Cailloutis à galets bien arrondis relativement grossiers, polygéniques : quartzites dominants, mais assez nombreux cristallins divers très altérés (arénisés ou argilisés) et calcaires décarbonatés, allégés et même ramollis, à matrice sableuse jaune non calcaire et quelques enduits argileux brun-beige clair. Leur structure n'est pas visible (affleurements de moins de 1 m de hauteur dans la gravière en voie de comblement de la Salle). Le sondage 1-9, partant du plancher de la gravière, a traversé 2,20 m de cailloutis semblables, 18,50 m de sables jaunes plus ou moins limoneux, non calcaires, avec petits galets et graviers siliceux et quelques cristallins plus ou moins altérés, puis 3,00 m (cotes 207 à 204) de cailloutis uniquement siliceux (quartzites, quartz) avec quelques débris d'éléments cristallins altérés (granite, gneiss, amphibolite), et quelques chailles, dans un sable gris calcaire, correspondant peut-être au cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze. Ce sont des cailloutis alpins, très fortement altérés, ici au sommet de sables également altérés, de faciès rappelant les cailloutis et sables ferrugineux des Dombes (Alluvions jaunes).

L'épaisseur de cette formation est approximativement de 18 à 20 mètres. Stratigraphiquement, elle semble se placer au sein du complexe des marnes de Bresse, au-dessus du cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze. Elle est recouverte (après érosion impossible à chiffrer) par la formation glacio-lacustre de l'Etoile visible dans la partie supérieure de la gravière de la Salle. D'après sa position altimétrique elle semble constituer un chenal relativement isolé au milieu des marnes de Bresse. On l'a reconnue à Montracol (sondage 1-17, du terrain de sport) et sur le pourtour du plateau de l'Etoile. Elle correspond aux alluvions a^{1a} (terrasse quaternaire de 90-100 m) de la feuille Bourg-en-Bresse au 80 000e, 3e édition. On ne l'a pas repérée en d'autres affleurements sur cette feuille, mais elle semble se poursuivre sous le plateau des Dombes en amont, où son épaisseur, très variable, peut dépasser 40 m (sondage 6-20 de Servas), avec des intercalations argileuses.

p-IVs. Sables et silts quartzeux, parfois carbonatés, indurations locales. Les sables p-IVs, en général interstratifiés dans un ensemble où dominent les sédiments argilo-marneux, ne représentent que l'un des faciès lithologiques courants du complexe des marnes de Bresse. Généreusement répartis en bordure du Jura : sables de Neublans, de Foulénay, de Condal, ils deviennent moins fréquents avec l'éloignement de la côte jurassienne.

En Bresse du Sud cependant on les rencontre en bordure de la Saône : sables de Trévoux.

Sur le territoire de la feuille Bourg-en-Bresse les sables p-IVs n'affleurent que dans la région de Mézériat, en rive droite de la Veyle (carrière des Bayards) et au Sud-Ouest de Péronnas, en rive gauche.

Ce sont des sables quartzeux, irrégulièrement carbonatés, micacés, jaune-beige à blanc grisâtre, assez mal émoussés, peu ou pas argileux mais parfois coupés de minces strates ou de petites lentilles d'argile grisâtre, silteuse et micacée. Le faciès carbonaté de ces sables, le plus fréquent, n'apparaît qu'en sondage ou à la faveur d'affleurements artificiels (carrières).

Ceux-ci permettent d'observer d'assez fréquentes figures de stratification parfois fluviatiles mais le plus souvent horizontales et de type lacustre, souvent soulignées par des consolidations gréseuses en plaquettes ou en poupées aplaties à ciment carbonaté.

A l'affleurement naturel les sables p-IVs sont décarbonatés sur plusieurs mètres d'épaisseur et la faible fraction argileuse, oxydée, donne une coloration rousse au matériau dans lequel on rencontre assez fréquemment de petites concrétions ferrugineuses plus ou moins indurées. Des niveaux silteux ou argileux s'y interstratifient localement.

La présence de graviers et de galets siliceux, jusqu'à 20 mm de taille maximale, essentiellement des quartz, disposés selon les figures de stratification et les soulignant, n'est pas exceptionnelle.

L'aspect le plus courant des sables p-IVs laisse supposer un milieu sédimentaire calme, à caractères lacustres dominants, influencé localement par des courants fluviatiles épisodiques.

Ces sables sont connus sur les épaisseurs de 14,00 m à Chaveyriat — Lucy (1-16) et de 11,00 m à Mézériat — les Bayards (1-10).

p-IVM. Marnes de Bresse : marnes, argiles, silts et sables parfois carbonatés, de couleur généralement gris bleuté ; localement passées de lignite ; concrétions calcaires fréquentes. Cette notation regroupe les ensembles lithologiques les plus fréquents représentant l'essentiel du complexe des marnes de Bresse qui, globalement, sont une siltite argileuse et sableuse caractérisée (J. Teste, 1977) par l'abondance des lutites (2 à 5 μ).

Outre les épandages caillouteux (ex : p-IVf), les sables à galets (ex : p-IVc) et les corps sableux (ex : p-IVs) lithologiquement distingués, les faciès les plus fréquents sont :

— des argiles bleu pastel, gris-bleu, gris-vert ou gris noirâtre, souvent compactes, rarement litées, incluant localement une quantité variable de concrétions calcaires ;

— des marnes de même couleur que les argiles, mais non compactes, et au contraire de celles-ci, fréquemment litées, à lamines millimétriques séparées par des interfeuilletés micacés et silteux. Les concrétions calcaires de toutes tailles sont également fréquentes dans les niveaux marneux ;

— des silts et des sables quartzeux, gris à gris noirâtre, généralement carbonatés, à fraction argileuse variable. Lorsque cette fraction argileuse représente une proportion notable du sédiment des litages peuvent apparaître. Débarrassé au contraire de sa matrice argileuse, le matériau peut devenir très fluide ;

— des débris végétaux, empâtés ou non dans une matrice argileuse noire ou brun foncé, disposés en couches épaisses de quelques centimètres à 1,5 ou 2 m, séparant localement ou recoupant les niveaux argileux, marneux ou sablo-silteux. La matière organique se rencontre également disséminée dans la masse des autres sédiments avec une densité variable.

L'alternance apparemment capricieuse de ces principaux constituants n'obéissant, semble-t-il, à aucun rythme séquentiel, produit une infinie variété de combinaisons lithologiques d'où la notion de complexe des marnes de Bresse, très diversifié dans le détail mais cependant monotone à l'échelle du bassin.

Pétrographiquement, en effet, si l'on élimine la fraction accessoire des minéraux lourds, les marnes de Bresse sont pauvres. Leur spectre minéralogique est représenté pour l'essentiel par le quartz, présent dans les fractions sableuses et silteuses, la calcite qui intéresse plus particulièrement les silts, et les minéraux argileux : montmorillonite dominante, kaolinite et illite.

Si les origines de l'alluvionnement de la Bresse du Nord, précisées par l'étude des minéraux lourds (Bonvalot J., Courel L., Seddoh F., 1974) sont variées, la province alpine est, pour la Bresse du Sud, la source exclusive ou presque de l'alimentation sédimentaire, les bordures est et ouest n'ayant fourni que des contributions réduites et localisées.

En amont du front morainique, là où le remplissage bressan est le mieux connu, on observe suivant le sens de mise en place de l'essentiel de la sédimentation, c'est-à-dire du Sud-Est vers le Nord-Ouest, une évolution progressive des caractères de l'alluvionnement.

Au Sud-Est, près de la bordure jurassienne, les marnes de Bresse sont représentées par une alternance de niveaux peu épais, lithologiquement bien individualisés où apparaissent fréquemment des niveaux tourbeux et des horizons détritiques grossiers. Avec l'éloignement de l'encaissant les caractères palustres de la sédimentation s'estompent, les alternances de faciès se multiplient et la lithologie devient plus complexe. L'épaisseur des niveaux s'accroît et les passées tourbeuses et sablo-graveleuses deviennent moins fréquentes. Dans les points bas de la cuvette bressane, en bordure ouest près de la Saône, la sédimentation est franchement lacustre. Les passées grossières sont rares. Les sédiments marneux acquièrent de la puissance et les litages indiquant un milieu sédimentaire très calme apparaissent. Ce type de dépôt est très bien représenté entre Reyssouze et Saône par les marnes de Corgentin rencontrées sur le territoire des feuilles Saint-Amour et Mâcon.

p-IVf. Cailloutis polygénique rhodanien dit de Saint-Etienne-du-Bois. Ce cailloutis d'origine alpine apparaît à Revonnas. Il occupe vers le Nord le secteur compris entre le Jura et les terrasses fluvio-glaciaires de la rive droite de la Reyssouze. Il se prolonge sur le territoire de la feuille Saint-Amour en une vaste nappe se rétrécissant jusqu'à Marboz. Vers l'Ouest son extension semble limitée par la vallée de la Reyssouze.

C'est un complexe de cailloutis alpins altérés avec bancs sableux et lentilles argileuses intercalés. La coupe la meilleure en a été momentanément donnée par la tranchée de l'autoroute A40 croisant la D 979 au pied de Ceyzériat, où l'on pouvait observer, sous les cailloutis superficiels de la terrasse fluvio-glaciaire FGxa1 de la Chane, un cailloutis à galets bien roulés, assez hétérométriques mais de calibre moyen (1 à 10 cm), à matrice sableuse grossière jaune non

calcaire, constitué d'éléments siliceux dominants (grès quartzeux, quartzites), de cristallins nombreux entièrement argilisés, de calcaires épuisés peu nombreux, l'ensemble de faciès "Alluvions jaunes". L'étude sédimentologique du cailloutis (Maîtrise collective dirigée par J. Bonvalot, Univ. de Dijon, 1981) pratiquée sur des échantillons prélevés à l'affleurement à Revonnas, Ceyzériat et Meillonas (la Raza) et dans quelques sondages de reconnaissance qui ont pu le traverser (en général la grossièreté du matériau se montre peu favorable aux modes de pénétration non destructifs), indique qu'il est constitué de 56 à 68 % de galets, de 10 à 13 % de sable et de 12 à 33 % de silt argileux. Outre les éléments déjà signalés (tranchée de l'autoroute) on note également la présence de quartz, de chailles, de quelques roches métamorphiques et de rares radiolarites. Le faciès carbonaté du cailloutis (5 à 10 % de carbonates dans la matrice), connu en sondage aux Petites Mangettes (3-108) a livré quelques galets calcaires portant des stries. A noter qu'un grain de quartz originaire du faciès décarbonaté de Revonnas porte également ce type de marques. L'examen des minéraux lourds accessoires indique qu'au fond minéralogique alpin du sédiment s'ajoute un enrichissement par des matériaux crétacés originaires de la bordure du Jura. A Revonnas les minéraux lourds sont exclusivement alpins.

L'étude sédimentologique confirme en outre les caractères mis en évidence par les levés effectués antérieurement sur le territoire de la feuille Saint-Amour.

Le cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois s'est mis en place selon un régime fluvial où alternent des périodes à haute énergie abandonnant les galets et des périodes plus calmes permettant aux matériaux argilo-sableux de la matrice de se déposer. Les courants se sont exercés du S.SE vers le N.NW (N 330° à N 310°E). Le toit du cailloutis accuse une déclivité importante dans le même sens mais beaucoup plus sensible transversalement (Est-Ouest) que longitudinalement (Nord-Sud) : 305 m à Revonnas (8-21), 266 m à Meillonas (4-24) mais seulement 241 m à Grand Tanvol (3-109) sur la même transversale. Aux Loyons (Saint-Amour), soit à 24 km au Nord-Ouest de Revonnas, point extrême de dispersion vers l'aval du cailloutis, graviers et galets se rencontrent à la cote 225.

Toujours selon ce sens de mise en place, on observe une diminution du calibre des éléments du cailloutis mais les mesures effectuées, trop dispersées géographiquement, reflètent mal la tendance générale et le phénomène ne peut être apprécié que globalement. Ainsi la dimension du plus gros galet moyen, égale à 190 mm à Revonnas et à Ceyzériat (les plus gros éléments atteignent, à ces places, 350 à 400 mm dans leur plus grande dimension) est encore de 170 mm en limite nord de la feuille dans le secteur de la Raza où les populations les plus représentées ont cependant une taille maximale beaucoup plus réduite, variant de 50 à 80 mm. Transversalement une augmentation de la grossièreté s'observe d'Est en Ouest. Les sondages exécutés au voisinage de Meillonas n'ont rencontré que des éléments de 50 à 60 mm de taille maximale alors qu'à Viriat des galets de 150 à 200 mm sont encore fréquents.

Les indications portant sur son épaisseur sont assez rares : 14 m au bois de Teyssonge (3-24), 6 m aux Petites Mangettes (3-108), 7 m à Meillonas, les Communaux (4-23) avec un niveau argileux intercalé de 2,5 m d'épaisseur, mais seulement 1 m environ à 1 kilomètre au Nord aux sondages de la Grange-des-Bois (4-25) et de Charles (4-24).

Formations diverses d'âge non déterminé

IV. Dépôt sablo-argileux d'âge quaternaire probable. Deux affleurements ont été ainsi figurés. L'un, à peu de distance de Ramasse au Sud-Est, correspond à un placage de terre limoneuse jaunâtre. L'autre, au Nord de Journans, est plus énigmatique : en talus de route on observe des argiles très sableuses, de teinte rousse à rouille dominante mais panachée de gris, avec niveaux grésifiés. L'origine de ces terrains n'a pas été élucidée. Ils sont probablement d'âge quaternaire.

Brèche tectonique affectant le Kimméridgien. Des brèches, d'aspect plus ou moins conglomératique, affectent localement le Kimméridgien. Entre Tossiat et Revonnas, au bord de la D 52, de même qu'en rive gauche de l'Ain, au bord de la RN 84 dans l'angle sud-est de la carte, leur origine tectonique n'est pas douteuse : broyage et recristallisation y sont liés à des séries inverses. Il n'en est pas de même immédiatement à l'Ouest et en contrebas du village de Soblay, où a été observé un niveau de brèche très hétérométrique, avec éléments de l'ordre du millimètre jusqu'à 50 cm, certains de ces éléments étant roulés ; le ciment est carbonaté et ferrugineux, d'aspect tufacé. Les éléments sont des calcaires fins, des calcaires à Nérinées, des pseudo-oolithes blanches. En lame mince, P. Bernier a reconnu la présence d'*Alveosepta jaccardi*, aussi bien dans certains éléments que dans le ciment, ce qui conduirait à accorder une origine presque synsédimentaire à cette brèche et à la considérer comme une formation de pente sous-marine. Cependant l'aspect même du ciment qui évoque un tuf, criblé de petites traces creuses à enduit ferrugineux, la présence, quoique rare, de grains de quartz, nous font douter de cette interprétation. La zone du ciment renfermant *A. jaccardi* pourrait être un îlot altéré d'un élément remanié. Nous serions tentés d'attribuer à cet affleurement un âge oligocène.

L. Argiles à concrétions des Métras. Ce sont des argiles très calcaires, bariolées gris clair, gris bleuté et jaunâtres, à grosses concrétions calcaires très irrégulières, tendres ou extrêmement dures, sans structure apparente. On y observe des dendrites noires d'apparence organique (plantes ?). Cette formation n'a été observée que dans les fouilles et les déblais des fondations du lotissement des Métras, cote 305-310 m, au Nord de Ceyzériat, à proximité immédiate du versant du Revermont. Son épaisseur est inconnue, de même que ses relations avec les autres formations du substrat.

Quaternaire

Formations glaciaires et fluvio-glaciaires (moraines externes, Riss)

Le complexe des moraines externes (glaciation rissienne de Penck et Bückner) comprend deux unités principales sur la feuille Bourg-en-Bresse : le complexe des moraines externes proprement dit, le plus étendu (moraines de Vandeins — Seillon) et le plus ancien, attribué à un Riss "ancien", et le complexe des deux basses terrasses fluvio-glaciaires du couloir de Certines, emboîté dans le premier et attribué à un Riss "récent".

Complexe de Vandeins — Seillon (Riss ancien)

Le complexe de Vandeins-Seillon (moraines externes s.s.) comporte des moraines terminales ou frontales, des moraines médianes, des moraines de fond (plateaux des Dombes et de Tossiat), des formations sous-glaciaires plus localisées et un ensemble d'alluvions glacio-lacustres et fluvio-glaciaires

contemporain de l'extension maximale du glacier et de son retrait : formations glacio-lacustres de Dioly (GLxa1) et de l'Etoile (GLxa2), terrasses fluvio-glaciaires de la vallée de la Reyssouze qui s'étagent en quatre niveaux (FGxa1 à FGxa4) dont le dernier, la terrasse de Viriat, a son origine dans l'amont du couloir de Certines (feuille Ambérieu-en-Bugey).

FGx. Cailloutis fluvio-glaciaires sous-morainiques de Montagnat – Rivoire. Galets très grossiers, irréguliers, hétérométriques, mal arrondis mais émoussés, avec petits blocs calcaires de même allure, dans une matrice sablo-graveleuse très peu abondante, localement fortement cimentés en poudingue très dur par de la calcite. Les conditions d'observation (gravières éboulées) ne permettent d'observer que des bancs de poudingues très sporadiques dont on ne voit pas la structure, et non la formation meuble. Les éléments sont siliceux (quartzites surtout) et calcaires, sans cristallins apparents.

Cette formation n'apparaît à l'affleurement que dans les talus sous le château de Rivoire et à l'extrémité de l'éperon de Montagnat où elle semble sous-jacente à la moraine de fond argileuse qui affleure vers le sommet, sous l'église. Elle aurait été observée (A. Billard, 1966) dans une tranchée de pipeline entaillant le versant au Sud-Ouest de la Jayr (Sud de la Rivoire), sous forme de deux bancs de poudingue légèrement pentés, situés à l'intérieur de la moraine. On ne la connaît nulle part ailleurs. C'est donc une formation très localisée, peut-être une différenciation caillouteuse fluvio-glaciaire au sein du complexe morainique du Seillon.

GLxa. Argiles (glacio-lacustres ?) de Cormorand (vallée du Suran). Le replat très régulier et très vaste de Cormorand (298-299 m) dans la vallée du Suran (Villereversure) semble constitué par des argiles non calcaires, grises en profondeur à jaune brunâtre en surface, entrecoupées de quelques lits sableux, repérées dans une tranchée de construction en surface et dans une fouille sur le versant, cote environ 280 m. Elles sont très mal connues car il n'en existe aucune affleurement permanent. Le sondage 651-4-11 à l'Ouest de Noblens, dans la plaine alluviale du Suran (cote au sol 282 m) a traversé des argiles jaunes et bleues de 278,3 à 276 m, sans atteindre leur base, sous 2 m d'alluvions caillouteuses recouvertes par 1,5 m de limons de débordement. Des argiles existent donc entre les cotes 298-299 m et 276 m, soit sur une épaisseur minimale de 22 mètres.

D'après leur nature et leur position on les a attribuées à un barrage de la basse vallée du Suran par le glacier du Rhône lors d'un stade, indéterminé, du Riss ancien.

GFxa. Alluvions glacio-torrentielles du plateau de Servas (ôs). Cailloutis à galets hétérométriques grossiers (35 cm maxi.), bien arrondis (même les plus petits), à matrice sableuse jaune peu abondante, localement vacuolaire, presque entièrement siliceux (quartzites, grès quartzeux) avec localement quelques calcaires altérés fragilisés ou non, sans cristallin (1 amphibolite presque fraîche). Litage grossier plus ou moins horizontal, localement légèrement oblique. Vers le haut la matrice devient plus abondante et limoneuse, de faciès semblable aux limons des Dombes qui recouvrent le sommet de la formation. Vers le bas des enduits argileux brun clair, non rubéfiés, apparaissent localement autour des galets. L'ensemble, non calcaire, est visible sur une épaisseur maximale de 3 à 4 mètres. A Mantonet les alluvions reposent sur une formation très riche en matrice argileuse brun rougeâtre décarbonatée, à galets siliceux, sans calcaires mais à rares cristallins altérés. Partout elles sont recouvertes par

une couche plus ou moins épaisse de limons des Dombes. On peut les observer dans les anciennes gravières, très dégradées, de Mantonet et des Taboutes, à l'Est de Saint-Paul-de-Varax.

Ces alluvions forment le soubassement de cinq petites collines allongées N.NW — S.SE entre Lent et Saint-Paul-de-Varax, sur le plateau des Dombes, d'une hauteur maximale de 10 m, sur 100 à 200 m de largeur et une longueur de l'ordre de 3 km. Leur structure indique un matériel de remaniement par de forts courants d'eau, et la morphologie les apparente aux dépôts torrentiels sous-glaciaires connus, à une échelle beaucoup plus grande, dans les glaciers de calotte sous le nom d'ôs. On leur a assimilé la formation constituant la butte de Bellevue, au Sud de Montagnat, de même situation morphologique et constituée, selon des témoignages, de sables bien lavés (d'après A. Billard, 1966).

Gxa. Moraines externes. Les moraines externes du glacier du Rhône, qui s'est avancé jusqu'aux abords de Bourg, constituent un complexe de deux arcs terminaux (ou frontaux), l'arc de Chaveyriat — Corgenon à l'Ouest, l'arc de Seillon à l'Est, se prolongeant au Sud de leur jonction de l'Alleyriat par les moraines médianes de Longchamp et du Biollet (Lent), et de deux tapis de moraines de fond constituant respectivement le plateau dombiste de Saint-Paul-de-Varax et la dépression de Certines. On y rencontre successivement les faciès de moraine terminale, de moraine médiane et de moraine de fond.

● **Moraine terminale.** Son faciès n'est connu à l'affleurement que par l'excavation de Mas Coupé qui entaille la partie est de l'arc de Seillon sur le versant de la Reyssouze : c'est une moraine typique, riche en matrice argileuse (> 50 %), grise, à éléments grossiers polygéniques (galets et petits blocs) : calcaires surtout (nombreux striés et petits blocs irréguliers $\leq 0,50$ m), galets siliceux (quartzites, grès quartzeux, quartz, $\leq 0,20-0,25$ m), rares cristallins frais. L'ensemble est calcaire, sans structure, et passe insensiblement vers le haut à un faciès identique devenant progressivement plus jaune (oxydation) mais toujours calcaire. Au sommet la couche altérée est peu épaisse (environ 1 m, mais sur le versant) et peu rubéfiée (brun ocre clair, 5YR à 7,5 YR 5/6). Les minéraux lourds comportent épidotes >>> grenats \approx amphiboles > apatite > glaucophane + chloritoïdes \approx tourmaline > zircon > sphène, etc. (J. Bonvalot, 1981).

Dans l'arc de Chaveyriat — Corgenon la moraine frontale n'est connue que par sondages (BRGM) sous forme d'argile grise à galets polygéniques, admettant localement une intercalation sableuse (Chaveyriat — le Châtron) : 25 m au sondage (7-1) du Saix dans le vallum de Seillon, mais en fait probablement plus car ce sondage ne débute pas au sommet de l'arc, plus de 12 m aux sondages de Dioly (1-13) et du Châtron (1-25) dans l'arc de Chaveyriat.

● **Moraine médiane.** Le faciès des moraines médianes est connu dans les deux gravières abandonnées de Longchamp et des Quatre Vents au Nord de Lent : cailloutis à galets tous roulés, quelques-uns cassés et émoussés ou irréguliers, sans anguleux et sans blocs en paroi (mais quelques petits blocs calcaires sur le plancher), relativement isométriques (5-10 cm, maximum 30 cm, exceptionnellement 40 cm), et petits graviers roulés également. Polygénique : nombreux quartzites, surtout parmi les plus grossiers, calcaires clairs et sombres en proportions sensiblement égales, cristallins peu nombreux (quelques %) mais divers : granite, gneiss, gabbro. Les galets striés sont peu nombreux et relativement usés. La matrice, sables grossiers légèrement limoneux, est abondante. L'ensemble est assez nettement lité horizontalement, homogène et de teinte gris

jaunâtre. Vers la base (gravière des Quatre Vents) apparaît une moraine de fond argileuse à beaux galets striés mais sans blocs, avec laquelle le faciès caillouteux supérieur est en contact très irrégulier (ravinelements, glaci-tectonique) par l'intermédiaire, localement, de lentilles de sables grossiers, lités, de dimensions métriques à plurimétriques.

Le contenu en minéraux lourds (A. Billard, 1966) est le suivant : épidote 57 %, grenat 22,5 %, zircon 3,5 %, tourmaline 2 %, sphène 1 %, glaucophane 1 %, amphibole 1,3 %, rutile et staurotide en traces.

Cette moraine médiane est visible sur 10 à 15 m en gravière, mais d'après la morphologie des alignements son épaisseur pourrait atteindre 35 à 40 m au moins à Longchamp, et plus encore dans la butte de Biollet (50 m ou davantage); dans le puits de Longchamp elle est de l'ordre de 27 m (loin du sommet). Elle est partout recouverte d'une épaisseur variable de limons des Dombes. Il s'agit évidemment d'un matériel morainique fortement remanié par l'eau mais sur une courte distance (stries subsistantes), ce qui est normal dans le cas d'une moraine médiane.

● **Moraine de fond.** Le faciès de la moraine de fond est inconnu sur le plateau de Saint-Paul-de-Varax. D'après les sondages, elle se présenterait sous forme d'argile à galets. Une seule gravière, abandonnée depuis des décennies, existait dans la région de Certines, sur le versant ouest de la butte de la Vavrette. On peut actuellement l'observer sur quelques m² seulement : il s'agit d'un sable à galets roulés assez hétérométriques, polygéniques (analyse pétrographique (P. Mandier) : quartzites 49 %, calcaires 43 %, cristallins 7 %) sans blocs et sans structure.

D'après des témoignages locaux, A. Billard (1966) a reconstitué la stratigraphie suivante, du sommet à la base :

- matériau caillouteux à matrice compacte rougeâtre (4 à 9 m),
- matériau caillouto-sableux (environ 8 m),
- sable pur très meuble (12 m) cimenté au sommet (= Miocène ?).

A la Jaÿr, un peu au Nord, le même auteur a observé sur le versant de la butte entamé par la tranchée d'un pipe-line (1 m de profondeur) une moraine fraîche comportant deux bancs de poudingue intercalés, avec une altération superficielle de 0,80 m bloquée sur le poudingue supérieur. Les minéraux lourds (id.) seraient les suivants : grenat 50 %, épidotes 33 %, amphiboles 8 %, tourmaline 3 %, zircon 3 %, staurotide 1,5 %, sphène 1 %, glaucophane, chloritoïde et andalousite en traces.

La moraine de fond est d'une épaisseur très variable et ne constitue pas un recouvrement continu, notamment à l'intérieur de l'arc de Chaveyriat où le substratum arrive à l'affleurement à la Genetière (sondage 1-18), Lucy (sablière 1-16) et la Salle (gravière 1-9 et 1-19 où les cailloutis de Montracol sont seulement recouverts par la formation glacio-lacustre de l'Etoile). Il y a ainsi une large fenêtre dans la couverture morainique dans l'intérieur de l'arc de Chaveyriat — Corgenon. Ailleurs son épaisseur, très variable, est seulement connue par sondages : jusqu'à 25-26 m à Saint-André-le-Bouchoux (5-1) et à Servas (6-10), 30 m à Saint-André-le-Bouchoux (puits), plus de 25 m au sondage 7-2 de Saint-Martin-du-Mont dans la dépression de Certines. La surface de base de cette moraine est évidemment aussi très irrégulière bien que relativement horizontale dans l'ensemble.

A Gxa. Moraine externe ; faciès altéré de surface (cailloutis à quartzites). La moraine n'affleure nulle part sous son faciès normal (sain), carbonaté. Lorsqu'elle n'est pas recouverte par les limons superficiels, comme c'est le cas de certaines buttes à relief assez accusé, elle se présente en surface sous forme de cailloutis à galets de quartzites noyés dans une abondante matrice argilo-sableuse brun rougeâtre, non calcaire. C'est la partie superficielle de la couche d'altération, ou paléosol, qui affecte une épaisseur variable du matériau originel sous-jacent.

Dans l'arc frontal de Seillon, l'altération superficielle a été estimée au sommet de la butte de la Torchère (Saint-Just): sous 1 m de limons elle est supérieure à 2,5 m avec apparition, vers 2 m de profondeur, de cristallins peu altérés et de calcaires décarbonatés.

Sur la moraine médiane, dans les gravières des Quatre Vents et de Longchamp, l'altération superficielle, mal visible, semble peu épaisse, la moraine y est peu argilifiée et peu rubéfiée (7,5 YR 5/6 à 5 YR 4/6). Puissante d'environ 2 m, sa base est très irrégulière et forme des poches profondes de 3 à 4 m où la décarbonatation est complète mais les cristallins peu altérés. D'après A. Billard (1966), son épaisseur atteindrait 9 m sur le versant ouest (mais elle pourrait être accrue par colluvionnement) et les pourcentages des minéraux argileux seraient les suivants :

	Profondeur (m)	Illite	Chlorite	Vermiculite	Montmorillonite	Kaolinite	Amorphes	Oxydes de Fe	Plagioclases	Quartz
Paléosol	0,80	22,0	9,0	12,5	-	27,0	8,0	3,0	2,0	11,0
	1,60	20,5	8,0	11,0	-	27,0	7,5	2,0	1,5	17,5
	2,30	25,0	2,0	9,0	9,0	29,0	7,0	1,5	2,5	9,0
	7,0	26,0	2,0	10,5	-	26,5	5,0	7,0	2,0	16,0
Moraine	10,0	28,0	3,0	8,5	-	24,0	7,5	6,5	4,0	17,0

Dans la moraine de fond, enfin, l'altération n'a pu être observée faute de coupes.

FGxa. Alluvions fluvio-glaciaires non subdivisées. Terrasse de Lent. Le village de Lent est bâti sur l'extrémité nord d'une banquette étroite et régulière, inscrite dans les moraines dombistes et dominant d'environ 5 m les alluvions du fond de la vallée de la Veyle rive gauche. Aucune observation n'est possible mais une ancienne gravière, complètement éboulée et gazonnée, l'entailait au Sud du village et de nombreux galets siliceux en parsèment la surface. Il est donc probable qu'il s'agit d'une terrasse de matériel fluvio-glaciaire liée au retrait des lobes de Chaveyriat et de Seillon, donc postérieure à la terrasse fluvio-glaciaire de Péronnas (FGxa2), peut-être contemporaine de la terrasse FGxa3 de Bourg-gare.

GLxa1. Sables glacio-lacustres de Dioly (niveau de 260 mètres). Sables gris en surface, blonds en sondage (10 YR 4/6), de grain fin à moyen, homogènes, non calcaires, peu argileux et prenant une teinte rouille en surface (altération). Ce sont des arénites (84,5 % de sable, le reste de silts) de mode 2,56, médiane 2,66, tri mauvais, asymétrie très forte, très leptocurtiques et dont les minéraux

lourds, essentiellement anguleux et relativement altérés, sont constitués d'épidotes >>> amphiboles > grenat > apatite > tourmaline > glaucophane + chloritoïde = sphène > rutile + anatase > zircon = staurotide (J. Bonvalot, 1981). Leur épaisseur est connue seulement en sondage (5 m à Dioly, 1-13). Ils occupent une partie de l'arc supérieur de Chaveyriat - Corgenon entre Dioly et Vandains, cote maximale 250 m, sur la moraine terminale. C'est un dépôt local dont le faciès fin, de type lacustre, ne peut être que glacio-lacustre d'après sa situation stratigraphique et morphologique.

Ces sables peuvent être l'équivalent de la formation de Saint-Rémy, cotes 252-253 m, alternance de sables plus ou moins limoneux, brun rougeâtre, non calcaires, à rares petits galets siliceux disséminés et cailloutis à galets siliceux hétérométriques, irréguliers, assez nombreux cassés et anguleux ou ± émoussés, à matrice sablo-limoneuse ou sableuse de même faciès, en bancs pluridécamétriques bien lités horizontalement, repérés sur une épaisseur $\geq 1,50$ m à Saint-Rémy, dans un léger ensellement de la crête morainique de Corgenon.

De même pourraient être aussi glacio-lacustres les cailloutis grossiers à litage oblique de l'amont de la terrasse FGxa¹ de la Chagne, mis au jour par la tranchée de l'autoroute au carrefour de la route de Ceyzériat, cote 255-258 m environ.

Si ces trois formations appartiennent bien à un complexe glacio-lacustre lié aux moraines externes, ce que semblent indiquer les cailloutis obliques de l'amont de la terrasse de la Chagne, cela impliquerait l'existence d'un lac de cote approximative 260-265 m, dans lequel venait se terminer le glacier dominant. Ce lac se manifesterait aussi, par exemple, par la rupture de pente 260 m qui affecte la surface du plateau de Jasseron, inexplicable par la structure des cailloutis de son substrat.

Toutes les formations bressanes d'altitude inférieure à cette cote ont donc dû se trouver ennoyées sous ce lac.

FGxa¹. Alluvions fluvio-glaciaires du premier niveau. Terrasse de la Chagne. Cailloutis à galets grossiers, hétérométriques, bien arrondis, polygéniques (siliceux essentiellement, faible proportion de calcaires épuisés et de cristaux altérés, dont amphibolites encore résistantes), à matrice sablo-graveleuse grossière localement vacuolaire. Ils sont entièrement altérés (décarbonatés, argilisés et rubéfiés (5 YR 5/6)) sur toute leur épaisseur, dont le maximum (4 m) a été observé dans la tranchée de l'autoroute au carrefour de la route de Ceyzériat. L'altération est homogène, le sol ne présentant pas d'horizons.

Les taux d'argile dans le sol, mesurés à partir d'échantillons prélevés dans deux tranchées de reconnaissance, sont les suivants (d'après P. Mandier) :

Profondeur (m)	% d'argile	
	Le Grand-Plan (épaisseur 4,0)	Les Alaniers (épaisseur 1,60)
0,10	28	26
0,30		
0,70		
1,00		
1,20	36	26
1,30		
1,40	36	
2,10	20	

Le litage d'ensemble est net, horizontal et localement oblique (coupe autoroute), l'épaisseur faible, diminuant rapidement d'amont en aval : 4,00 m dans la coupe de l'autoroute, 3,5 m au sondage 3-5 de la Chagne, 4 m au sondage 3-37 de Belouse, 1,60 m dans la tranchée des Alaniers, pelliculaire ou nulle sur le plateau 240 m du Petit-Tanvol.

Ces alluvions forment la terrasse de la Chagne, première terrasse fluvio-glaciaire émanant des moraines externes du lobe de Seillon à son maximum d'extension, lorsque le glacier débordait largement le vallum actuel et dont il ne reste que les buttes résiduelles de Bellevue, Saint-Just et la Torchère. Débutant à l'Ouest et en contrebas du plateau alluvial de Ceyzériat, au débouché du couloir séparant la banquette de Revonnas de la butte morainique des Mathy, par un mince liseré de cote 270 m, elle prend toute son ampleur avec le Grand-Plan de Saint-Just, longe en le ravinant le plateau de Jasseron (bois de Teyssonge) et vient se terminer au Nord avec le plateau 240 m de Petit-Tanvol qui n'est peut-être qu'un aplanissement sans dépôt (ou presque) sur les marnes de Bresse du substrat. Aux Caronnières de Challes une digitation (anastomose) se détache rive droite en direction de la vallée du Jugnon.

Cette terrasse n'existe qu'en rive droite de la Reyssouze. Sa morphologie, sa structure et sa dispersion dans le secteur du Petit-Tanvol indiquent qu'elle s'est probablement formée et dispersée en milieu lacustre, entre les cotes 260 et 240 m.

GLxa2. Complexe glacio-lacustre de l'Etoile (niveau de 245 m). Alternance de bancs pluridécimétriques à plurimétriques de sables beiges ou roux plus ou moins grossiers et plus ou moins chargés en galets et graviers, siliceux généralement, parfois calcaires altérés, bien roulés, de limons plus ou moins sableux et argileux purs ou à galets, de cailloutis à matrice sableuse ou limoneuse, reposant à la Salle sur des sables grossiers gris rosé, à lits d'argile gris jaunâtre, calcaires (6 m), superposés aux cailloutis de Montracol. Cette formation composite, bien stratifiée horizontalement et bien litée, est connue dans deux secteurs principaux, à l'affleurement et en sondages :

— dans l'intérieur de l'arc morainique Chaveyriat — Corgenon, à l'Etoile et dans le sondage de Chaveyriat — les-Preux (1-27, 18,5 m) et de Montcet — les-Martondières (1-28, au moins 29 m) ;

— à l'extérieur de cet arc morainique à Vandains (sables beiges ou roux non calcaires plus ou moins graveleux, cote 225-240 m), Saint-Denis-lès-Bourg (coupe du stade, 237 m), et dans de nombreux sondages sur le plateau de Bourg.

Dans l'intérieur du vallum Chaveyriat — Corgenon elle forme la surface du plateau horizontal de cote générale 240 m, découpé par de nombreux ravins dont l'Irance sur la bordure interne du vallum, qui s'étend entre Chaveyriat et Condeissiat et de la bordure ouest de la feuille à Corgenon. De cette surface émergent des buttes constituées soit des terrains du substratum recouvert de moraines (la Genetière, le Putin), soit de moraines, dont la base est noyée par ce complexe limono-sablo-caillouteux. Il s'agit du remplissage de la dépression centrale du vallum de Chaveyriat — Corgenon, occupée par un lac de profondeur irrégulière après le retrait du glacier au Sud. La surface du plan d'eau, plus élevée que celle des sédiments glacio-lacustres qui en comblent le fond, peut être estimée de l'ordre de 245 mètres. Ce lac a été alimenté essentiellement par des alluvionnements fluvio-glaciaires suivant la direction

du Vieux Jonc (plateau de Curtablanc) ou provenant de la jonction des deux lobes glaciaires par le couloir fluvio-glaciaire de Sapaton — Vérillat.

A l'extérieur des vallums externes, une formation de même nature recouvre, sous une épaisseur généralement faible et se présentant le plus souvent en surface sous la forme de sables roux, les portions relativement peu pentées de l'arc de Chaveyriat, le plateau de Bourg et la partie nord de la terrasse fluvio-glaciaire de la Chagne (les Alaniers), jusque vers la cote 243-244 m aux Caronnières de Challes où se situe une anastomose avec la vallée de Jugnon. Dans ce lac se disposaient les alluvions fluvio-glaciaires constituant actuellement les terrasses FGxa1 de la Chagne et FGxa2 de Péronnas.

FGxa2. Alluvions fluvio-glaciaires du deuxième niveau. Terrasse de Péronnas. Ces alluvions n'ont pu être observées que dans une petite fouille de fondation à Péronnas — la Croix, au sommet du versant du ravin du ruisseau de Poches, cote 243 m environ. Sur une hauteur de moins de 3 m il y a :

- à la base, des sables roux non calcaires, compacts, sans structure, visibles sur 1 m ;
- au milieu, des cailloutis à galets de taille moyenne (maxi. 0,15-0,20 m), bien arrondis, polygéniques (quartzites surtout, quelques calcaires épuisés, rares cristallins plus ou moins arénisés), à matrice sablo-limoneuse assez argileuse de couleur brun rougeâtre, à litage horizontal peu net (environ 1 m), le tout non calcaire ;
- au sommet, des limons gris non calcaires (moins de 1 m).

L'ensemble est altéré sur toute l'épaisseur visible (paléosol). Les sables de base appartiennent probablement au substratum des marnes de Bresse.

Ces alluvions forment la terrasse de Péronnas — Saint-Denis issue de l'entonnoir fluvio-glaciaire de l'Alleyriat dont les chenaux échancrent le vallum morainique de Seillon au contact des moraines médianes de Longchamp. Elle disparaît en aval au niveau des Cadalles (Est de Saint-Denis) où elle est très légèrement inscrite dans le plateau pliocène de Polliat, ravinée par la terrasse de Viriat. Elle n'existe donc, avec un développement notable, qu'entre Reyssouze et Veyle au niveau de Bourg. On lui a rapporté morphologiquement le lambeau de Pombeau, rive droite de la Reyssouze à l'Ouest de Saint-Just et, dans la Veyle, les terrasses de Thioudet et de Champ-Bonnet, cette dernière faisant anastomose entre Veyle et Vieux-Jonc. Hypothétiquement on lui attribue les niveaux de la Michelière et de Curtablanc qui se raccordent morphologiquement avec le plateau glacio-lacustre 240 m GLxa2 de l'Etoile.

Ces alluvions sont mieux connues par sondages. L'épaisseur des cailloutis est variable mais faible, de 5 m au plus (2-19 à Bourg) à 2,5 m (2-24 à Saint-Denis), et irrégulière. Elle semble diminuer vers l'aval et augmenter vers l'amont (9,6 m au sondage 2-12 de Péronnas). Ces cailloutis supportent une couverture de matériaux fins argileux, limoneux et sableux, parfois calcaires en profondeur (sables et argiles bleus), décarbonatés en surface (surtout sables roux), d'une épaisseur variable de 1,5 à 2,5 m et semblant se prolonger jusque vers la cote 245 m. Cette couverture, manifestement lacustre, dépend selon toute vraisemblance de la formation glacio-lacustre GLxa2 de l'Etoile. La terrasse de Péronnas, liée à la première étape de retrait du glacier dombiste, s'est donc vraisemblablement dispersée aussi en milieu lacustre comme la première terrasse de la Chagne.

FGxa3. Alluvions fluvio-glaciaires du troisième niveau. Terrasse de Bourg-gare. Cailloutis à galets grossiers hétérométriques, bien arrondis, polygéniques (siliceux surtout, calcaires épuisés, sans cristallins sauf quelques amphibolites), à matrice sablo-argileuse et graveleuse jaune rougeâtre (7,5 YR 5/8) plus ou moins vacuolaire. L'ensemble, peu ou pas stratifié, admet un banc sableux intercalaire (0,50 m, l'Aubépin) ; il est décarbonaté et altéré sur toute son épaisseur (jusqu'à 6 m à Versaillat, 2,50 m à l'Aubépin). A l'Aubépin, les taux d'argile de la matrice sont les suivants (P. Mandier) :

Profondeur (m)	Argile %
0,60	22
1,40	26
2,0	23
2,50	10

L'épaisseur de ces alluvions est faible et irrégulière, plus forte en amont (Montplaisant, 6 m) qu'en aval (l'Aubépin 2,50 m). Elles reposent sur les cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois qu'elles ravinent et sont recouvertes par des limons de faible épaisseur (moins de 1 m), également altérés. Il n'en reste que trois lambeaux de terrasse à Montplaisant (252 m) et l'Aubépin (id.), cette dernière s'insinuant en couloir entre les terrasses de la Chagne et de Pombeau, à l'Ouest de la butte morainique de Saint-Just, et Bourg-gare (140 m). On ne lui connaît aucun prolongement en aval ou en amont. Il s'agit donc d'un niveau local lié à la décrue du lobe de Seillon, indiquant peut-être une dernière étape de stabilisation non inscrite dans la morphologie glaciaire du couloir de Certines.

FGxa4. Alluvions fluvio-glaciaires du quatrième niveau. Terrasse de Viriat. Cailloutis à galets relativement bien roulés, grossiers (diamètre atteignant 0,25 m, voire plus), polygéniques (quartzites essentiellement, grès quartzeux, calcaires épuisés, cristallins altérés et arénisés peu nombreux, dont amphibolites peu attaquées), à matrice argilo-sableuse brun rougeâtre décarbonatée. Dans la gravière de la Rippe (Certines), des observations anciennes ont permis une analyse pétrographique du matériau frais (A. Billard, 1966) : siliceux 42-43 %, calcaires 46-52 %, cristallins 6-10 %, et une analyse minéralogique de la matrice : épidote 41 %, grenat 35 %, amphiboles 16 %, tourmaline 2 %, rutile 1,5 %, glaucophane 1 %, sphène 1 %, chloritoïde 0,5 %, andalousite 0,5 %, staurotide 0,5 %, disthène 0,5 %, augite 0,5 %. Sauf à la Rippe, le matériel est altéré sur toute son épaisseur, généralement faible en aval de Montagnat (quelques mètres). Les seules gravières où on peut encore les observer sont celles des Varaitaux à Crépignat (3 m) et de la Rippe à Certines (4 m). L'altération superficielle est donc relativement puissante, d'épaisseur variable à la Rippe (2,50 m à 11 m, en moyenne 4,50-5 m d'après A. Billard, 1970) qui en donne la composition des minéraux argileux à trois profondeurs :

Profondeur (m)	Illite	Chlorite	Vermiculite	Montmorillonite	Kaolinite	Amorphes	Oxydes de Fe	Plagioclases	Quartz
0,40	27,0	3,5	12,0	-	31,5	7,5	6,0	2,0	5,5
2,50	24,0	2,0	10,0	3,0	35,0	6,0	7,0	1,5	7,0
2,80	19,0	2,0	10,0	4,0	35,0	7,5	5,0	1,5	11,0

L'épaisseur de la nappe alluviale est connue par quelques affleurements et surtout par sondages. Elle est très variable et diminue fortement de l'amont où elle pourrait atteindre une vingtaine de mètres (sondage PS 261, la Tranclière, travaux autoroute A40), avec un faciès très variable (sables à la base, cailloutis à litage oblique, cailloutis très grossier au sommet, présence de blocs pouvant atteindre 1 m), vers l'aval où elle n'atteint plus que 3 m vers Crépignat. Elle constitue la terrasse de Viriat, rive droite de la Reyssouze, correspondant rive gauche à la terrasse de Crépignat puis à la terrasse de Bouvant et enfin à la petite terrasse de Versaillat. En amont de Montagnat la nappe constitue le premier palier horizontal du couloir de Certines, encaissé dans la moraine de fond du plateau de Tossiat, et se poursuit plus au Sud (feuille Ambérieu) où elle doit se raccorder à des dépôts morainiques. Elle correspond à l'alluvionnement fluvio-glaciaire du lobe de Seillon dans sa troisième étape de retrait. Aucune nappe fluvio-glaciaire correspondante ne se trouve dans la vallée de la Veyle.

Partout, sauf sur la terrasse de Versaillat, la nappe alluviale est recouverte de limons argilo-sableux gris-jaune, homogènes, non panachés et non calcaires, épais d'un mètre environ. Il ne semble pas que ces alluvions se soient déposées dans un lac ou aient été recouvertes d'un dépôt lacustre. Donc au moment de son édification le lac précédent n'existait plus ou était d'un niveau inférieur à la cote 230 m qui est celle de la terrasse à Viriat.

Complexe de Certines – les Braconnières (Riss récent ?)

Dans le couloir de Certines, deux niveaux de terrasses, étroites et faiblement étagées, s'intercalent entre le plateau morainique de Tossiat et la terrasse fluvio-glaciaire de la Rippe d'une part, le fond de vallée de la Leschère d'autre part. Issus du seuil des Rossettes-Basses (feuille Ambérieu), ces niveaux, postérieurs à la terrasse de la Rippe émanée des moraines frontales des Rossettes-Hautes, ont été attribués hypothétiquement à une deuxième phase de la glaciation rissienne (Riss récent) pour des raisons morphologiques et pédologiques (paléosols de faible épaisseur). Mais il se pourrait que tout ou partie de ce complexe, notamment le niveau inférieur, appartienne au Würm et notamment au Würm ancien si un lac de barrage glaciaire de cote 260 m a existé dans la vallée de l'Ain (feuille Ambérieu).

FGxb1. Alluvions fluvio-glaciaires du niveau supérieur. Terrasse des Braconnières-Brou. Ces alluvions ne sont visibles que dans la gravière des Braconnières, au Sud de Certines : cailloutis à galets bien roulés, relativement

isométriques, de calibre moyen ($\leq 0,10$ m), polygéniques (siliceux 58-65 %, calcaires 29-39 %, cristallins 7-16 %, selon A. Billard, 1966). Le litage, horizontal et lenticulaire, est assez net, la matrice sableuse jaune-beige, très calcaire. L'altération superficielle, peu épaisse (0,6 à 1,50 m) est peu ou pas argilisée et peu rubéfiée (5 YR 5/8). Une couche d'environ 0,50 m d'épaisseur de galets siliceux recouvrirait ce sol en surface (A. Billard, 1966), mais n'est pas visible actuellement en raison des décapages superficiels de l'exploitation.

L'épaisseur des cailloutis est de l'ordre de 4 à 5 mètres. Ils reposent sur des sables moyens plus ou moins graveleux par l'intermédiaire, localement, d'une formation argilo-caillouteuse altérée et rubéfiée évoquant une coulée de solifluxion remaniée du paléosol recouvrant la terrasse de la Rippe (A. Billard, 1966). Ainsi une phase d'altération et de creusement importante séparerait les alluvions des Braconnières de celles de la Rippe, pourtant faiblement emboîtées, correspondant probablement à un véritable interglaciaire.

La terrasse des Braconnières débute au seuil des Rossettes-Basses au Sud (cote 264, feuille Ambérieu) et se suit par jalons successifs jusqu'à la terrasse de Brou à Bourg (cote 234) où elle disparaît en aval de la vallée de la Reyssouze. A Brou les alluvions ont une épaisseur de 4 m environ (sondages 3-4 et 3-32), mais leur faciès n'est pas connu avec certitude. Une tranchée de reconnaissance profonde de 3,50 m a montré, sous 1,20 m de remblais, des galets grossiers hétérométriques de quartzite uniquement, avec quelques chailles, dans une matrice argilo-sablo-graveleuse brune de texture terreuse, sur 2,30 mètres. Il pourrait s'agir soit d'une formation remaniée artificiellement (encore qu'on n'en ait pas trouvé de preuve matérielle), soit plutôt très fortement enrichie, sinon exclusivement, de quartzites remaniés des cailloutis altérés du substrat qui affleurent sur les versants de la vallée à partir de Montagnat.

FGxb2. Alluvions fluvio-glaciaires du niveau inférieur. Terrasse de Panloup. Ces alluvions ne sont visibles que dans le dragage de Panloup au Nord-Est de Certines : cailloutis à galets bien arrondis, hétérométriques, grossiers, polygéniques (quartzites essentiellement, calcaires peu nombreux, cristallins rares), d'aspect frais, à matrice sableuse grossière très calcaire. On y trouve d'assez nombreux galets de bois qui se délitent rapidement à l'air. Leur épaisseur, variable, ne dépasse pas localement 1 mètre. Ils reposent sur un sable grossier plus ou moins argileux, gris, montrant de nombreuses racines (fossiles ?) pouvant correspondre à un ancien sol. Sur le plancher de la gravière il y a de gros blocs calcaires (> 1 m). La structure de ces cailloutis, de même que celle de leur substrat, est inconnue car aucun sondage ne les a traversés.

La terrasse de Panloup est le premier niveau apparaissant au-dessus des alluvions de fond de vallée de la Leschère, qu'elle domine de 2 à 3 m, parfois moins. Elle est issue du seuil de Rossettes-Basses (feuille Ambérieu), cote 260, et se suit par lambeaux successifs jusqu'à Bourg-en-Bresse où elle semble former le niveau de Penessuy — bois de Bouvant, dominant de 1 m ou moins le fond alluvial de la Reyssouze. A la Gravière (amont de la terrasse de Penessuy), les cailloutis, entièrement siliceux (quartzites), ont une épaisseur de 2 m et surmontent des argiles. Leur faciès est probablement lié au remaniement des alluvions altérées du substrat qui affleurent en amont. A Bourg la terrasse semble se confondre avec le fond de vallée de la Reyssouze qui existe seul en aval.

GLxb. Formation glacio-lacustre de Neuville-sur-Ain. Au Nord-Ouest de Neuville-sur-Ain, des tranchées de fondation à la base du versant du bois de Fromente, cote 260-265 m, ont mis au jour une formation complexe :

— à la base, sables fins à moyens, bien lités, chenalés, contenant quelques graviers calcaires et des fragments de limons ou d'argile litée pluricentimétriques, de couleur gris blanchâtre, calcaires, visibles sur 1 à 2 mètres. Sous les sables apparaîtraient des graviers blancs "crus";

— au-dessus, en léger ravinement, des cailloutis grossiers hétérométriques bien roulés, uniquement calcaires, à matrice argilo-terreuse brun rougeâtre de même aspect que la formation de couverture, à structure peu nette apparemment horizontale (1 m);

— au sommet, une argile brun rougeâtre très grasse, à rares galets calcaires épuisés, chailles et silex, sans structure, non calcaire, épaisse de 1 m environ. Cette argile ravine profondément les cailloutis sous-jacents (poches de 0,20-0,30 m) et semble s'être infiltrée en eux pour en constituer la matrice. Il s'agit probablement d'un dépôt de solifluxion remanié d'argiles de décarbonatation du bois de Fromente.

La structure de cette formation, repérée seulement ici, évoque un dépôt glacio-lacustre surmonté peut-être par une alluvion fluviale ou fluvio-glaciaire. D'après son niveau, plus élevé que celui de l'hypothétique lac de barrage de la vallée de l'Ain (seuil des Rossettes-Basses, 260 m, feuille Ambérieu-en-Bugey), elle appartiendrait au Riss.

Formations alluviales fluviales et torrentielles

Sous cette rubrique sont regroupées les nappes alluviales de l'Ain, du Suran et du fond des vallées bressanes (Veyle, Vieux-Jonc, Reyssouze, Leschère), dont les relations avec les glaciers ne sont pas directes, bien qu'une partie sinon la totalité du matériel soit d'origine fluvio-glaciaire.

Fx. Alluvions de la vallée du Suran. Trois placages d'alluvions se trouvent rive gauche dans la vallée du Suran. Il s'agit de cailloutis à galets mal roulés, irréguliers mais toujours émoussés, très rarement arrondis, hétérométriques (0,10 à 0,20 m), sans blocs, monogéniques (calcaires uniquement, surtout blancs, quelques uns gris rougeâtre à surface rugueuse), à matrice sableuse moyenne à grossière, claire, très compacte. L'ensemble bien lité horizontalement, avec quelques bancs obliques peu épais, contient des bancs conglomératiques dans la masse (cimentation phréatique), épaisseur faible : 4 à 6 mètres. Sa surface est irrégulière et porte un sol d'altération brun peu épais (quelques dm). La base des alluvions repose sur un socle calcaire largement au-dessus du fond de la vallée. La relation des alluvions Fx avec les argiles de Cormorand est inconnue. Cependant, en face de Bohas, la petite terrasse du Grand Champ (298 m) est au même niveau que la terrasse de Cormorand, 2,5 km en amont.

Ces placages alluviaux Fx ont une extension plus réduite que les terrasses (sens morphologique du terme) qui les supportent. Là où ne se rencontre pas le matériel fluviale caractéristique, on observe généralement des argiles rougeâtres peu épaisses mais selon des renseignements oraux des poches sableuses dont les relations avec les argiles ne sont pas connues y auraient été exploitées. Compte tenu du contexte morphologique on peut supposer que ces sables sont d'origine alluviale d'où la figuration adoptée.

Fy. Alluvions de la vallée de l'Ain. On a noté ainsi les deux lambeaux de basse terrasse qui, à l'Est de Neuville-sur-Ain, dominant de quelques mètres la rivière dont le lit atteint la roche en place. Il s'agit des racines de la plus basse terrasse fluvio-glaciaire de l'Ain (Hauterive, feuille Ambérieu-en-Bugey), à galets

uniquement locaux (calcaires), dont la partie profonde est de faciès fluvio-glaciaire (hétérométrie, grossièreté, blocs roulés) et la partie supérieure, plus fine, holocène (alluvions de débordement).

Fy + z. Complexe des alluvions de fond des vallées bressanes. Les larges vallées de la Veyle et de la Reyssouze sont remplies, sur une forte épaisseur, d'alluvions caillouteuses de faciès voisin de celui des alluvions des terrasses du Riss récent, notamment. Comme ce sont des organismes très locaux, et que la dernière alimentation fluvio-glaciaire soit celle du Riss récent dans le couloir de Certines (Leschère — Reyssouze), elles ne peuvent avoir reçu d'alimentation exogène au Würm, dont le glacier est resté très en retrait dans la région de Lagnieu (même s'il y eut un lac de barrage glaciaire dans la vallée de l'Ain, aucun matériel grossier n'a pu franchir le seuil des Rossettes-Basses, 260 m, exutoire possible de ce lac vers la Reyssouze), non plus qu'à l'Holocène. La plus basse terrasse du Riss récent paraissant plonger sous la surface du fond de la vallée de la Reyssouze en aval de Bourg, cette vallée pourrait contenir un complexe d'alluvions rissiennes, wurmiennes et holocènes puisqu'il est impensable qu'il n'y ait eu aucun alluvionnement, même local au Würm.

Le cas de la Veyle est différent. Abandonnée dès après la première étape de retrait du glacier rissien (on n'y rencontre que des lambeaux perchés d'alluvions fluvio-glaciaires FGxa2), elle a été creusée ensuite aussi profondément que la Reyssouze mais n'a pas reçu d'alluvionnement du Riss récent, n'étant pas en relation avec le glacier de cette époque. Elle ne peut donc contenir que des alluvions wurmiennes et holocènes.

Cependant cette vallée, comme celle de la Reyssouze, est remplie d'une épaisseur considérable d'alluvions (une vingtaine de mètres). Or ces alluvions de fond se trouvent au même niveau, tout le long du thalweg, que le cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze qui forme une nappe généralisée dans le substratum bressan voire même dombiste. Il est donc très probable qu'au moins la partie profonde de ces alluvions grossières de fond de vallée ne soit que le prolongement des cailloutis bressans.

Ainsi les nappes de fond de vallée constitueraient donc un complexe comprenant les formations suivantes :

Veyle	Reyssouze
Holocène	Holocène
Würm	Würm
Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze	Riss récent
	Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze

La constitution de ce remplissage est connue par quelques dragages et quelques sondages ainsi que par des observations anciennes (A. Journaux, 1956).

Veyle. Les dragages de Saint-Rémy, Saint-Denis et Polliat (Moulin du Loup) permettent d'observer, dans le tout-venant, des cailloutis à galets bien roulés, très grossiers (jusqu'à plus de 0,50 m), très hétérométriques, certains à faces aplanies, polygéniques (quartzites très dominants, surtout parmi les plus grossiers, calcaires clairs très secondaires, cristallins peu nombreux ou rares, à divers stades d'altération, avec matrice sableuse claire très calcaire. C'est ce qui

est appelé "nappe calcaire" par A. Journaux (1956). L'épaisseur de la formation varie de 15 à 20 mètres. Ces cailloutis polygéniques sont recouverts par une couche de galets presque exclusivement siliceux, mais avec quelques calcaires, de 1 à 2 ou 3 m d'épaisseur environ ("nappe décalcifiée" de A. Journaux, 1956). En surface enfin, une couche d'épaisseur variable de sables, limons, argiles et localement tourbes constitue le sommet des dépôts de fond de vallée.

Ces alluvions ont fourni des molaires d'*Elephas primigenius* à Polliat et de *Coelodonta antiquitatis* à Saint-Jean-de-Veyle (feuille Belleville), espèces wurmiennes (et rissienne pour *C. antiquitatis*), mais à un niveau inconnu. Il est donc certain qu'une partie au moins de cette formation est wurmienne.

Des fragments de bois inclus dans des graviers à - 1,70 m (Polliat) ont été datés de 8760 ± 140 ans BP (LY 241) et 8490 ± 180 ans BP (LY 334) (A. Billard, 1973). La partie superficielle des cailloutis de la Veyle est donc holocène. Au même endroit, des fragments de bois situés à la base de la couche silteuse superficielle (1 m) ont été datés de 2130 ± 180 ans BP (LY 333) et 1810 ± 100 ans BP (LY 240) (id.), soit de l'époque subatlantique. L'alluvionnement limoneux superficiel est donc vraisemblablement lié à la déforestation anthropique.

Reyssouze. Aucun dragage n'existe actuellement dans la vallée de la Reyssouze sur la feuille Bourg. Mais la "nappe calcaire", vraisemblablement de même faciès que celle de la Veyle, existe en profondeur (A. Journaux), surmontée d'une "nappe décalcifiée" d'épaisseur comparable. L'ancien dragage des Patales (Viriat) permet cependant de se faire une idée du faciès superficiel. C'est un cailloutis à galets semblables à ceux de la Veyle, polygéniques, siliceux en presque totalité, avec très peu de calcaires et très peu de cristallins frais, et matrice très calcaire. Il s'agit donc ici de la "nappe décalcifiée". L'épaisseur totale du remplissage est de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

Aux Pierrets (Viriat), un fragment de tronc d'arbre prélevé par sondage "entre 9 et 14 m de profondeur" a été daté de plus de 32 000 ans BP (LY 242) (A. Billard, 1973); dans le dragage de Montrevel, 10 km en aval (feuille Saint-Amour), des bois dragués à différentes profondeurs ont aussi été datés : $21\ 100 \pm 500$ ans BP (LY 246) à - 8 m, $25\ 700 \pm 2\ 000 - 2\ 400$ ans BP (LY 386) à - 10 m (id.). Ainsi la vallée de la Reyssouze comme celle de la Veyle contient des alluvions wurmiennes datées, et d'autres plus anciennes.

Nous avons vu en effet que la vallée de la Veyle, qui n'a jamais été alimentée en matériaux alpins frais, contient cependant des galets calcaires et cristallins outre le matériel siliceux dominant. Ce matériel, en profondeur, provient certainement des cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze qui constitueraient géométriquement la couche de fond, lesquels sont riches en calcaires et d'où pourraient aussi provenir les quelques cristallins arénisés remarquables, les cristallins frais pouvant être remaniés des moraines dombistes. Il en est évidemment de même pour la vallée de la Reyssouze où, de plus, une partie (moyenne) des cailloutis de fond pourrait appartenir au prolongement des nappes fluvioglaciales polygéniques FGxb du couloir de Certines. Quant aux cailloutis siliceux superficiels (qui admettent cependant des éléments calcaires et cristallins en faible proportion), ce n'est nullement une "nappe décalcifiée" aux dépens de la "nappe calcaire" inférieure mais une couche essentiellement remaniée des dépôts antérieurs tous pédogénisés donc altérés, probablement pendant le Würm. Les alluvions de fond de vallées seraient donc un complexe

polychronologique allant de l'Holocène au Pliocène et renfermant certainement le Würm et probablement le Riss récent pour la Reyssouze.

Leschère. Prolongement en amont de la Reyssouze, les alluvions de la vallée de la Leschère, étroit couloir méandrique, sont constituées en surface de matériaux fins : argiles noires organiques au sommet (0,50 à 1 m), argiles panachées jaune et blanc en profondeur (remaniement de limons?), d'épaisseur totale faible (1 à 5 m), et localement tourbeuses en surface. La tourbière de la Tranclière (A. Billard et H. Méon-Villain, 1965) a fourni une séquence pollinique attribuée à l'Atlantique et au Subboréal, contenant notamment par fréquence décroissante : *Alnus*, *Quercus*, conifères, *Fagus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Betula*, *Carpinus*, avec, en surface, *Castanea* et *Juglans* (pollens actuels?), plus des herbacés. D'après les auteurs, les niveaux compris entre 1,05 et 1,90 m de profondeur seraient pliocènes par la présence de certains pollens tertiaires. Mais le sondage s'est arrêté sur des graviers et le substrat argileux pliocène le plus proche, connu au sondage des Braconnières (7-14), est à 9 m de profondeur. Il est donc plus vraisemblable que les limons de fond de la Leschère appartiennent en totalité à l'Holocène, que les pollens tertiaires sont remaniés, et que ce remplissage est emboîté dans le remplissage rissien du couloir de Certines.

Jy + z. Cônes torrentiels de déjection des combes du Jura. On a noté ainsi une série de cônes de déjection de faible ampleur issus soit de petits affluents rive droite de la Reyssouze, soit de petits ravins du Revermont et se raccordant au fond légèrement déprimé du plateau de Tossiat. Leur faciès est inconnu, mais doit être fonction des dépôts représentés dans les bassins versants, c'est-à-dire essentiellement argileux et caillouteux (quartzites dans la Reyssouze et au pied du plateau de Revonnas, calcaires au pied du Revermont). On connaît seulement celui du pied du plateau de Revonnas, limon marbré jaune orangé à veines blanches au sommet (2,70 m), reposant sur la moraine de fond argileuse altérée en surface sur 1,80 mètre.

Fz. Alluvions récentes des lits majeurs de l'Ain et du Suran. Leur importance est ici très limitée et leur extension maximale concerne le Suran dans le secteur Mas Bertin - Bohas. Un petit forage, en rive gauche du Suran à hauteur de Noblens (651-4-11) donne la coupe suivante :

- 1,10 m de terre végétale sur une argile brune compacte ;
- 0,40 m d'argile jaune sableuse ;
- 2,20 m de graviers grossiers à matrice sableuse, faiblement argileuse ;
- 2,50 m d'argile calcaire jaune et bleue. Cette dernière formation pourrait être le substrat glacio-lacustre (GLx) des alluvions récentes du Suran.

Colluvions, épandages et remplissage complexe de dépressions

FL-Cy-z, F-Cy-z. Remplissage complexe de dépressions. On a ainsi représenté le complexe de remplissage de la cuvette de Drom - Ramasse où le substratum est souvent masqué par un dépôt qui n'a pu être analysé. La notation génétique veut signifier qu'il s'agit d'un complexe alimenté par colluvionnement, ruissellement, mais aussi peut-être par cours d'eau temporaires et zones palustres. Il n'existe ni alimentation, ni exutoire superficiel et l'étude historique montre que cette cuvette était épisodiquement inondée, parfois pour de longues périodes, jusqu'au percement du tunnel d'assèchement en direction du Suran. Ce remplissage est formé de matériel fin ; quelques dépôts tourbeux ont localement été observés dans des tranchées.

R-C. Complexe de dépressions. Argiles résiduelles et colluvions associées. Dans la cuvette de Confranchette d'en-Bas — Soblay, le substratum est caché par une couverture où se mélangent des argiles altérées de l'Oxfordien, des fragments calcaires et des colluvions fines ainsi que des galets siliceux provenant des placages d'argiles résiduelles à quartzites avoisinants.

C. Colluvions des fonds de vallons. Les colluvions C occupent le fond en berceau des nombreux petits collecteurs qui drainent les eaux superficielles. Leur composition est étroitement dépendante des formations locales. Elles sont presque exclusivement constituées de matériaux fins, argiles grises à gris noirâtre, fréquemment oxydées, à charge sableuse variable, mis en place par ruissellement et solifluxion. Sur le plateau de la Dombes elles incluent parfois de rares éléments grossiers empruntés aux moraines locales.

CF. Colluvions et alluvions non différenciées des collecteurs d'importance secondaire. Des dépôts, pour l'essentiel colluvions (C), remplacés dans les parties les plus larges du thalweg par des alluvions (F), se rencontrent le long de quelques collecteurs, en amont de la nappe alluviale Fz.

Au Nord-Ouest de Bourg-en-Bresse, en rive droite de la Reyssouze, des bras alluviaux anastomosés portent ce type de dépôts mixtes.

A. Formations de pentes et de versants. Importantes sur la bordure occidentale du Jura, de Jasseron jusqu'au Sud de la feuille, et entre Journans et Gravelles, elles masquent le substrat. Elles sont formées d'argiles d'altération plus ou moins solifluées, et de fragments calcaires cryoclastiques. Leur épaisseur, sans doute variable, est impossible à préciser.

E. Eboulis. Ils ont très peu d'importance dans le périmètre de cette feuille et on les a distingués des formations de pente seulement lorsque les fragments calcaires deviennent prédominants.

Formations superficielles

R, R/m. Argiles résiduelles d'altération. En rive droite du Suran ces formations, de teinte rougeâtre, recouvrent le Jurassique supérieur et surtout le Crétacé inférieur. Leur épaisseur est faible, 1 m en moyenne, mais suffit à masquer le substrat.

Sous la notation R/m, a été indiquée la présence de sables molassiques miocènes reconnus en sondage sous une couverture superficielle d'altération.

RCh. Argiles résiduelles à chailles. Au Nord et au Sud de Saint-Martin-du-Mont, des argiles à chailles et fragments de silex, nées probablement de l'altération du Bajocien et, peut-être, de certains faciès bathoniens, forment écran aux observations. Ces argiles à chailles sont plus répandues en réalité que ne l'indique la cartographie, particulièrement dans le Revermont sens strict.

RQ. Argiles résiduelles à quartzites du bois de Fromente. Limon jaune-brun, non calcaire, à galets généralement de taille moyenne (≤ 10 cm, mais pouvant atteindre 40 cm), bien arrondis, polygéniques (siliceux dominants : quartzites, grès quartzeux, quartz, chailles et silex peu nombreux, quelques calcaires épuisés et cristallins altérés, pulvérulents ou encore solides), sans structure. Cette formation a été observée dans deux coupes artificielles : dans la fouille du pont

autoroutier au Nord de Neuville-sur-Ain, les limons contiennent des poches irrégulières plurimétriques de cailloutis, et sont piégés dans une poche karstique très irrégulière des calcaires du substrat sous une épaisseur d'environ 4 m ; dans une fondation entamant le versant sous le château d'eau de Neuville-sur-Ain où ils ont une épaisseur de 1 m, ils sont conformes à la pente et reposent en discordance de ravinement sur des argiles à bancs sablo-argileux jaunes, non calcaires, litées horizontalement, et sont recouverts de limons bariolés, de sables roux en colluvions superficielles.

Cette formation semble recouvrir, sous une faible épaisseur, la surface irrégulière du bois de Fromente et le plateau de Pampier (feuille Ambérieu) au-dessus de Neuville-sur-Ain (angle sud-est de la feuille). Il s'agit probablement d'une moraine altérée correspondant aux moraines externes des Dombes (Gxa).

p-IV. Couverture argilo-sableuse polygénique décarbonatée d'âge non déterminé (anté-rissien et rissien). Sables et silts siliceux, micacés, roux, parfois lités, argiles. Les marnes de Bresse (*s.l.*) sont masquées par une formation sablo-silteuse et argileuse dont la genèse se révèle très compliquée. Ce recouvrement représente en fait un véritable complexe de couverture dont la constitution relève de phénomènes variés et très mal connus.

Considérée auparavant comme la phase terminale plus sableuse du complexe des marnes de Bresse il apparaît maintenant, à la lumière des dernières découvertes faites en Bresse du Sud, plus précisément en fonction de l'histoire glaciaire de la dépression telle qu'on peut la concevoir, que cette couverture, azoïque et aphytique, riche en éléments détritiques fins, ne représente peut-être pas une véritable séquence sédimentaire. Elle résulte plus vraisemblablement des phénomènes d'altération et de remaniement peut-être répétitifs, s'exerçant sur les sédiments en place.

Exondées pendant un temps indéterminé, les couches superficielles des marnes de Bresse ont été le siège de toutes les formes d'altération imposées par le climat ; immergées elles ont subi des remaniements mécaniques accumulant là des sables, ailleurs des argiles. Il est à noter qu'aucun des constituants de la couverture argilo-sableuse p-IV ne se signale par son originalité ; tous sont normalement inclus dans les faciès avoisinants ou sous-jacents.

La submersion de la Bresse par un grand lac glaciaire, dont le niveau aurait atteint l'altitude de 265-270 mètres avant de décroître, paraît être maintenant une donnée acquise dont les conséquences, au moins géographiquement par l'extension des eaux dans la Bresse, sont très importantes. Mais il est très difficile d'apprécier d'une part l'action de cette submersion sur des sédiments anciens déjà altérés et vraisemblablement remaniés, et d'autre part l'activité sédimentaire de ce lac, réceptacle de toutes les eaux de fusion des glaces et de toutes celles drainant les bordures.

La couverture p-IV est le plus fréquemment représentée par un silt ou par un sable fin à moyen, siliceux, homométrique, parfois micacé, de couleur beige ou beige-brun que l'on rencontre sur des épaisseurs variant de 1 à 4 mètres. Des litages horizontaux peu marqués y ont parfois été observés à la faveur de rares coupes.

Une charge argileuse très variable, de couleur grisâtre, généralement marquée de plages ou de marbrures d'oxydation brunâtres affecte la fraction silto-sableuse et contribue à diversifier la composition de cette couverture qui,

localement, prend l'aspect d'un limon marbré passant en profondeur à un matériau plus argileux assez compact.

Les relations géométriques et stratigraphiques de la couverture p-IV avec les limons CEa ne sont pas connues. Il est possible, sinon probable, que les limons CEa situées au-dessous de l'altitude 260-265 m soient en totalité ou pour partie équivalents de la formation p-IV. Par contre les limons CEa situés plus haut, et notamment sur les plateaux caillouteux de Ceyzériat — Revonnas, sont autres et probablement d'origine éolienne.

CEa . Limons marbrés non calcaires de recouvrement des formations anté-rissiennes. A l'extérieur du complexe des moraines externes et des formations glacio-lacustres associées, le plateau d'alluvions anciennes de Jasseron est entièrement recouvert par une formation limoneuse continue, interrompue uniquement au niveau des principaux thalwegs. Ces limons ont été observés dans une fouille de fondation à Ceyzériat, cote 306 m : limons jaunes très marbrés de jaune orangé, avec réseau de larges veines blanches, et niveau de grosses concrétions noires Fe-Mn épais de 0,20-0,30 m à moins de 1 m du sommet. La couche superficielle, épaisse de 1 m environ, est beaucoup moins marbrée et de couleur plus claire (jaune-gris à petites veines blanches). L'ensemble, non calcaire, a une épaisseur de plus de 3 mètres.

A Créchon, cote 247 m, une tranchée de 3 m de profondeur a montré un limon bariolé orangé et gris-bleu, à enduits noirs Fe-Mn localement, réduit gris et bleu au sommet (0,80 m), non calcaire.

L'épaisseur de ces limons est variable mais forte. Elle atteint 8,40 m au sondage PI 14 de l'autoroute sur le plateau de Jasseron et 6 m sur le relief de Revonnas. Il s'agit vraisemblablement de formations éoliennes anciennes très altérées, d'âge indéterminé, auxquelles peuvent s'associer des dépôts fins d'origine glacio-lacustre au-dessous de la cote 265 (p-IV).

CEb . Limons non calcaires de recouvrement des formations rissiennes. Les moraines dombistes et leurs formations associées sont uniformément recouvertes de limons non calcaires, plus ou moins épais. Seuls les fonds de vallée (Reyssouze, Veyle et gros affluents) et les nappes alluviales plus récentes du couloir de Certines en sont dépourvus. L'observation de ces limons est difficile car aucune coupe permanente n'existe.

La tranchée de l'autoroute à Donsonnas — en Gouty a montré un limon jaune non panaché, homogène, assez peu compact, à rares petits galets siliceux et plus épais dans les creux (colluvionnement), d'une épaisseur d'environ 1 mètre. Une fondation à Neuville-sur-Ain a montré, sur une moraine altérée, un limon panaché jaune et blanc très compact avec quelques enduits noirs Fe-Mn, coupé d'un lit de sables roux compacts à petits galets siliceux et altérés (0,30 m) sur une épaisseur de 0,50 m environ.

La puissance de ces limons est variable et généralement faible, de l'ordre de 2 m ou moins (sondages du plateau dombiste), sauf dans les vallonnements où elle peut atteindre 5 m (Saint-André-sur-Vieux-Jonc). Il s'agit très probablement de loess altérés car leur gisement ne permet pas d'envisager une autre origine.

X. Remblais. Les notations X sont peu fréquentes et très dispersées. Elles intéressent en général d'anciennes excavations : carrières, gravières, etc. comblées

le plus fréquemment par des déblais ou divers détritiques et susceptibles d'être confondues, après aménagement superficiel, avec des terrains naturels. Les remblais évidents : digues, talus routiers ou de voies ferrées ont été exclus de cette notation.

PALÉONTOLOGIE DES FORMATIONS BRESSANES

Pour l'essentiel les découvertes paléontologiques sur le territoire de la feuille Bourg-en-Bresse proviennent des gravières ouvertes dans les vallées de la Veyle et de la Reyssouze. En dehors de ces sites privilégiés et généreusement explorés, les vestiges de cette sorte sont rares.

S'il n'y a là rien d'exceptionnel pour ce qui concerne les restes de Mammifères, rares dans l'ensemble de la Bresse, on doit regretter la médiocrité des récoltes malacologiques en sondages dans les formations bressanes affleurantes alors qu'immédiatement au Nord le secteur de Saint-Amour s'est montré particulièrement riche.

En outre il s'avère que les 4/5 du substratum bressan de la feuille Bourg-en-Bresse sont masqués par des formations caillouteuses variées qui, se prolongeant vers le Sud jusqu'à la vallée de l'Ain, rendent malaisé sinon impossible l'accès aux marnes sous-jacentes présumées fossilifères. Or c'est précisément sous la Dombes morainique que l'on peut raisonnablement espérer rencontrer les termes paléontologiques intermédiaires entre le Pliocène bressan et le Miocène terminal de la costière d'Ain.

De telles lacunes fauniques concourent à laisser dans l'ombre des fractions plus ou moins longues de l'histoire géologique de la Bresse. Par exemple les faunes du Pléistocène moyen sont inconnues dans toute la dépression. Dans de telles conditions l'établissement d'une échelle stratigraphique complète basée sur une continuité faunique doit être ajourné.

Pour ces raisons le principe d'une biozonation associant dans la mesure du possible les lignées évolutives de Micromammifères (J. Chaline et P. Mein) et les faunes malacologiques (J.-J. Puisségur) a été retenu à titre transitoire.

Sur le territoire de la feuille Bourg-en-Bresse trois sondages ont fourni des faunes malacologiques de cachet tempéré. Ces trois associations appartiennent à l'étage pliocène, confirmant les observations déjà faites à propos d'autres cartes de la Bresse du Sud (ex : Montpont-en-Bresse et Saint-Amour) et l'absence de faunes d'âge pléistocène.

Deux de ces faunes ont pu être classées dans la malacozone la plus ancienne définie en Bresse dite de Desnes (localité située à 10 km au Nord-Ouest de Lons-le-Saunier). Elles ont été recueillies à Meillonas, les Communaux, dans le sondage 4-23 à la cote 258-259 et à Certines, les Braconnières, dans le sondage 7-14 à la cote 232. La malacozone de Desnes est représentée par une association, terrestre pour l'essentiel, dont la plupart des espèces sont déjà connues à Hauterives (Drôme) et à Celleneuve (faubourg de Montpellier). On y note la présence de *Theodoxus philippeï*, espèce aquatique caractéristique des grands cours d'eau.

La troisième faune trouvée à la cote 218 dans le sondage 8-16 exécuté à Meillonas, la Raza, dans la seule carrière de terre d'engobe encore en activité,

a été rattachée à la malacozone des sables de Neublans représentée habituellement par une association terrestre et aquatique dont l'espèce directrice est *Melanopsis brongniarti* (terrestre dominant) mais ici seules des espèces aquatiques sont présentes.

Notons que la position altimétrique relative des deux faunes trouvées sur la commune de Meillonas est curieuse, voire anormale. La plus ancienne, rattachée à la malacozone de Desnes, est située à 288 m alors que celle de la carrière de la Raza, très proche et plus jeune (malacozone de Neublans), a pour altitude absolue 218 mètres.

Afin de compléter la liste des découvertes paléontologiques de la feuille Bourg-en-Bresse, il faut rappeler l'*Equus robustus* signalé par F. Tardy en 1895 (le squelette de ce cheval a été trouvé à 2,50 m de profondeur dans un sable argileux verdâtre sur le plateau de Bel-Air dans la ville même de Bourg), ainsi que les molaires d'*Elephas primigenius* provenant des graviers dragués sur une profondeur de 8 m dans la vallée de l'Irance au Sud-Ouest de Polliat (A. Journaux, 1956, p. 388).

APERÇU STRUCTURAL DE LA BORDURE JURASSIENNE

UNITÉS STRUCTURALES

La structure de la bordure jurassienne se compose d'unités accolées, d'axe N-S dans le Sud de la feuille jusqu'à la hauteur de Ceyzériat, s'infléchissant ensuite vers le N.NE, avec un nouveau redressement vers le Nord à la limite septentrionale de la feuille.

D'Ouest en Est, on distingue :

- le système anticlinal du Revermont, sens strict ;
- le synclinal de Drom - Ramasse ;
- l'anticlinal faillé du Mont de la Rousse ;
- le synclinal de Villereversure.

Le système anticlinal du Revermont, sens strict (1). Son élément principal est un anticlinal sinueux à coeur de Bajocien, séparé en deux à la hauteur de Ceyzériat :

- au Nord, l'anticlinal col de France - Mont July ;
- au Sud, l'anticlinal Sénissiat - Saint-Martin-du-Mont.

(1) Ce sens strict limite le Revermont aux chaînons externes de la bordure jurassienne. Dans un sens plus large, le terme est souvent utilisé dans la littérature pour tout le Jura externe, à l'Ouest et au Nord de l'Ain, jusqu'au Vignoble lédonien.

● **L'anticlinal col de France — Mont July.** C'est un anticlinal coffré à voûte plane. Son flanc occidental offre un pendage moyen de 20 à 25° vers l'Ouest ; son flanc oriental présente des pendages un peu plus accentués, qui s'exagèrent le long d'un grand accident longitudinal l'interrompant à l'Est. Du Mont July au hameau des Combes, l'axe du pli est de direction N 5°E et des cassures transverses (pratiquement E — W), subverticales, compartimentent la structure. Au-delà du hameau des Combes, vers le Nord, l'axe subit un infléchissement vers le N.NE au niveau d'une faille transverse qui affaisse l'ensemble. A l'approche du col de France, un double système de cassures ramène à l'affleurement le Bajocien inférieur et, seul, le flanc occidental de l'anticlinal est conservé. Son flanc oriental est tronqué par l'infléchissement vers le Nord de l'accident longitudinal de bordure. En s'éloignant du col de France, vers le Nord, la fermeture périclinale se dessine et, immédiatement à l'Est de l'accident bordier, un petit anticlinal (Mont Grillerin — Grand Mont Charvet) prend le relais ; il chevauche vers l'Ouest le prolongement monoclinale de l'anticlinal du Revermont.

De Jasseron à Meillonas, le Revermont a son flanc occidental masqué sous des éboulis de pente et des alluvions. Il est bordé, à l'Ouest, par une structure encore plus externe, le Mont de Sancier qui, à son extrémité nord près de Meillonas, montre l'allure d'un anticlinal déversé vers l'Ouest, avec des pendages inverses de 60 à 75°E à SE. Rapidement vers le Sud, le flanc occidental est seul préservé, avec de très forts pendages (moyenne 80°) vers l'Ouest. A son bord occidental le Mont de Sancier est interrompu par un accident, souligné de brèches tectoniques, au long duquel le Jurassique supérieur est en contact avec des poudingues oligocènes très redressés.

● **L'anticlinal Sénissiat — Saint-Martin-du-Mont.** L'anticlinal du Revermont réapparaît au niveau de Sénissiat avec une enveloppe périclinale bien dessinée. A la hauteur de Journans, un système complexe d'accidents transverses, orientés vers l'E.NE, amène en chevauchement sur le Bajocien de Sénissiat une écaïlle de Jurassique supérieur. Le forage JR 102 (651-8-1) a montré la complexité tectonique de ce secteur où l'anticlinal du Revermont chevauche des dépôts tertiaires par l'intermédiaire de son flanc inverse très laminé. Au Sud de l'écaïlle de Journans, l'anticlinal subit une forte torsion de son axe en direction de l'Est, avant de reprendre une orientation méridienne. Interrompu à nouveau à Saint-Martin-du-Mont, il réapparaît, au Sud, dans le Mont de la Vaivre, puis disparaît définitivement contre l'accident oblique du Mont Turgon.

De Ceyzériat jusqu'à la hauteur de Tossiat, masquée ensuite sous des formations de pente, une lanière de Jurassique supérieur constitue la terminaison affleurante du Jura : il s'agit du flanc inverse à fort plongement est (60 à 70°) d'un anticlinal chevauché par le pli du Revermont. Au Sud du Fayet, on retrouve des témoins discontinus d'une lanière externe de Jurassique supérieur avec, cette fois, des pendages normaux vers l'Ouest ou le Sud-Ouest, forts (50°) au château de la Roche, beaucoup plus faibles (15°) à la Chapelle.

Le synclinal de Drom — Ramasse. Resserré au Nord de Montmerle et accidenté de fractures, il s'élargit au Sud de Drom et vient se refermer au Sud de Ramasse. Son flanc occidental est constitué, au Nord, par la retombée orientale de l'anticlinal Mont Grillerin — Grand Mont Charvet. Les pendages s'accroissent en direction du Sud pour atteindre une valeur de 80° vers l'Est, et même devenir inverses (60 à 70°W) au bord de la RN 436, peu à l'Est du col de France ; ils sont ensuite verticaux dans la Côte de Luy et au début de la Côte des Alagniers, puis s'aplanissent progressivement, passant de 45 à 50°SE près de la chapelle Notre

Dame des Conches à 10°E au col de la Pérouse. Des cassures transverses accidentent ce bord ouest du synclinal.

Le flanc est n'est presque jamais conservé. Il est, en effet, tronqué par une nouvelle unité, le chaînon Mont de la Rousse — Montagne de Valuisant — Mont Grenier.

Au coeur du synclinal entre Drom et Ramasse, les couches sont horizontales. Il n'est pas possible de suivre, sur le terrain, le raccordement de ces couches avec les bordures mais il est vraisemblable d'admettre que, en son centre, la structure est celle d'un synclinal coffré à fond plat.

Le chaînon Mont de la Rousse — Montagne de Valuisant — Mont Grenier. C'est un anticlinal rectiligne d'axe N 10°E, bordé de fractures parallèles à sa direction. Le coeur de la structure est lui-même affecté d'un accident longitudinal qui accentue la dissymétrie entre les deux flancs. Des cassures transverses compartimentent cet ensemble et, en particulier, la faille du col de la Rousse provoque un petit repli anticlinal annexe. Dans la Montagne de Valuisant, le flanc est, entre la fracture axiale et un accident oriental de bordure, présente des couches verticales. Au niveau de la route D 81 une fracture oblique décrochante décale légèrement vers l'Est la structure qui, du Mont Grenier à Rignat, devient un synclinal coïncé entre deux accidents grossièrement parallèles. Au Sud de Rignat, le chaînon perd son individualité : seul présent son flanc est à pendage oriental se confond avec le bord occidental du prolongement du synclinal de Villereversure.

Le synclinal de Villereversure. Depuis le Nord de la feuille jusqu'à Rignat, son bord occidental est tronqué par l'accident bordier du Mont de la Rousse qui met en contact l'Hauterivien du synclinal avec le Kimméridgien supérieur du chaînon de la Rousse. Dans sa partie nord, la structure est oblitérée par des argiles résiduelles et des alluvions, mais les rares affleurements montrent un remplissage de Crétacé inférieur, Valanginien et Hauterivien, et des variations de pendages qui marquent soit des ondulations, soit un compartimentage par failles.

Au Sud-Ouest de Noblens, la reconnaissance par sondages de faciès sableux, probablement miocènes, indique l'axe de la structure. Près de Bohas, et de part et d'autre du village, un double repli synclinal et un système de fractures orientées au Nord-Est individualisent une quasi-fermeture d'un premier bassin, accusée, au bord oriental, par le chevauchement, en série inverse à fort pendage (80°E.SE), du Kimméridgien supérieur de l'unité du Grand Corent qui limite à l'Est le synclinal (feuille Nantua).

Au-delà, vers le Sud, l'axe synclinal est rejeté vers l'Est et se trouve chevauché par l'unité du Grand Corent. Au Sud-Est de Bohas, dans la zone de contact, a été observée une minuscule écaille d'Oxfordien moyen fossilifère : la zone de chevauchement pourrait être relativement complexe. Dans cette partie sud il ne reste donc du synclinal que son flanc occidental, bien développé, avec un faible pendage vers l'Est.

Le Bassin de Soblay. Entre Confranchette-d'en Bas et Soblay, se trouve une petite cuvette fermée avec dépôts molassiques et d'argiles à lignite du Miocène terminal. La morphologie en est confuse du fait des travaux anciens d'exploitation des lignites, mais on y remarque plusieurs entonnoirs profonds, à aspect de doline. Au fond de l'un deux affleurent les dépôts ligniteux mais ils sont aussi présents, en bordure de la route de Confranchette à Soblay, dans une zone

n'ayant pas cette même morphologie. Le rebord jurassique semble accidenté d'une cassure méridienne, immédiatement à l'Est de Soblay, mais, nous l'avons signalé plus haut, les brèches conglomératiques situées à ce niveau, malgré un faciès rappelant l'Oligocène, pourraient être d'âge kimméridgien (*E. jaccardi* dans les éléments et dans le ciment). Aucun des travaux ou sondages effectués ne paraît avoir atteint le substrat et, dans l'état actuel des connaissances, on ne peut définir les conditions structurales qui ont favorisé ces dépôts. L'hypothèse consistant à rejoindre, par une étroite gouttière synclinale, les couches miocènes de Soblay à celles de Varambon (au Sud, sur la feuille Ambérieu) n'est confirmée par aucune observation. La cuvette de Soblay paraît être isolée et rien ne prouve que les dépôts à lignite y constituent un remplissage uniforme : ils pourraient, tout aussi bien, former le remplissage karstique de poches distinctes. Le substratum est très probablement composé des calcaires du Jurassique supérieur, perforés de dolines, dans un petit bassin, effondré tectoniquement.

FAILLES ET ACCIDENTS

Ils appartiennent à trois familles :

- les accidents longitudinaux, de direction méridienne à N.NE ;
- les failles transverses, orthogonales aux précédents ;
- les cassures obliques, orientées au Nord-Ouest ou au Nord-Est.

Les accidents longitudinaux. Ils séparent les principales unités. On distingue d'Ouest en Est :

- un grand accident de bordure qui jalonne le flanc ouest du Mont de Sancier et se poursuit au Nord de Meillonas. Son prolongement sud peut s'observer à Ceyzériat, dans le ravin de Vallière, et probablement dans le niveau de brèches visible au bord de la route D 52, au Sud de Revonnas. C'est un contact anormal chevauchant, à forte pente vers l'Est ;
- l'accident séparant le Mont de Sancier de l'anticlinal du Revermont. Il n'est pas directement visible, la dépression de France étant oblitérée par des éboulis de pente et des alluvions. Cependant, on constate une forte différence des valeurs de pendage entre le flanc occidental bathonien (20 à 25°NW) du Revermont et le Jurassique supérieur du Mont de Sancier (60 à 80°NW, déversement local). Cet accident est donc fort probable ; il est interprété comme un plan de rupture à pendage sud-est assez fort, avec chevauchement du Revermont sur le coeur replié de la structure anticlinale du Mont de Sancier dont, pratiquement, seul le flanc ouest est conservé. Plus au Sud, cet accident trouve son prolongement dans celui qui sépare la lanière Ceyzériat — Revonnas de l'anticlinal du Sud-Revermont ;
- l'accident de la bordure orientale du Revermont. Du Mont July jusqu'aux abords du col de France, il a un tracé légèrement concave vers l'Ouest et fait chevaucher le bord occidental du synclinal de Drom — Ramasse sur l'anticlinal du Revermont ; son inclinaison vers l'Est ou le Sud-Est ne doit pas dépasser 40°. Au-delà vers le Nord, il prend une direction subméridienne, devient plus rectiligne et fait disparaître tout le flanc oriental du Revermont ; dans ce secteur sa pente doit être beaucoup plus forte. Il jalonne ensuite le bord occidental de l'anticlinal annexe du Grand Mont Charvet qui tend à se déverser vers l'Est ;
- les accidents du Mont de la Rousse. Leur tracé est presque rectiligne et suggère des cassures sub-verticales affectant un anticlinal très resserré, entre deux bassins effondrés ;

— l'accident de la bordure occidentale du chaînon du Grand Corent. Situé en limite orientale de la carte, il n'apparaît ici que localement. Il amène le chevauchement du Grand Corent sur le Crétacé du synclinal de Villereversure.

Les accidents transverses. Un grand nombre de cassures transverses, généralement perpendiculaires aux structures, les compartimentent et recoupent les accidents majeurs longitudinaux. Ces cassures, à faible rejet, semblent être subverticales. Elles sont généralement limitées à un seul des éléments structuraux mais on peut remarquer que la faille du col de France paraît avoir son correspondant dans celle du col de la Rousse, sans qu'il soit possible de dire si cette correspondance est fortuite ou s'il s'agit d'un accident continu.

Les cassures obliques. D'autres familles d'accidents, obliques ceux-ci et orientés soit vers le N.NE, soit comme dans le secteur de Saint-Martin-du-Mont vers le N.NW, agissent en décrochement-coulissement. Ces accidents doivent être les plus récents du réseau de fractures affectant le domaine jurassien. L'examen des photos aériennes met en évidence ce système mais il est bien difficile de le retrouver sur le terrain à cause de la couverture végétale et des formations superficielles. La cartographie n'a retenu que les principaux de ses éléments ou, du moins, ceux qui ont semblé tels en cartographie.

En résumé, le secteur jurassien montre quatre directions principales d'accidents, deux à deux orthogonales : grands accidents N.NE et failles transverses E - W ; fractures obliques orientées N.NE et N.NW.

Le secteur de Saint-Martin-du-Mont est particulièrement complexe ; l'interprétation en est délicate et loin d'être définitive.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE, ALTÉRATION, PÉDOGENÈSE

Évolution morphologique

Miocène. On ne sait rien, dans le cadre de la feuille, sur l'évolution morphologique au Miocène. On peut seulement estimer que les reliefs actuels étaient déjà esquissés : dépression bressane marine, lagunaire puis lacustre, dominée par l'Ouest du Jura en cours de soulèvement et de plissement, puis charriage vers l'Ouest au Messinien. La discontinuité stratigraphique messinienne, postulée d'après l'exemple de la vallée du Rhône plus au Sud, et repérée palynologiquement dans les sondages (Viriat notamment), n'apparaît pas en fait dans la lithologie, et on peut se demander si en fait le milieu lacustre ou palustre du Miocène ne s'est pas poursuivi sans discontinuer jusqu'au Pliocène, les faciès étant sensiblement les mêmes.

Pliocène. Quoi qu'il en soit la sédimentation en milieu lacustre et/ou palustre reprend ou continue jusqu'au Pliocène supérieur selon Jan du Chêne (1974), et s'achève par deux épandages caillouteux d'origine rhodanienne peu distants stratigraphiquement et probablement chronologiquement : les cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze puis les cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois. Le sommet du remplissage pliocène bressan est donc représenté par le plateau de Polliat constitué de marnes de Bresse *l.s.* à l'Ouest de la Reyssouze, et par le plateau de Jasseron formé de cailloutis grossiers recouverts de limons peut-être aussi d'origine lacustre à l'Est. Ces deux surfaces qui n'ont subi aucune érosion apparente depuis leur édification, sinon des ravinements fluviaux régressifs, sont encore très bien conservées et représentent très probablement la morphologie finale du remplissage pliocène bressan, compte non tenu des possibles

déformations (faibles) postérieures : relèvement d'ensemble d'un niveau initialement plus bas (?) et relèvement différentiel un peu plus accentué en bordure du Revermont. Ces deux surfaces, qui ne se trouvent pas tout à fait dans le prolongement l'une de l'autre (le plateau de Jasseron est relativement plus élevé de quelques mètres (cf. coupe n° 1)) présentent une pente conforme avec les directions d'apport alpines, c'est-à-dire du Sud-Est vers le Nord-Est, et avec la morphologie de la dépression dont le secteur le plus bas, au centre, se trouve dans la région de Louhans. Les valeurs des pentes sont les suivantes :

Pente	Plateau de Polliat (Marnes de Bresse)	Plateau de Jasseron (Cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois)
Sud-Nord	0,2 %	0,16 %
Est-Ouest	0,19 %	0,22 %

Ces plateaux sont actuellement interrompus vers le Sud par une limite de recouvrement et/ou d'érosion glaciaire et fluvio-glaciaire au niveau des moraines externes. Initialement ils devaient se prolonger vers le Sud jusqu'au débouché du Rhône, hors de la zone montagneuse, en un secteur inconnu. Il n'en reste d'autres témoins que le Mont Margueron et le bois de Priay (cote 342 m, feuille Ambérieu), qui représentent probablement une partie amont de l'alluvionnement caillouteux de Ceyzériat, et dont le niveau actuel, trop élevé, semble incompatible avec une pente sédimentaire normale.

Pléistocène. Pour ce qui concerne la Bresse du Sud on ne sait rien de l'évolution morphologique qui a suivi la fin de l'alluvionnement pliocène, jusqu'à l'avancée du glacier du Rhône jusqu'à Bourg, à la fin du Pléistocène moyen (Riss ancien)*. Peut-être la Bresse est-elle restée une dépression fermée lacustre et palustre, sans aucun relief, peut-être aussi une amorce de drainage s'était-elle constituée, autour d'un axe hydrographique qui ne pouvait que préfigurer l'actuelle Saône, d'où des affluents remontaient par érosion régressive. Telles pouvaient être les rivières actuelles de la Reyssouze et de la Veyle. L'inscription des terrasses fluvio-glaciaires de part et d'autre de la Reyssouze dans les plateaux pliocènes peut le laisser supposer.

Quoi qu'il en soit la morphologie actuelle de la feuille Bourg est déterminée essentiellement par la glaciation de Riss. L'avancée du glacier du Rhône, dessinant deux lobes sur le plateau bressan jusqu'à Bourg a provoqué une érosion superficielle plus ou moins importante des termes supérieurs pliocènes, et un recouvrement par des matériaux morainiques, fluvio-glaciaires et glacio-lacustres. On peut en retracer l'évolution suivante :

— dans le premier stade (maximum d'extension connu) se construit le vallum de Chaveyriat — Corgenon et le vallum de Péronnas — Saint-Just, en milieu lacustre (lac de niveau 260-265 m). L'arc de Chaveyriat subsiste presque intégralement, bien que fortement émoussé, tandis que celui de Péronnas — Saint-Just est presque entièrement détruit par les écoulements fluvio-glaciaires latéraux, et il n'en reste que les petits buttes de Péronnas — Bellevue et de Saint-Just — la-Torchère. En amont de la jonction les moraines médianes de Longchamp-Biollet s'édifient. En aval, l'écoulement fluvio-glaciaire principal, suivant le versant du Revermont, érode le plateau de Jasseron et construit la terrasse de Saint-Just ;

* L'alluvionnement du Pléistocène inférieur est très bien représenté en Bresse au Nord.

— dans un deuxième stade (début du retrait), le glacier se stabilise au niveau du vallum de Seillon, seul bien conservé. Le bloc occidental, fondant dans un lac de cote 240-245 m occupant la dépression centrale de Condeissiat, ne laisse d'autres traces que des buttes résiduelles émergeant du plateau 240 m de l'Etoile, représentant le colmatage glacio-lacustre de ce lac. Les écoulements fluvio-glaciaires principaux se font toujours en direction de la Reyssouze, avec la construction de la terrasse fluvio-glaciaire du plateau de Bourg (Péronnas — Saint-Denis). Ces alluvionnements aboutissent dans un lac 240-245 m communiquant avec le lac de Condeissiat par la trouée de Buellas qui existait déjà. Ce lac 240-245 m noie tous les reliefs moins élevés de la Bresse au Nord ;

— puis le glacier abandonne le territoire de la feuille Bourg et se retire plus au Sud (feuille Ambérieu). C'est à ce moment que se façonnent les terrasses fluvio-glaciaires de l'Aubépin — Montplaisant — Bourg-gare (stade 3) puis que s'individualise le couloir de Certines, dans lequel se dépose une épaisse nappe fluvio-glaciaire de retrait (la Rippe), qui se prolonge au Nord par la terrasse de Viriat (stade 4). A ce moment le lac semble avoir disparu du secteur de Bourg, ou se tenir à un niveau très inférieur dans les vallées de la Reyssouze et de la Veyle dont les cours supérieurs, au moins, existaient alors. On peut en effet affirmer que les vallées de la Veyle au Sud de Péronnas, de la Leschère (couloir de Certines), du Vieux Jonc et de l'Irance ont commencé à se constituer dès le retrait du stade 2, et à s'approfondir ensuite jusqu'à aujourd'hui selon leurs tracés d'alors.

Après le Riss ancien, pendant la période (interglaciaire ou interstadaire ?) séparant les deux épisodes glaciaires du Riss, se produit probablement un creusement de vallées, selon les cours existants, qui ne sont autres que les actuels, dont on ignore encore l'ampleur mais qui pouvait peut-être atteindre voire dépasser le niveau actuel.

Les seules modifications qui interviendront désormais concernent uniquement la vallée de la Reyssouze, la Veyle étant "fossilisée" depuis le retrait du Riss ancien. Une seconde nappe alluviale, fluvio-glaciaire et peut-être dédoublée (niveaux des Braconnières et de Panloup), s'emboîte dans la nappe de la Rippe au milieu du couloir de Certines. Issue du seuil des Rossettes (feuille Ambérieu), probablement affleuré par le glacier du Riss récent, elle s'inscrit très peu en contrebas du niveau précédent et semble disparaître, dans le secteur de Bourg, sous les alluvions actuelles de la Reyssouze. On peut sans doute placer à cette époque l'essentiel du dépôt des limons de la Dombes, qui ne sont autres que des loess altérés ensuite.

L'interglaciaire Riss-Würm est inconnu dans le cadre de la feuille. Peut-être se produit-il un nouveau creusement, modéré, des vallées ?

La glaciation wurmienne y est également très discrète. Le glacier étant resté très en retrait (Lagnieu, feuille Ambérieu) il semble qu'aucun apport "frais" extérieur ne soit arrivé. Il n'a pu se produire alors que des apports locaux, par les maigres écoulements autochtones, essentiellement sous forme de reprise des formations antérieures: remaniement et engraissement des alluvions grossières des fonds de vallées, attestés par des datations ¹⁴C dans la Reyssouze et la Veyle et la présence d'*Elephas primigenius* et *Coelodonta antiquitatis*, peut-être constitution du niveau inférieur de la Leschère (terrasse de Panloup si celui-ci se distingue du niveau des Braconnières. On peut affirmer que les vallées ont acquis leur niveau et leur morphologie actuels au Würm.

Enfin l'Holocène ne modifie en rien la morphologie constituée au Würm et même au Riss, et stabilisée depuis. Il ne produit qu'un alluvionnement fin et mince dans les fonds de vallées, daté par ^{14}C et palynologie.

Altération, pédogenèse

Toutes les formations de la feuille Bourg sont altérées en surface, et même localement en profondeur, même les dépôts fins superficiels des fonds de vallée qui résultent pour l'essentiel du remaniement des couches d'altération des matériaux environnants. Deux types d'altération semblent exister :

- une altération superficielle de type pédogénétique, liée à la percolation des eaux de pluie à travers les matériaux, la plus fréquente ;
- une altération en profondeur, de type phréatique, atteignant essentiellement les formations perméables profondes (cailloutis) et due essentiellement à des circulations aquifères.

L'altération commence à se manifester par une décarbonatation des éléments les plus fins (sables et limons matriciels), partielle puis complète, accompagnée d'un oxydation qui va du jaunissement à la rubéfaction. Dans les matériaux grossiers (cailloutis polygéniques), l'altération commence par l'attaque des éléments cristallins (granites, schistes puis gneiss et enfin amphibolites qui sont les plus résistantes), qui se ternissent puis se fragilisent et enfin s'arénisent, puis par la dissolution croissante des éléments calcaires, les éléments siliceux (quartz, quartzites, silex, chailles, etc.) restant intacts ou presque. Puis elle progresse en profondeur avec rubéfaction et argilification croissantes jusqu'à ce que le matériau soit totalement décarbonaté, les éléments grossiers altérables (cristallins, calcaires) entièrement argilisés de même que la matrice qui se colmate de plus en plus.

Les deux types d'altération peuvent bien entendu se combiner en ajoutant leurs effets ; c'est probablement le cas lorsque les épaisseurs de matériaux altérés deviennent grandes, plusieurs dizaines de mètres, notamment dans des faciès sableux et caillouteux comme par exemple les cailloutis et sables de Montracol (plus de 20 m à la Salle) et les sables de la Genetière (21 m).

L'altération phréatique peut être mise en évidence dans le complexe des cailloutis de Ceyzériat (cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze), où la partie inférieure, protégée de l'altération pédogénétique de surface par une couche d'argile non décarbonatée de 2 à 3 m d'épaisseur, montre un faciès en voie d'altération : le cailloutis polygénique (siliceux, calcaires et cristallins), à matrice sableuse grossière de couleur grise, n'est ni jauni ni rubéfié. Cependant la matrice est en voie de décarbonatation et ne fait que très peu effervescence ; les cailloutis sont indemnes, mais les éléments cristallins sont en voie d'altération, certains n'étant que fragilisés d'autres entièrement arénisés et pulvérulents, selon leur structure.

Toutes les autres formations du substrat bressan ou de la couverture domibiste relèvent d'une altération pédologique seule ou combinée avec une altération phréatique. De cette altération composite paraissent dépendre les épais décarbonatations, sans rubéfaction ou presque, qui affectent les marnes de Bresse sur 10 à 13 m d'épaisseur dans l'Est du plateau de Jasseron (secteur de Meillonas), ainsi que les sables plus ou moins graveleux qui apparaissent en

fenêtre sous le plateau dombiste (21 m à la Genetière, plus de 20 m à la Salle-Montracol, 11 m au moins au moulin de la Frétaz).

Enfin, on peut attribuer à une altération pédogénétique seule la décomposition superficielle des matériaux fins du plateau de Polliat (2,5 m aux Bayards sur des argiles), des limons de surface du plateau de Jasseron, altérés sur toute leur épaisseur (jusqu'à 8 m aux Petites Mangettes), et de la partie superficielle des cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois (19 m au sondage de Viriat Bretonnière). Enfin les dépôts de la couverture dombiste, glaciaires, fluvio-glaciaires, glacio-lacustres et éoliens relèvent entièrement de ce type d'altération.

Deux ensembles de paléosols peuvent s'y reconnaître :

— sur les formations attribuées au Riss ancien, l'altération est relativement épaisse (autour de 4 m en moyenne, parfois plus), avec décarbonatation complète, rubéfaction peu intense (7,5 à 5 YR 5/6) et argilification peu poussée (20 à 36 % dans l'horizon B d'accumulation). Le front d'altération est souvent irrégulier (poches) ;

— sur les formations attribuées au Riss récent l'altération est peu épaisse (de l'ordre de 2 m), la rubéfaction peu intense (5YR 5/8) et l'argilification faible.

L'étude pédologique détaillée des différents niveaux de la vallée de la Reyssouze — Leschère serait particulièrement délicate du fait de la composition pétrographique des cailloutis et de leur hétérogénéité. En effet les nappes de la Reyssouze, à partir de Saint-Just, se caractérisent pas une très grande richesse en éléments siliceux et une très grande pauvreté en éléments calcaires et cristallins, sans doute à cause de la reprise des matériaux altérés de l'amont du plateau de Revonnas. Les nappes de la Leschère, plus diversifiées, montrent une variation de composition d'amont en aval dans le sens d'un enrichissement en siliceux et d'un appauvrissement en matériaux altérables, jusqu'à leur disparition quasi complète, à mesure qu'elles remanient de plus en plus les altérites encaissantes. Il en résulte une très grande difficulté dans la comparaison des caractéristiques pédologiques des profils, donc de l'application de la méthode.

SOLS, VÉGÉTATION NATURELLE ET CULTURES

Végétation naturelle

Les groupements végétaux se répartissent en deux grands ensembles écologiques.

La zone collinéenne, constituée, sur la bordure est de la coupure, par les chaînons calcaires du Revermont, porte deux séries de végétation :

— *la série de la Chênaie-Charmaie*, qui se développe sur des sols bruns relativement profonds, assez bien différenciés, aux expositions nord, nord-est et nord-ouest. Les conditions pédologiques déterminent deux faciès :

● la Chênaie-Charmaie à Chêne sessile faciès neutrophile (cf. *Carpinion betuli* Oberd. 31) ;

● la Chênaie-Charmaie thermophile (où le Chêne pubescent annonce le passage à la série suivante) présente aux expositions sud, sud-est et sud-ouest sur calcaires et marnes (*Quercion pubescenti petraea* Br.-Bl. 31) ;

— la série de la *Chênaie pubescente* à Buis, bien que le Chêne pubescent ne soit pas aussi fréquent en Revermont qu'en Bas-Bugey, existe néanmoins sur de grandes surfaces, représentée principalement par des groupements à Buis, Erables, Cytise (*Laburnum anagyroides*) où le Robinier est très souvent envahissant. On distingue :

- les groupements ouverts à Buis, Chêne pubescent, Coronille (*Coronilla emerus*), le plus souvent sur calcaire massif et sols secs (rendzines) (*Quercobuxetum* et *Quercolithospermetum* Quantin 1935) ;
- les landes qui résultent de l'abandon des pâturages, des cultures et surtout de la vigne dans les parcelles en pente et difficiles d'accès ;
- les pelouse sèches, sous-pâturées (ou en voie d'abandon), dominées par le Brome (*Bromus erectus*), l'Avoine élevée (*Arrhenatherum elatius*) et le Brachypode (*Brachypodium pinnatum*).

La flore de cette série est bien diversifiée, mais beaucoup moins riche en espèces méridionales et méditerranéo-montagnardes. On ne rencontre aucune des espèces réellement méditerranéennes qui permettent de différencier une sous-série méridionale du Chêne pubescent comme en Bugey ou sur le pourtour du Vercors.

La zone planitiaire, des régions beaucoup plus planes des piedmonts du Revermont et de la frange orientale de la Dombes et de la Bresse burgienne, est représentée par le vaste ensemble forestier qui s'étend du bois Cochet au Sud au bois des Mavauvres au Nord en passant par la forêt de Seillon (Sud de Bourg) sur plus de 2000 hectares dans la partie médiane de la feuille, sur des sols d'alluvions compacts, profonds, marqués souvent par un pseudo-gley, décarbonatés et acides dans les horizons de surface. Le Charme n'y occupe qu'une place secondaire par rapports aux Chênes sessiles et pédonculés. La forêt climacique est donc une *Chênaie acidiphile* (*Quercion robori-petraea* BR-B132).

Des secteurs importants de cet ensemble sont reboisés en Chênes américains et surtout en résineux (Pin Weymouth, Douglas, Sapin de Vancouver, Pin sylvestre...).

Dans le reste de la feuille (Dombes et Bresse burgienne) les groupements végétaux spontanés n'occupent qu'une surface restreinte (moins de 20 %) sous forme de petites parcelles généralement de moins de dix hectares et dont la composition floristique permet de différencier :

- sur sols caillouteux et graveleux de certaines moraines, un groupement à feuillus divers dominé par le Robinier ;
- sur sols profonds humides et gleyeux, un groupement affine du *Quercetomedioeuropaeum*.

Dans les bas-fonds humides, cette *Chênaie* s'enrichit en espèces de l'*Ulmo-Fraxinetum* (*Populus nigra*, *Fraxinus excelsior*) ou se transforme en véritable Aulnaie à Frênes (*Alnion glutinosae* Meijer-Drees 1936), comme le bois de Polliat.

Cultures

Châinons calcaires et plaines du Revermont. Comme une grande partie du Jura méridional cette région est marquée par une réduction de l'espace cultivé qui, d'année en année, se limite aux meilleurs sols faciles d'accès (plaines et secteurs à faible pente). La SAU (Surface Agricole Utilisée) est passée de plus de 1000 ha à moins de 800 ha entre 1934 et 1970 sur le territoire des communes de Drom et de Ramasse.

La Vigne, qui constituait la principale culture avant 1917, laisse place à des terrains de parcours et landes boisées tandis que les exploitations qui se sont maintenues se convertissaient peu à peu à la polyculture — production laitière (prairies, cultures diverses dont maïs et parfois tabac). Dans la commune de Drom, la distribution du vignoble est spectaculaire :

1881 : 60 ha

1917 : 17 ha

1934 : 12 ha

1970 : 2 ha.

La Dombes. L'agro-ethno-cosystème dombiste est bien connu. Cependant il évolue de plus en plus vers la céréaliculture ; la production intensive de blé et de maïs se développe souvent aux dépens du système traditionnel dans lequel l'étang jouait un rôle prépondérant. Néanmoins cette région est toujours représentative d'une agriculture originale, bien décrite par ailleurs (Avocat, 1975, Bérard et Marchenay, 1981).

La Bresse. La Bresse méridionale ou burgienne se différencie de la Dombes par ses exploitations plus nettes, à petites parcelles. Les étangs existent encore çà et là mais laissent place à un bocage où la forte proportion de prairies et la présence de cultures variées (blé, avoine, maïs, orge, betterave, colza, pomme de terre) caractérisent bien le type agricole à polyculture-élevage. La production de volailles, qui fait son renom, se traduit également dans le paysage rural par la présence de grands prés clos aux abords des habitations.

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Sur la plus grande partie du territoire considéré les sites archéologiques sont rares, comme dans l'ensemble de la Bresse, ce qui tient aux conditions locales défavorables au repérage des vestiges en surface mais aussi au peuplement lui-même, très clairsemé jusqu'à l'époque historique. On connaît en revanche tout un groupe de gisements préhistoriques dans les formations calcaires du Revermont représentées sur la bordure est de la feuille.

C'est ainsi que la vallée du Suran se trouve jalonnée par des habitats du Paléolithique moyen (de faciès Levallois), attribuables au Würm ancien, tant en plein air (Noblens, Meyriat), qu'en grotte (la Tessonnière, à Ramasse). A Villereversure l'exploitation de la carrière des Balmes, ouverte dans le Portlandien, a mis au jour à la fin du 19^e siècle un réseau complexe de fissures et de cavités karstiques contenant une très riche faune de Mammifères étudiée par J.-M. Béroud et E. Chantre (1901) et plus récemment par R. Martin (1968) : il s'agit incontestablement d'une faune froide wurmienne associant en particulier le Mammouth, le Rhinocéros laineux, le Bison, le Renne, des rongeurs arctiques (*Discrostonyx torquatus*) et de nombreux carnivores parmi lesquels le Glouton.

LISTE DES SITES

Préhistoire			Coordonnée x/y
1. MEYRIAT	Rive gauche du Suran	Moustérien	835,7/2131,7
2. NEUVILLE-SUR-AIN	La Colombière	Magdalénien	836,6/2125,3
3. PONCIN	Abri Gay	Néolithique	836,1/2124,8
		Magdalénien	
4. RAMASSE	La Tessonnière	Néolithique et Age du Bronze	833,7/2135,8
		Moustérien et Magdalénien	
5. SAINT-MARTIN-DU-MONT	La Croze ou Châteauvieux	Magdalénien	833,4/2125,9
6. VILLEREVERSURE	Les Balmes	Paléolithique supérieur	833,9/2135,0
		Age du Bronze	
7. VILLEREVERSURE	Noblens	Moustérien	835,4/2134,9
Histoire			
8. BOURG-EN-BRESSE	Les Varennes de Brou	Fanutum et nécropole	823,5/2136,1
9. JASSERON	Pré de Jugnon	Voie romaine	828,1/2138,6
10. JASSERON	Le Prieuré	Motte féodale	830,7/2138,4
11. MONTAGNAT	En Romanèche	Villa gallo-romaine	828,5/2132,5
12. NEUVILLE-SUR-AIN	Le Bourlou	Site gallo-romain	835,9/2127,8
13. SAINT-PAUL-DE-VARAX	Verfey	Motte féodale	818,1/2825,0

Tous ces restes indiquent un repaire d'animaux sauvages fréquenté accessoirement par les hommes du Paléolithique supérieur (lames de silex et bois de Renne travaillés). L'abri sous roche de la Croze ou de Châteaueuvieux, à Saint-Martin-du-Mont, signalé dès 1884 mais surtout fouillé en 1913-1914 par Tournier et Costa de Beauregard, a été occupé au Magdalénien moyen (sagaies à biseau simple allongé du type de Laugerie-haute).

Le long du très court tronçon de la vallée de l'Ain inclus à l'extrême coin sud-est de la carte à la limite de la feuille Nantua, se place le célèbre abri de la Colombière surtout étudié avec l'aide de la Faculté des sciences de Lyon (1913-1914), puis par le prof. H.-L. Movius, de Harvard (USA). Son outillage magdalénien assez original et une série de gravures sur galets et sur os, représentant des Rhinocéros, des Chevaux, des Ours, des Rennes et même un Homme (l'une des plus riches en France), sont datés du Dryas ancien par le ^{14}C (14 000-13 000 ans BP). A 700 m en aval, mais sur la rive gauche, opposée, l'abri Gay a été également fréquenté au Magdalénien, à l'Azilien (11 600 ans BP), puis au Néolithique et à l'âge du Bronze.

Les âges des métaux, faiblement représentés dans quelques-uns des sites précités, restent mal connus ainsi que le Néolithique. L'époque gallo-romaine elle-même n'est attestée que par une substruction de voie à Jasseron, de constructions à Montagnat (villa, en Romanèche) et à Neuville-sur-Ain (le Bourlou), une nécropole et un fanum, près de Brou.

Comme ceux que nous avons signalés sur la feuille voisine de Belleville, il existe quelques monticules artificiels ou *poypes*, qui ne sont autres que des mottes défensives du haut Moyen-Age, dont les principales ont été pointées à Jasseron (lieu-dit le Prieuré) et à Saint-Paul-de-Varax (Verfey).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les deux domaines hydrogéologiques qui s'individualisent sur la feuille Bourg sont les prolongements vers le Sud de ceux décrits sur la feuille Saint-Amour.

L'un est constitué par les aquifères dombistes et bressans qui occupent la quasi-totalité de la feuille, l'autre se situe dans la zone du relief jurassien qui s'étend sur une bande méridienne en limite orientale de la feuille.

Aquifères de la Dombes et de la Bresse

Des aquifères superficiels ou assez peu profonds existent dans les horizons miocènes et plio-quatérnaires, dépôts terminaux du remplissage du fossé d'effondrement bressan. Parmi ces aquifères, ceux qui constituent des ressources de quelque intérêt et de quelque extension sont ceux des formations suivantes :

- alluvions fluviales récentes,
- cailloutis plio-pléistocènes,
- sables du Miocène marin.

La feuille Bourg se situe dans la zone où la fosse d'effondrement tectonique et de subsidence bressanne est la plus importante. Les terrains secondaires recèlent plusieurs niveaux réservoirs profonds épais. L'eau est le plus généralement impropre à la consommation et les aquifères peu productifs. Cependant les dolomies et calcaires dolomitiques du Portlandien peuvent présenter une perméabilité "en grand" intéressante due à la fissuration et à la karstification, surtout développées dans la partie supérieure de l'étage, principalement dans la zone de horsts.

Alluvions fluviales

Le réseau hydrographique, dans la partie dombiste, se caractérise par un chevelu assez dense de ruisseaux dont l'amont est barré par les très nombreux étangs qui occupent le quart sud-ouest de la feuille. Les alluvions de ces cours d'eau, d'extension très limitée et peu épaisses, sont constituées par un mélange d'argiles, de sables plus ou moins argileux, de graviers et de galets. Ces dépôts hétérogènes contiennent une nappe superficielle souvent sub-affleurante et vulnérable aux pollutions de surface, ne livrant en général que de faibles débits.

Dans la partie bressane les cours d'eau prennent plus d'importance et les plaines alluviales de la Reyssouze et de la Veyle, grossie du Vieux-Jonc, sont plus vastes et leurs alluvions plus épaisses.

Les alluvions de la Reyssouze ne présentent un développement notable qu'à partir de Certines. La plaine alluviale s'élargit, surtout à l'aval de Bourg où elle s'étale sur près de 2 kilomètres. Là, épaisses d'une dizaine de mètres environ, les alluvions sont essentiellement constituées de sables plus ou moins argileux, de graviers et galets avec souvent un recouvrement silteux de quelques décimètres, ou limono-sableux de 1 à 4 mètres. La nappe, captive lorsque ce recouvrement est important, fournit des débits de l'ordre de 20 à 100 m³/h pour des rabattements très variables, généralement de plusieurs mètres. Les alluvions récentes (Fz) se superposent aux cailloutis plio-pléistocènes de Saint-Jean-sur-Reyssouze (p-IVR) décrits plus loin et la nappe alluviale est pour une bonne part tributaire de celle de ces cailloutis. Le niveau piézométrique s'établit à des profondeurs variant de 1 à 4 mètres.

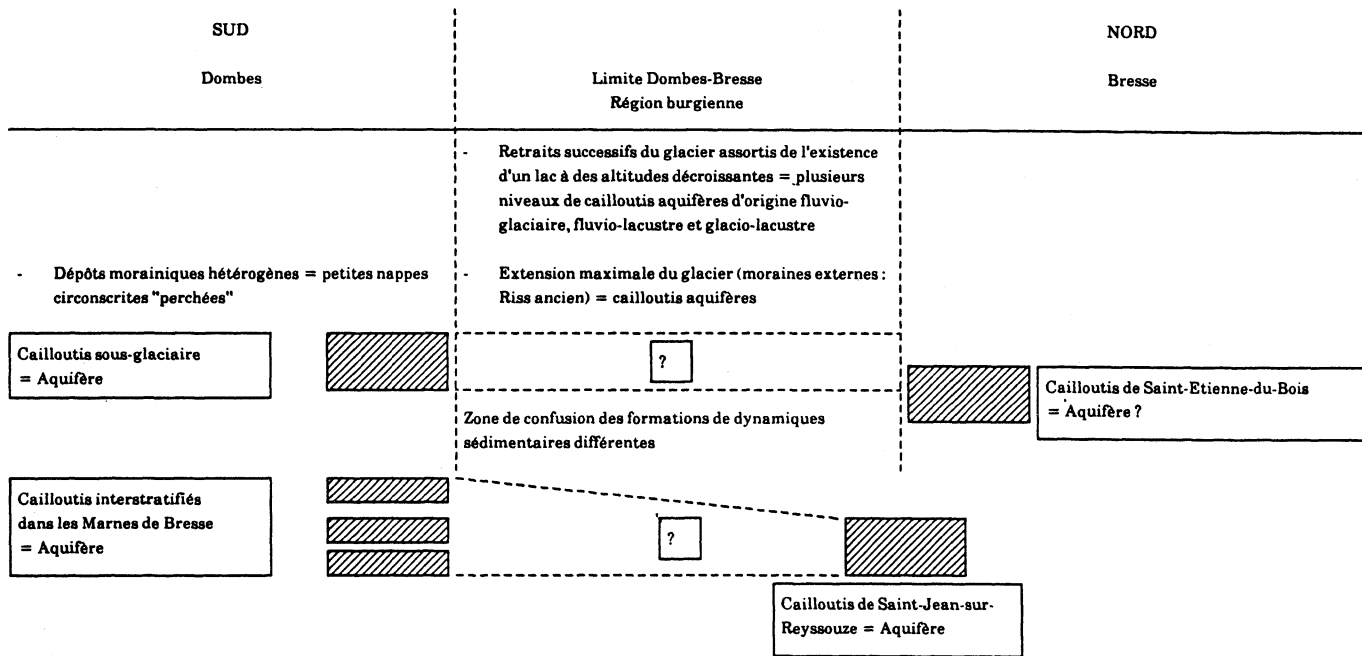
Les alluvions de la Veyle et du Vieux-Jonc se développent largement à partir de la latitude de Bourg. Provenant du démantèlement des moraines de la Dombes, elles aussi sont fréquemment au contact d'un cailloutis plio-pléistocène. Cette situation particulière se présente partout où le creusement des vallées a provoqué l'ablation totale de l'écran argileux séparant, en succession chronologique normale, les deux épandages caillouteux. La superposition directe, ou même la continuité horizontale de ces deux formations, font qu'elles ne recèlent plus qu'une seule et même nappe et la rivière draine alors la nappe du cailloutis ancien. C'est le cas pour les zones de captage en eau potable de Saint-Rémy et de Péronnas, décrites plus loin. Les alluvions du marais de Vial, au Sud-Est de Polliat, qui participent à l'alimentation en eau potable de Bourg, jouent le même rôle de drains. L'eau arrive dans le marais par le fond ; elle provient d'un niveau de sable blanc, fin, mis au jour par le ravinement et la disparition des marnes sus-jacentes dus à l'érosion fluviale.

Cailloutis plio-pléistocènes

Les dépôts fluvio-lacustres accumulés dans la zone à sédimentation lente de la Bresse du Sud et de la Dombes se caractérisent globalement par la prépondérance d'éléments fins. La zone de convergence du réseau hydrographique de la période plio-pléistocène se trouve loin au Nord, sur la feuille Saint-Amour. En conséquence les niveaux plus grossiers sont plus fréquents sur la feuille Bourg et les possibilités d'emménagement et de circulation d'eau souterraine y sont plus importantes. De plus, les glaciers venus du Sud-Est au Riss ancien et dont le front atteint la latitude de Bourg, délimitant ainsi la région de la Dombes, ont étalé de nouveaux épandages caillouteux. Les eaux de fusion glaciaire, en remaniant ces épandages, ont créé de nombreux niveaux de cailloutis fluvio-glaciaires. Ces dépôts plus grossiers, sièges des nappes souterraines, présentent une grande diversité et une grande variété qui les rendent très complexes dans le détail. Cette complexité induit des disparités dans les caractéristiques hydrodynamiques des différentes nappes.

Le tableau 1 synthétise les positions relatives reconnues ou supposées des nombreux épandages caillouteux de la région burgienne.

TABLEAU 1



Cailloutis de la Dombes

Un épandage sous-glaciaire s'étale, de façon généralisée, en position de toit du complexe des marnes de Bresse et de mur des dépôts morainiques. Ce cailloutis sablo-graveleux à éléments essentiellement siliceux présente des épaisseurs très différentes dans les quelques sondages qui l'ont traversé. Il semble pourtant qu'il s'amenuise du Sud vers le Nord. A Lent, où se situent les galeries du plus ancien captage d'eau potable de la ville de Bourg, le cailloutis fait moins de 1 m d'épaisseur alors qu'il est signalé ailleurs comme dépassant parfois plus d'une dizaine de mètres, voire plusieurs dizaines de mètres dans des secteurs plus méridionaux de la Dombes. Son extension en fait cependant un gisement aquifère d'un certain intérêt. La nappe qu'il recèle s'écoule, dans cette zone limite nord de la Dombes, du Sud vers le Nord avec un gradient faible et fournit, à Lent, un débit de 300 m³/h. Peu profonde, quelques mètres à quelques dizaines de mètres sous le sol, de rendement moyen et surtout très variable, cette nappe est mal protégée contre les pollutions par le glaciaire sus-jacent. En effet ce dernier ne constitue pas un écran imperméable. Il présente une grande hétérogénéité, aussi bien dans la nature de ses matériaux constituants que dans leur répartition et leur disposition. On y rencontre des granulométries extrêmes (gros blocs, argiles) en passant par tous les intermédiaires.

Une ressource en eau mineure existe dans les dépôts glaciaires, pour mémoire. De nombreuses lentilles, de tailles variées mais réduites, sableuses ou sablo-graveleuses, se répartissent de façon désordonnée dans la masse glaciaire et sont le siège de petites nappes "perchées" dont l'intérêt se réduit à la seule utilisation individuelle.

Des cailloutis interstratifiés dans le complexe des marnes de Bresse se rencontrent à des profondeurs variables, de l'ordre de 20 à 40 m en général. Leur disposition spatiale est très irrégulière, en niveaux discontinus ou en lentilles étendues, à l'intérieur de la formation fluvio-lacustre.

Ces épandages de galets polygéniques bien roulés, essentiellement des quartzites mais aussi des éléments calcaires, localement consolidés en poudingues, présentent des épaisseurs en diminution vers le Nord-Est. De l'ordre de 20 m au Sud de la feuille les niveaux caillouteux se réduisent à quelques mètres à la latitude de Servas ; on observe même des lacunes vers l'aval de la zone d'épandage. Ces horizons grossiers sont le plus souvent bien protégés des pollutions superficielles par l'écran peu ou très peu perméable des marnes encaissantes. Cependant, vers la limite nord de la Dombes cette protection est assez illusoire. En effet, lorsqu'ils existent, les cailloutis arrivent parfois à l'affleurement dans les dépressions topographiques des ruisseaux, ou bien ailleurs viennent au contact par superposition ou latéralement avec les cailloutis sous-glaciaires et quelquefois également avec les alluvions fluviales des rivières.

La productivité de ces cailloutis varie beaucoup. En s'éloignant de la limite Dombes/Bresse, dans la région sud-ouest de la feuille, elle évolue dans une fourchette de quelques centaines de litres à l'heure à 4 ou 5 dizaines de mètres cubes à l'heure ; les nappes sont captives, parfois artésiennes.

Cailloutis de la région burgienne

Les horizons de cailloutis y sont nombreux et leurs fréquentes similitudes lithologiques rendent leur classement stratigraphique délicat. Les différents apports glaciaires joints à la présence d'un lac bressan à des altitudes

décroissantes successives ont provoqué de nombreux épandages essentiellement caillouteux mais aussi à matrice plus ou moins fine : fluvio-glaciaires, fluvio-lacustres ou glacio-lacustres. Quelles que soient les positions respectives et l'imbrication des niveaux à éléments grossiers, il reste que cette région recèle des aquifères intéressants avec des ressources en eau importantes.

L'agglomération burgienne s'alimente en eau potable grâce aux prélèvements effectués :

- dans les alluvions de la Veyle, au marais de Vial et à Saint-Rémy. Mais l'eau prélevée provient, pour les trois puits de Saint-Rémy, essentiellement des cailloutis plio-pléistocènes qui se trouvent sous-jacents et en continuité avec un épandage sous-glaciaire, lui-même directement sous les alluvions de la Veyle. On observe là trois niveaux sablo-graveleux superposés totalisant 18 m d'épaisseur cumulée qui fournissent un débit total des trois puits de 400 m³/h ;
- dans les cailloutis à Lent qui produisent aussi un débit important : 300 m³/h ;
- à Péronnas où une batterie de cinq puits contribue à l'alimentation en eau potable pour une part importante. Des volumes de 400 m³/h et davantage sont prélevés avec également de faibles rabattements de nappe ;
- dans le cailloutis interstratifié dans le complexe des marnes de Bresse, sur la commune de Péronnas dans la forêt de Seillon, où un puits exécuté il y a une douzaine d'années peut débiter plus de 100 m³/h pour un rabattement de nappe de l'ordre du mètre.

Dans ce dernier ouvrage le cailloutis productif, prisonnier dans les marnes, est épais de 7 m et son toit se trouve à 38 m sous le sol. La nappe est captive et le niveau piézométrique remonte à 28 mètres. Dans la zone des cinq puits de Péronnas il existe une première nappe superficielle dans des dépôts quaternaires hétérogènes. Au mur plus de 10 m de marnes surmontent un cailloutis consolidé en conglomérat, épais de plus de 7 m, lui-même surmontant près de 12 m de cailloutis productif. Le toit de cette deuxième nappe, captive, se situe au niveau de l'horizon congloméré, à une profondeur de 22 mètres.

Les principales caractéristiques des ressources en eau dans les cailloutis de la région burgienne sont les suivantes :

- la présence fréquente de deux horizons caillouteux à galets bien roulés, essentiellement des quartzites, séparés par un écran marneux. Dans ce cas il existe deux nappes : la nappe superficielle, proche du sol, vulnérable aux pollutions et de qualité chimique médiocre (teneurs en fer élevées), la nappe plus profonde, bien protégée par l'écran marneux, de qualité chimique satisfaisante malgré une minéralisation assez élevée ;
- l'ablation de l'écran marneux, dans la vallée de la Veyle, qui détermine ainsi un seul niveau caillouteux, généralement d'épaisseur importante (10 à 20 m). Ce niveau est souvent en relation directe avec les alluvions fluviales ;
- les possibilités de prélèvements sont importantes mais les nappes sont déjà fortement sollicitées par l'agglomération de Bourg (de l'ordre de 1000 m³/h).

Cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze

C'est l'un des cailloutis interstratifiés dans les marnes de Bresse. Sa limite sud, sous la Dombes, pas plus que la limite ouest, vers le Jura, ne sont connues. Il est assez bien connu par contre au Nord de l'arc des moraines externes. Dans cette direction les points extrêmes où il a été localisé sont limités par une ligne joignant Mantenay — Montlin (feuille Saint-Amour) à Pont-de-Vaux. Sa pente régulière vers le Nord et vers l'Ouest, approximativement parallèle à celle du

sol, situe son toit à une profondeur constante un peu supérieure à une vingtaine de mètres. L'épaisseur, irrégulière, est comprise entre 2 et 8 m, mais plus généralement entre 4 et 7 mètres. C'est un cailloutis hétérométrique à galets bien roulés, en majorité des quartzites, dont les plus gros éléments atteignent 100 mm et sont plus nombreux à l'amont. La matrice peut être plus ou moins argileuse ou sableuse.

Ce cailloutis est aquifère et la nappe qu'il renferme est le plus souvent captive. Le niveau piézométrique s'établit vers 20 m de profondeur. La position du cailloutis le met en continuité horizontale avec les alluvions de la Reyssouze. Les essais de pompage réalisés dans quelques forages indiquent des possibilités de débits dans la tranche de 20 à 50 m³/h pour des rabattements de nappe de 1 à 4 mètres. Un forage a cependant fourni près de 140 m³/h avec un rabattement de 1,10 mètre. Ce cas reste exceptionnel et il s'agit en fait d'un ouvrage, situé aux Greffets en limite nord de la feuille, très proche de l'aquifère alluvial de la Reyssouze qui alimentait certainement le puits pendant le pompage. Ce cailloutis aquifère bénéficie, vis-à-vis d'une pollution éventuelle, de la couverture du complexe des marnes de Bresse dans lequel il est interstratifié.

Cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois

Depuis Revonnas au Sud il occupe la rive droite de la Reyssouze entre le pied du Revermont et les terrasses fluvio-glaciaires qui bordent la rivière. Vers le Nord, sur le territoire de la feuille Saint-Amour, il se prolonge en une vaste langue atteignant Marboz.

Ses gros éléments, dont la taille varie de 50 à 300 mm, représentent environ 60 % du sédiment global, pour 20 % d'argile et de silts et 12 % de sable. Son épaisseur varie entre 5 et 10 mètres. Sa pente est de même sens et sensiblement de même valeur que celle du cailloutis de Saint-Jean-sur-Reyssouze.

On ne connaît ni les caractéristiques hydrodynamiques ni la qualité chimique de sa nappe. Il affleure en de nombreux points, dégagé par le réseau de collecte des eaux de ruissellement. Ailleurs les quelques mètres de limons qui le recouvrent ne constituent pas une protection réellement efficace envers une pollution de surface.

Les relations géométriques des cailloutis de Saint-Etienne-du-Bois avec les autres cailloutis de la Bresse du Sud ne sont pas précisément connues, en particulier avec les cailloutis sous-glaciaires et ceux de type cailloutis et sables ferrugineux des Dombes dont il représente peut-être un équivalent latéral synchrone.

Sables du Miocène marin

Les sables du Miocène marin, micacés, multicolores, qui forment le substratum du complexe des marnes de Bresse, occupent toute la partie bressane et dombiste de la feuille. Epaisse de 50 à plus de 250 m, cette puissante formation présente une grande homogénéité d'ensemble malgré les niveaux gréseux, argileux ou calcaires qui ne semblent prendre une certaine importance, toute relative d'ailleurs, que dans la partie inférieure.

Ces sables recèlent une nappe captive très étendue. Les sondages profonds pour recherche d'hydrocarbures qui la traversent ne permettent pas de

connaître précisément les caractéristiques hydrodynamiques de cette nappe. Cependant certains de ces sondages, sur la feuille voisine Saint-Amour, indiquent une perméabilité moyenne $K \approx 10^{-5}$ m/s. Compte tenu de l'homogénéité de la formation il est permis d'extrapoler cette valeur, en la considérant comme un ordre de grandeur probable. L'épaisseur importante des niveaux sableux cumulés induisent une bonne transmissivité. Le niveau piézométrique s'établit à une cote absolue d'environ 200 m ce qui le ramène à quelques dizaines de mètres sous le sol. Les quelques rares renseignements fournis par les forages profonds indiquent une eau douce, dont la minéralisation est probablement de l'ordre de 1 g/l.

Cet aquifère, parfaitement protégé par l'importante formation non ou très peu perméable du complexe des marnes de Bresse, constitue la réserve la plus importante d'eau potable, encore inexploitée, à l'échelle régionale.

Aquifères de la zone jurassienne

La bordure jurassienne, divisée en structures synclinales et anticlinales d'axe grossièrement méridien séparées par des accidents de même orientation, est formée de terrains principalement calcaires qui constituent deux karsts potentiels importants, celui du Jurassique moyen et celui du Jurassique supérieur - Crétacé.

Les chaînons externes, en raison de leur pendage vers l'Ouest, sont drainés vers la Bresse mais leur intérêt hydrologique est limité.

Il n'en est pas de même de la cuvette fermée de Drom-Ramasse et du plateau du Jurassique supérieur et du Crétacé entaillé par le Suran qui sont le siège de phénomènes karstiques très développés. En surface les formes karstiques sont représentées par des dolines dans la région de Meyriat et de Drom. En profondeur il existe de multiples conduits dont les plus importants se développent dans l'axe même du synclinal du Suran. Ce sont là de véritables galeries larges de plusieurs mètres avec une hauteur de 0,50 à 0,80 m, qui suivent un tracé très voisin de celui de la rivière depuis Villereversure à l'amont jusqu'à Fromente à l'aval. A ce niveau le Suran quitte l'axe du synclinal pour couler vers le Sud-Ouest mais le karst, lui, continue dans cet axe et apporte ses eaux à l'Ain, au niveau de Neuville-sur-Ain.

De nombreuses expériences de traçage ont été réalisées dans cette zone. Elles confirment l'importance de la karstification puisque les débits souterrains peuvent atteindre jusqu'à 5 m³/s et ont apporté la preuve des relations avec la vallée de l'Ain.

La particularité du karst du Suran réside dans le fait qu'il est en train d'évoluer. On assiste à un décolmatage. En effet, si le Suran n'était quasiment jamais à sec au début du siècle dernier, la fréquence des périodes de tarissement complet et la longueur du lit affecté par ce phénomène n'ont fait qu'augmenter depuis les premières manifestations survenues vers 1830, après une crue catastrophique. A cette époque, à la suite probablement d'un colmatage accidentel d'un conduit karstique, la vallée de Drom avait été envahie par les eaux pendant plus d'un mois. Depuis une galerie a été creusée sous le bois de Javernaz pour permettre l'écoulement des eaux de la vallée de Drom.

Le phénomène de décolmatage est lié à l'existence de sous-pressions dans le karst. Les observations faites sur les piézomètres implantés dans la zone du pont de Planche montrent, en effet, que les crues se propagent plus vite dans le réseau karstique que dans le Suran. Ces sous-pressions entraînent, dans la zone comprise entre Villereversure et Fromente, le décolmatage des fissures remplies de dépôts d'origine glaciaire. Des travaux importants ont été entrepris pour tenter d'enrayer ce phénomène.

Il est certain que ce karst présente des ressources importantes mais que, comme pour tous les aquifères en milieu fissuré, la réussite d'un ouvrage de captage présente des aléas et que les pollutions s'y propagent très vite.

Il existe une autre ressource en eau, mais très limitée, dans les niveaux grossiers à matrice peu argileuse des alluvions du Suran. L'extension réduite et la très faible épaisseur alluviale détermine un aquifère peu transmissif et donc peu productif.

RESSOURCES MINÉRALES, CARRIÈRES

Gravières et sablières

Sables. Aucune sablière n'est actuellement exploitée en permanence, mais quelques-unes font l'objet d'emprunts épisodiques :

- à la Chapelle (Saint-Martin-du-Mont) dans la molasse sableuse miocène ;
- aux Bayards (Mézériat) et à Lucy-le-Putin (Vandeins), dans les niveaux sableux lacustres des marnes de Bresse.

Enfin deux exploitations aujourd'hui abandonnées existaient à la Salle (Montracol) dans les cailloutis de Montracol et leur couverture glacio-lacustre et au moulin de la Frétaz (Péronnas) dans les marnes de Bresse.

Graviers et sables. Trois exploitations sont actuellement actives, sous forme de dragages : deux dans la vallée de la Veyle à Saint-Rémy, extrayant les graviers très hétérométriques du complexe de fond de vallée épais de 15 à 20 m, une dans les alluvions fluvio-glaciaires de la Rippe et des Braconnières à Certines (vallée de la Leschère), sur une quinzaine de mètres également. Mais plusieurs autres dragages et gravières sont exploitées épisodiquement :

- dans les alluvions de fond de vallée de l'Irance au moulin du Loup (Montcet), de la Reyssouze aux Patales (Viriat) et au bois de Bouvant (Montagnat) ;
- dans les alluvions fluvio-glaciaires des terrasses de Montplaisant et de Viriat aux Curnillats (Montagnat) et à Crépignat (Viriat) ;
- dans les cailloutis glacio-lacustres du plateau de Servas aux Taboutes (Lent) ;
- dans les moraines médianes de Longchamp à Longchamp et aux Quatre-Vents (Lent) et dans les moraines de fond à la Vavrette (Tossiat) ;
- dans les alluvions calcaires du Suran à Bohas, Meyriat et Bas-Charina ;
- dans les cailloutis pliocènes de Montracol à la Salle (Montracol), en voie de comblement.

Limons. Des limons (argiles plus ou moins silteuses et sableuses) ont été exploités à Corbie pour les tuileries du Saix (Péronnas), dans les minces limons post-morainiques de la Dombes (1 à 3 m), mais l'entreprise fait actuellement venir ses matériaux de loin (Pliocène de la Bresse).

Beaucoup d'autres exploitations existaient autrefois localement et sont depuis longtemps abandonnées.

Carrières

Pierre de dallage et d'ornement. Au Sud de Drom en bordure de la D 81 une carrière importante exploite les calcaires à tubulures du Kimméridgien supérieur. La roche est débitée en plaques utilisées comme dallage ou pierre d'ornement. De nombreuses autres carrières ont jadis exploité les mêmes niveaux à l'extrême Nord-Est de la feuille dans le secteur de la Pérouse. Il n'en existe plus maintenant en activité.

Combustibles fossiles

Lignite. Les terrains argileux du Miocène supérieur et du Pliocène renferment des couches de lignite qui ont fait jadis l'objet de recherches et d'exploitations. Les renseignements principaux les concernant sont résumés dans le tableau 2.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et deux itinéraires dans le *Guide géologique régional : Jura*, par P. Chauve et alii., 1975, Masson et Cie, éditeurs, Paris :

- itinéraire 8a : de Pont-d'Ain à Nantua ;
- itinéraire 8b : de Ceyzériat à Nantua.

TABLEAU 2

NOM DU GÎTE	INDICE DE CLASSEMENT NATIONAL	SUBSTANCE	MINÉRAUX	FORME DU GÎTE	ROCHE ENCAISSANTE	REMARQUES
Bois des Renoms	4-4001	lig		Couche	Argile, sable	Petite exploitation en 1914-18
Ceyzériat	4-4002	lig		Couche	Argile, sable	Recherche en 1858. Un puits aurait été foncé à une trentaine de mètres ; il y aurait eu 3 galeries de 100 mètres à l'Est, à l'Ouest et au Nord
La Raza	4-4003	lig		Couche	Argile	Groupe de 5 à 6 carrières de terre à brique, présentant à la base une couche de lignite de 1 mètre d'épaisseur. Exploitation locale
Soblay	8-4001	lig	Lignite clair à texture de bois, puis lignite à apparence de houille	Couche	Marne, argile	4 couches reconnues, puissante de 1 à 3,5 mètres. Seule la première couche, 3,5 mètres a été exploitée par différentes carrières. La concession de 1843 a produit environ 65 000 t de combustible en un centaine d'années.
Confranchette-d'en-Bas	8-4002	lig		Couche	Marne, argile	Les 2 premières couches ont été exploitées en carrière à ciel ouvert

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Domaine jurassien

BERGERAT F. (1974) - Etude géologique du Revermont septentrional. Thèse 3e cycle, Paris VI.

BERNIER P. (1983) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional (stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie). Thèse, Lyon.

CONTINI D. (1970) - L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. Thèse, Besançon.

COUELLE A. (1967) - Etude géologique du Revermont dans la région de Ceyzériat (Jura méridional). DES, Fac. Sc. Paris.

DONZE P. (1958) - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse vocontienne". Thèse, Lyon.

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

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

PELLETIER M. (1950) - L'âge des calcaires à entroques et des calcaires à Polypiers du Bajocien, dans le Jura méridional. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n° 15.

PELLETIER M. (1951) - Etude de quelques Polypiers bajociens du Jura méridional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6e série, t. 1, fasc. 4, 5, 6.

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.

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

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

VINCIENNE H. (1935) - Sur l'extension et la position stratigraphique des bancs à Stromatoporiés dans l'Ouest du Jura méridional, aux environs de Villereversure (Ain). *C.R. Acad. Sc.*, t. 200.

Domaine dombo-bressan

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

BOISTEL A.-B. (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.*, série 3, t. 26, p. 57-81.

BONVALOT J. *et al.* (1984) - Tableaux stratigraphiques proposés pour le Plio-Pléistocène bressan. *Géologie de la France*, n° 3, p.309-314, 3 tabl.

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

CAMPY M., GUÉRIN C., MEON-VILAIN H., TRUC G. (1973) - Présence d'une association de grands mammifères, de mollusques continentaux et d'une microflore d'âge villafranchien inférieur dans la région de Desnes, Vincent, Bletterans (bordure orientale de la Bresse, département du Jura, France). *Ann. sc. Univ. Besançon*, 3e série, fasc. 18.

CHALINE J. (1976) - Les successions de faunes de mammifères du Pléistocène inférieur en Bresse septentrionale. *La Préhistoire française*, CNRS, vol. 1, p. 122-124.

CHANTRE E. (1901) - L'Homme quaternaire dans le bassin du Rhône. *Ann. Univ. Lyon* (thèse), nouv. série, I, fasc. 4, n° 24.

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

DAVID E., DUPLESSIS-KERGOMARD D. (1967) - A propos de la découverte de défenses de proboscidiens dans la gravière de Vincent (Jura), quelques remarques sur le Pliocène bressan. *Bull. Soc. Hist. nat. du Doubs*, n° 69, fasc. 4.

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

DESROUSSEAUX J. (1938) - Bassins houillers et lignitifères de la France. *Mém. annexe à la statistique de l'industrie minière*, Imp. nat., Paris.

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.

FLEURY R., MONJUVENT G. (1984) - Le glacier alpin et ses implications en Bresse. *Géologie de la France*, n° 3, p. 231-241, 1 carte h.-t.

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 Aisé, Lyon.

GARAUDET C. (1942) - Le méandre recoupé de Montagnat et considérations sur les vallées de la Reyssouze et de ses affluents en amont de Bourg-en-Bresse. *Bull. Soc. Sc. nat. Archéol. Ain*, n° 56, p. 15-25.

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

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., I, 530 p.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1962) - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Thèse et *Mém. BRGM*, 16, 143 p.

MARTIN J.-B. (1936) - Sur quelques vicissitudes du lac bressan. *Bull. Soc. Sc. nat. Archéol. Ain*, n° 50, p. 47-53.

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

PELLETIER M. (1943) - Notes géologiques sur les terrains pliocènes et quaternaires entre Pont-d'Ain et Bourg-en-Bresse. *Bull. Soc. Sc. nat. Archéol. Ain*, p. 24-41.

PENCK A. et BRÜCKNER E. (1910) - Les Alpes françaises du Nord à l'époque glaciaire. *Bull. Soc. Sc. Dauphiné, Sc. nat., Arts, Ind. Isère*, t. 11, p. 129-159.

PUISSÉGUR J.-J. (1976) - Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne. Significations stratigraphiques et climatiques. Rapports avec d'autres faunes boréales de France. *Mém. géol. Univ. Dijon*, thèse doctorat.

ROMAN F. (1926) - Géologie lyonnaise. Les Presses Universitaires de France, Paris.

SENAC P. (1981) - Le remplissage détritique plio-pléistocène de la Bresse du Nord, ses rapports avec la Bresse du Sud. Sédimentologie, paléogéographie. Thèse 3e cycle, université de Dijon.

TARDY Ch. (1885) - Nouvelles observations sur la Bresse. Région de Bourg-en-Bresse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XIII.

TARDY Ch. (1886) - Nouvelles observations sur la Bresse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XIV.

Sols et végétation

AVOCAT C. (1975) - Les Dombes, milieu naturel ou milieu en équilibre ? *Rev. Géogr. Lyon*, 1, p. 35-38.

BERARD L., MARCHENAY P. (1981) - Ethnologie et écologie d'un système agro-piscicole : les étangs de la Dombes. *Le monde alpin et rhodanien*, 2-3, p. 69-101.

GIREL J., VARTANIAN M.-C. et VIGNY F. (1976) - Carte écologique au 1/100 000 Bourg-en-Bresse. Essai de cartographie écologique intégrée. *Doc. Carto. Ecol.*, XVIII, p. 11-42, 1 carte couleur h.t..

Une bibliographie plus complète peut être recherchée dans ces différents ouvrages.

Cartes géologiques à 1/80 000

- Feuille *Bourg-en-Bresse* : 1^e édition (1889), par F. DELAFOND et Aug. MICHEL-LEVY ;
2^e édition (1948), par F. ROMAN, Alb. MICHEL-LEVY, J. VIRET, DARESTE de la CHAVANNE, RAFFIN ;
3^e édition (1969), réimpression sans modification.
- Feuille *Mâcon* : 1^e édition (1885), par F. DELAFOND et Aug. MICHEL-LEVY ;
2^e édition (1941), par A. CHAPUT, G. MAZENOT, Alb. MICHEL-LEVY et J. VIRET.
- Feuille *Saint-Claude* : 1^e édition (1895), par l'abbé BOURGEAT ;
2^e édition (1965), par M. DREYFUSS.
- Feuille *Nantua* : 1^e édition (1887), par E. BENOÎT ;
2^e édition par A. RICHE, Ch. DEPÉRET, L. DONCIEUX, DARESTE de la CHAVANNE ;
3^e édition (1964), par R. ENAY, J. TRICART, A. LOMBARD.

Cartes géologiques à 1/50 000

- Feuille *Tournus* (1972), par A. JAUZEIN, M. PERTHUISOT, J.-P. PERTHUISOT.
- Feuille *Mâcon* (1969), par A. JAUZEIN, M. PERTHUISOT, J.-P. PERTHUISOT.
- Feuille *Belleville* (1973), par M. LORENCHET DE MONTJAMONT, A. TEGYEV.
- Feuille *Villefranche-sur-Saône* (1973), par G. MONJUVENT, R. MOUTERDE, M. LORENCHET DE MONTJAMONT.
- Feuille *Saint-Amour* (1983), par R. FLEURY et F. BERGERAT.
- Feuille *Ambérieu-en-Bugey* (à paraître), par Y. KERRIEN, G. MONJUVENT.

Carte géologique à 1/250 000

- Feuille Châlon-sur-Saône (1987) par J. CHIRON, R. FLEURY et Y. KERRIEN.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Rhône-Alpes, 29 boulevard du 11 novembre, BP 6083, 69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée :

- pour le secteur Dombes par Guy MONJUVENT
- pour le secteur Bresse par Régis FLEURY
- pour le secteur Jura par Yves KERRIEN.

Les chapitres généraux ont été écrits en collaboration par ces trois auteurs à l'exception des chapitres :

- Hydrogéologie, par P. BEAUDUC (Bresse, Dombes, Jura) et J.-C. FOURNEAUX (synclinal du Suran);
- Sols, végétation naturelle, cultures, par A. GIREL, CNRS, Université de Grenoble;
- Tableau des gîtes de lignite, par Ch. VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM;
- Préhistoire et archéologie, par J. COMBIER, directeur des Antiquités préhistoriques de la région Rhône-Alpes.



BOURG- -EN-BRESSE

La carte géologique à 1/50 000
est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : MACON (N° 148)
- au nord-est : ST-CLAUDE (N° 149)
- au sud-ouest : BOURG (N° 159)
- au sud-est : NANTUA (N° 160)

MACON	ST-AMOUR	MOIRANS- EN-MONTAGNE
BELLEVILLE	BOURG- EN-BRESSE	NANTUA
VILLEFRANCHE	AMBERIEU- EN-BUGEY	ST-RAMBERT