



ST-RAMBERT- -EN-BUGEY

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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ST-RAMBERT- -EN-BUGEY

3230

La carte géologique à 1/50 000
ST-RAMBERT-EN-BUGEY est recouverte par la coupure
NANTUA (N° 160)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

*du Grand Colombier
au Bugey*

Bourg- -en-Bresse	Nantua	St-Julien- -en-Genevois
Ambérieu- -en-Bugey	ST-RAMBERT- -EN-BUGEY	Seysssel
Montluel	Belley	Rumilly

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE ET DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



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

par R. ENAY

1982

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA FEUILLE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	10
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	11
Formations sédimentaires secondaires	11
Formations tertiaires du Jura et de la bordure bressanne	37
Terrains alluviaux et résiduels quaternaires	39
STRUCTURE ET MORPHOLOGIE	41
<i>DESCRIPTION TECTONIQUE</i>	41
Faïlles : directions et relations avec les plis	44
Structures faillées majeures	44
Unités structurales du Jura interne	46
Unités structurales du Jura externe	50
Chevauchement sur le fossé tertiaire	54
<i>HYDROLOGIE ET FORMES DU RELIEF</i>	56
Hydrologie superficielle et souterraine	56
Formes du relief	59
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE</i>	63
Interprétation structurale	63
Étapes de l'évolution	65
GÉOLOGIE ET ACTIVITÉ HUMAINE	66
<i>SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	66
<i>URBANISME ET GÉOTECHNIQUE</i>	68
<i>HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU</i>	69
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	70
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	71
<i>SITES ET ITINÉRAIRES D'EXCURSIONS</i>	71
<i>COUPES DE SONDAGES</i>	71
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	73
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	74
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	81
<i>GLOSSAIRE</i>	83
AUTEUR DE LA NOTICE	84

AVANT-PROPOS

Les seules cartes géologiques détaillées antérieures couvrant la région étaient les trois éditions de la feuille Nantua à 1/80 000 (n° 160). La plus récente (1964) était une révision partielle de la 2^e édition, faisant intervenir pour les seules parties révisées, les données nouvelles acquises sur la stratigraphie des formations jurassiques et sur la structure. L'apport était limité par l'utilisation du fond en hachures.

La présente carte bénéficie du fond topographique moderne plus détaillé et plus précis de l'I.G.N. Elle correspond à des levés nouveaux à 1/20 000 sur le terrain et à des interprétations nouvelles tant pour la stratigraphie que pour la structure. Ces levés ont pu être intégrés à la feuille Lyon à 1/250 000 (1^e éd.), publiée en 1980, pendant que la feuille Saint-Rambert-en-Bugey était en cours de préparation pour l'impression.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La région couverte par la feuille Saint-Rambert-en-Bugey est d'une grande unité géologique et géographique. Elle intéresse deux grandes régions naturelles très inégalement représentées :

- dans l'angle nord-ouest, le *remplissage tertiaire du fossé bressan* apparaît dans les collines bordières miocènes développées au front du Jura, d'Ambérieu à Poncin. Géographiquement elles ne se séparent pas du massif jurassien dont elles forment les premiers reliefs au-dessus de la plaine de l'Ain et ses importants dépôts fluvio-glaciaires tardiwurmiens qui l'isolent de la Dombes ;
- le reste de la feuille appartient au *Bugey* dans lequel on distingue habituellement le Haut- et le Bas-Bugey séparés par la cluse de Saint-Rambert (ou d'Ambérieu-Culoz) ; le Bas-Bugey est représenté sur la feuille par son extrémité septentrionale dans l'angle sud-ouest.

C'est une partie du *domaine plissé jurassien* dont la feuille donne une transversale presque complète. Manquent seulement, à l'Est (feuille Seyssel) : la retombée orientale du Grand-Colombier (en partie), le val du Rhône et l'anticlinal Gros-Foug-montagne des Princes.

La limite entre le faisceau plissé externe et l'arc interne (ou arc de la Haute chaîne) traverse la feuille du Nord au Sud dans son milieu, séparant deux parties à peu près égales.

PRÉSENTATION DE LA FEUILLE

L'unité d'ensemble de la feuille n'interdit pas une certaine diversité à laquelle contribuent la géologie et la géographie. Les éléments de cette diversité sont de grands accidents, les uns longitudinaux ou directionnels, les autres transversaux et NW-SE, qui limitent et compartimentent le domaine plissé jurassien. Certains coïncident avec des limites de faciès et ont pu jouer un rôle dès le Jurassique.

L'accident frontal jurassien et l'accident limite entre le faisceau externe et l'arc des Hautes chaînes interviennent. Mais le rôle majeur est attribué (comme dans la 3^e édition de la feuille Nantua à 1/80 000) à la bande faillée (ou couloir de décrochement) Pont-d'Ain-Culoz qui traverse la feuille obliquement entre la reculée de Cerdon et le bief de la Fouge au Nord-Ouest et Sainte-Blaizine. Une

autre bande faillée importante coupe l'angle nord-est entre le col de la Cheminée et le col de Richemond.

On peut distinguer cinq unités (fig. 1) :

- dans l'angle nord-est, le *bloc ou massif de Retord* l.s. incluant la partie nord de l'anticlinal Cormaranche–les Moussières sectionnée par la bande faillée sénestre col de la Cheminée–col de Richemond. Au Nord (feuille Nantua), il est limité par l'accident dextre de la forêt de Moment, lui-même conjugué de la bande faillée Vuache–Molinges. C'est un plateau compris entre 1 000 et 1 300 m couvert de bois et de pâturages ; l'alternance des combes et des crêtes boisées, allongées en direction N–S, souligne la structure ;
- couvrant une grande partie de la moitié est, une succession de *monts et de vallées ou plateaux synclinaux* (vaux) prend la feuille en écharpe depuis l'Avocat au Nord-Ouest jusqu'au Grand-Colombier en limite est de la feuille. Limitée par les bandes faillées col de la Cheminée–col de Richemond et Cerdon–Culoz, cette unité correspond à un pays ouvert, formé de larges unités bien différenciées par l'altitude (qui varie de moins de 500 m à plus de 1 400 m), le relief et la végétation, juxtaposant de larges vallées ou plateaux à fond crétacé couvert de Glaciaire et cultivés (combe du Val, plateau d'Hauteville, Valromey*) et des monts formés de Jurassique avec les vastes forêts de résineux et les pâturages (l'Avocat, terminaison sud des monts d'Ain, Cormaranche–les Moussières, Grand-Colombier). Une convergence morphologique vers un style haut jurassien réunit des unités différentes sur le plan structural appartenant au Jura externe (combe du Val et ses bordures anticlinales) et au Jura interne ;
- par sa situation, l'*unité Dergit–forêt de Jailloux* est le pendant de la combe du Val. Elle assure la transition vers le domaine morcelé des lanières de la région de Saint-Rambert, mais appartient encore au Jura interne dont elle montre l'alternance de monts et de vaux ;
- à l'Ouest, les *lanières du faisceau bugiste* (ou de Saint-Rambert) forment l'essentiel du Jura externe. Elles donnent un pays où les formations calcaires du Jurassique moyen jouent un rôle plus important, d'altitude générale inférieure à 1 000 m, s'élevant régulièrement d'Ouest en Est, à topographie morcelée et cloisonnée faite de petites unités séparées par des vallées encaissées. Deux éléments morphologiques remarquables sont propres à cette région :
 - conservation de nombreux témoins peu ou pas déformés d'une *surface d'érosion ancienne*, probablement la *surface éogène* ;
 - présence de grandes entailles d'érosion telle la cluse de Saint-Rambert, sur laquelle se greffe la reculée de l'Albarine (ou de Charabotte), les reculées de la Fouge et de Cerdon, terminées contre l'accident de l'Avocat–Nantuy. Enfin, sans être exclusif à cette région (il existe dans le Grand-Colombier), le Lias (localement le Trias) y est plus largement représenté ;
- l'angle nord-ouest contient la terminaison nord des *collines bordières miocènes*. L'accident visible en surface ne coïncide pas avec la limite orientale du fossé bressan ; elle est plus à l'Est sous le domaine plissé jurassien qui chevauche le remplissage tertiaire bressan.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Retracée à partir des seuls terrains affleurants celle-ci débiterait au Trias, sinon au Jurassique. A partir des données recueillies en dehors de la feuille, on

* Valromay sur la carte.

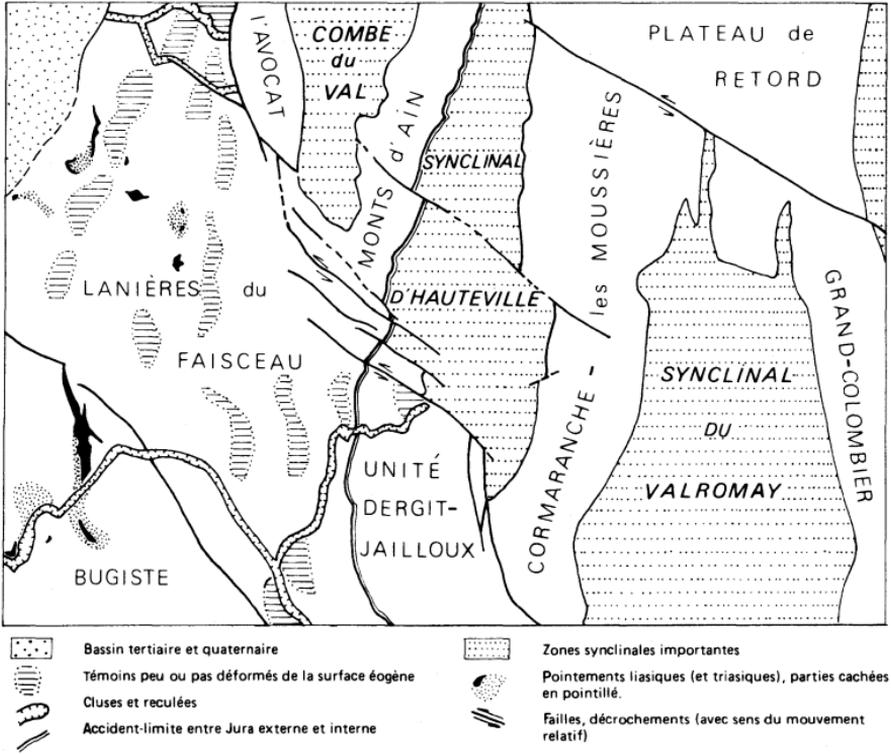


Fig. 1 - Divisions morpho-structurales de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey

évoquera rapidement l'histoire antéhercynienne précédant la transgression triasique.

L'orogénèse hercynienne est responsable des *traits principaux du substratum antétriasique*. Les phases hercyniennes majeures sont marquées par le métamorphisme et la granitisation qui affectent les séries antéhercyniennes. Alors, dans les fossés subsidents de ce bâti hercynien se mettent en place, au Carbonifère supérieur (Stéphanien), les séries limniques du complexe houiller reconnues près de l'angle sud-ouest, à Torcieu (feuille Ambérieu), et au Nord-Est, à Humilly (feuille Saint-Julien-en-Genevois); au Permien sont attribués des séries détritiques rouges. Ces dépôts ont une répartition irrégulière et sont affectés par les phases hercyniennes tardives (saalienne, palatine); en particulier, le Permien est discordant à la fois sur le Houiller et sur le substratum antéstéphanien. Les structures hercyniennes déduites des données des forages et des études géophysiques ont une orientation générale SW-NE à WSW-ENE, comme le synclinal houiller de l'Est lyonnais, reconnu vers le Nord-Est jusqu'en limite de la feuille. L'érosion générale des reliefs hercyniens aboutit à la surface épihercynienne sur laquelle reposent les premiers dépôts triasiques.

Au Secondaire, le retour progressif aux conditions marines correspond à l'installation d'un *domaine de plate-forme épicontinentale* en bordure du bassin alpin (ou du Sud-Est).

La reprise de la sédimentation détritique au cours du *Trias* marque un premier ennoyage du bâti hercynien. Elle est ici relativement tardive: fin du Trias inférieur ou Trias moyen. Malgré la disposition transgressive des dépôts, la sédimentation reste de type continental ou lagunaire en bordure d'un continent émergé situé sur le Massif Central.

Avec le *Jurassique*, l'ennoyage du bâti hercynien s'accroît. Le futur domaine jurassien fait alors partie d'un vaste domaine de plate-forme mobile, appuyé à des régions relativement plus stables (Massif Central, Vosges-Forêt-Noire), ouverte sur le bassin alpin, sur la marge méridionale du craton européen évoluant en marge passive.

Jusqu'à la fin du *Crétacé*, cette plate-forme sera occupée par des mers épicontinentales peu profondes; les environnements sont très contrastés, depuis les milieux de haute énergie jusqu'aux énergies très faibles de plate-forme interne ou de bassin. L'organisation séquentielle des séries traduit le jeu subsident de cette plate-forme qui a permis l'accumulation d'une série dépassant 1 000 m d'épaisseur, pour atteindre 1 500 m dans la partie orientale de la feuille. Les cartes de faciès et d'isopaques basées sur des études de stratigraphie fine et réalisées pour le Bathonien (C. Mangold, 1971) et l'Oxfordien (R. Enay, 1966) démontrent un jeu différentiel juxtaposant et faisant succéder des zones d'accumulation importante et des zones de sédimentation ralentie ou nulle, contrôlé par des accidents profonds sur lesquels se grefferont des structures tertiaires.

L'absence ou l'extension réduite du Crétacé supérieur bien au-delà de l'étendue de la feuille est le résultat des érosions tertiaires et, même, en partie crétacées. Ses dépôts sont connus sur les feuilles voisines (Nantua) et dans le fossé bressan; ils témoignent d'une tendance à l'émergence de la région à partir du Turonien. Celle-ci est réalisée avant la fin du Crétacé.

Pendant le Tertiaire, la plus grande partie de la région restera émergée et subira une *évolution continentale*, à peine interrompue par l'incursion marine miocène.

Absent du Jura, l'Éocène est connu localement dans le fond de la Bresse et en Savoie. En bordure de la dépression bressanne qui commence à se creuser, le

Jura est le siège d'une érosion active, avec karstification et accumulation des produits de lessivage (sable et silex crétacés) ou de décalcification (sidérolithique).

A partir de l'*Oligocène*, la dépression bressane s'affirme le long des failles subméridiennes de la future bordure jurassienne. Aux séries subsidentes d'argiles bariolées, calcaires lacustres ou/et évaporites se mêlent les apports conglomératiques à partir des reliefs jurassiens soumis à l'érosion. Parallèlement, le creusement de la dépression molassique périalpine, dans laquelle s'accumulent les séries détritiques oligocènes du plateau helvétique et savoisien nourries par les premiers reliefs alpins, isole le *horst jurassien*.

Témoin de l'ancienne plate-forme épicontinentale mésozoïque individualisé à l'Oligocène, ce horst jurassien est lui-même différencié : les parties déprimées abritent des lacs (calcaires à *Helix*, parfois bitumineux ; marnes saumon...) tandis que les reliefs fournissent les éléments des brèches à ciment argilo-sableux bariolé reposant sur les témoins d'une ancienne surface d'érosion.

Au *Miocène*, l'accentuation du creusement (= subsidence) de la dépression périalpine permet l'avancée de la transgression marine miocène à partir du golfe du Lion en direction du bassin de Vienne. Dès le Burdigalien supérieur elle atteint le bord interne du Jura pénétrant dans les zones déprimées (Valromey) ; à l'Helvétien* elle s'étale sur le Bas-Dauphiné et la région lyonnaise contournant par le Sud le Jura et son promontoire avancé, l'Île Crémieu, pour envahir la partie méridionale du fossé bressan, au pied des premiers reliefs jurassiens (collines miocènes bordières) ; ici la pénétration de la mer dans le massif jurassien est plus limitée, sauf dans la région de Pont-d'Ain, au débouché d'un *paléo-Ain*.

Les événements fini-tertiaires sont, encore actuellement, d'un enchaînement difficile, en raison d'une chronologie insuffisante et de l'absence de dépôts correspondant aux phases d'érosion. Les faits marquants sont :

- les derniers dépôts miocènes (= « Pontien » des auteurs) de faciès fluvio-lacustre, avec apports conglomératiques de galets de calcaires jurassiens, témoignent d'une régression avec reprise d'érosion peut-être liées aux mouvements fini-miocènes ;
- une phase de creusement correspondant à la mise en place du réseau hydrographique rhodanien datée du Miocène terminal dans la région lyonnaise, sans doute déjà ébauché dans le domaine jurassien émergé mais repris et réaménagé à cette époque ;
- une phase de plissement responsable du chevauchement frontal du Jura lié au glissement de la couverture avec cisaillement de la partie haute des failles de la bordure bressane ; serrage des panneaux faillés du Jura externe et déformation des failles oligocènes en failles-plis basculées vers l'Ouest, mais aussi vers l'Est (Roche-Favre, Corcelles...) ; plis de couverture du Jura interne et jeu des décrochements.

Le Quaternaire est marqué par le *phénomène glaciaire* dont les traces sont nombreuses sous la forme de placages de moraines résiduelles qui couvrent de larges surfaces dans les parties déprimées et d'épandages fluvio-glaciaires tardi- à post-wurmiens correspondant aux étapes du retrait en direction de la cuvette lémanique. A ce retrait correspond une période froide avec nombreux dépôts cryoclastiques (groises) et rares habitats préhistoriques dont les plus importants et les plus connus sont en limite de la feuille près de Poncin : la Colombière, abri Gay.

* Helvétien « rhodanien » incluant à son sommet une partie du Serravalien.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Deux forages profonds ont été réalisés par la Régie autonome des Pétales (RAP) en 1956 pour rechercher les magasins triasiques, productifs (gaz) à Vaux (feuille Ambérieu). Bugey 101, sur la commune de Jujurieux a reconnu sous le chevauchement frontal jurassien, une série tertiaire sur près de 400 m sans atteindre son substratum (fig. 13).

En dehors de la feuille et du Jura, le forage de Bellaton à Ambronay, réalisé en 1925/26, a traversé une série tertiaire complète, bien que moins épaisse (250 m environ), reposant à - 52 m sur un horst de calcaire du Jurassique supérieur.

Ces deux forages, distants d'environ 6 km, mettent en évidence les variations de puissance du remplissage tertiaire dans la zone de bordure entre fossé bressan et Jura attribuables à la subsidence et aux érosions ultérieures. Les séries reconnues sont peu ou pas développées à l'affleurement :

- *Miocène* (215 m à Ambronay ; 270 m à Bugey 101). Alternance de marnes grises micacées, souvent fortement gréseuses, avec niveaux de sables fins et de grès calcaires grossiers. A Bugey 101, dans la partie supérieure de cette série : conglomérats en bancs épais, alternant avec des lits de marnes grises micacées souvent sableuses, à éléments arrondis ($d \leq 10$ cm) de calcaires locaux (= jurassiens).
- *Oligocène*. A Ambronay, reposant sur le Jurassique supérieur, 42 m d'argiles rouges ou jaunes, souvent sableuses dans la partie inférieure, à galets de calcaires et intercalations de brèches à éléments de calcaires jurassiens : à la partie inférieure, calcaires valanginiens ; plus haut surtout des calcaires clairs, à grain fin, du Jurassique supérieur.

A Bugey 101, sous la « molasse », vient une série à teintes plus vives qui pourrait représenter l'Oligocène :

- 98 m de marnes sableuses ocre, gris clair ou rouges, à petites concrétions calcaires et intercalations noduleuses (= conglomérats ?) de calcaires gris ou ocre, marneux et gréseux, plus nombreux vers la base ;
- 28 m de calcaires ocre, marneux et fortement gréseux, rubéfiés par endroits, à intercalations de marne sableuse ocre.

Le *Trias* est mal représenté à l'affleurement dans l'axe du pli de Saint-Rambert où sont seulement, et mal, visibles les termes les plus élevés correspondant au Rhétien. Une série plus complète a été traversée par les sondages Bugey 101 et 102, ainsi que les forages plus anciens de Vaux et Torcieu (feuille Ambérieu).

Seul le Keuper a été reconnu. Le Muschelkalk à *Encrinus liliiformis* a été signalé à Torcieu (épaisseur : 98 m). M. Thorat et J. Ricour (1950) ont déterminé du Jurassique moyen deux des niveaux attribués au Muschelkalk et les interprètent comme des écaillés emballées dans le Trias.

De bas en haut :

- argiles versicolores à anhydrite et dolomies (115 m) :
 - argiles grises, verdâtres et violacées (6 m),
 - dolomies et grès dolomitiques à intercalations argileuses noires (12 m),
 - argiles noires ou grises à rares intercalations d'anhydrite (22 m),
 - andydrite à intercalations d'argile brune, grise ou rouge et quelques bancs dolomitiques peu épais au sommet (40 m),
 - dolomie beige finement cristalline à intercalations d'anhydrite (6 à 7 m),

- argiles verdâtres et argiles dolomitiques gris clair (21 à 28 m);
- alternances fines de dolomies beiges, grises ou brunes, à grain fin; grès fins dolomitiques ou calcaires; argile noire ou gris foncé, souvent schisteuse (puissance: 32 m).

TERRAINS AFFLEURANTS

D'âges et de natures variés, les plus largement représentés sont les terrains sédimentaires secondaires sur lesquels reposent les terrains tertiaires et les formations alluviales et superficielles.

Terrains sédimentaires secondaires

t7-9. **Keuper. Marnes rouges, grès et calcaires dolomitiques à *bone-bed*. Marnes irisées à gypse, calcaires dolomitiques et schistes noirs** (150 m). Le seul affleurement connu dans toute l'étendue de la feuille occupe le cœur de l'anticlinal de Saint-Rambert. Depuis longtemps classique, la coupe décrite en détail par S. Guérin (1958), près de la ferme des Taquettes, est maintenant bien dégradée. Elle montre seulement les termes supérieurs correspondant au Rhétien. Les niveaux plus anciens sont connus par les forages (*cf.* terrains non affleurants). De bas en haut:

- schistes argileux noirs à esthéries, légèrement micacés à petits grains de quartz au sommet (<1 mm), à débit en plaquettes blanchissant à l'air;
- formation gréso-dolomitique (8 m). Les niveaux gréseux présentent une phase détritique homogène et se différencient par leur ciment: argileux, ferrugineux et calcaréo-dolomitique; ils sont associés à des argiles gréseuses et à des dolomies calcaires ou calcaréo-dolomitiques. La succession est organisée en séquences, rarement complètes, parfois réduites à un seul terme. La séquence complète comprend: grès blanc sans ciment, grès à ciment argileux ou ferrugineux, argile gréseuse, grès à ciment calcaréo-dolomitique, dolomie calcaréo-gréseuse et dolomie calcareuse. A plusieurs niveaux des bancs «intercalaires» représentent des séquences tronquées, plus nombreuses à la partie supérieure précédant l'apparition brutale du faciès calcaire terminé par une surface lumachellique à lamellibranches, essentiellement *Pteria contorta* et des mytilidés. Les organismes traduisent les oscillations de l'environnement par leur répartition discontinue et répétitive; de façon générale, les niveaux à restes de poissons (*bone-bed*) et les niveaux à lamellibranches s'excluent, sauf dans la partie moyenne de la série (niveau E de S. Guérin). *Pteria contorta* apparaît à 1,40 m de la base, mais ne devient abondante que dans la lumachelle terminale. Cet ensemble se termine par un *banc calcaire* gris-bleu, épais de 0,30 m, encore quartzeux à la base, terminé par une lumachelle à *Pteria contorta* et mytilidés, recouverte d'une dernière récurrence dolomitique à dents et écailles de poissons;
- marnes rouge lie-de-vin (= marnes violettes des auteurs) homologues des Marnes de Levallois de Lorraine, épaisses d'environ 3,00 m, attribuées au Rhétien supérieur, mais totalement azoïques.

11-5. **Hettangien-Sinémurien-Carixien. Calcaires à gryphées et calcaires à bélemnites** (10 à 15 m). Les premiers niveaux calcaires liasiques forment falaise et affleurent plus largement dans les boutonnières anticlinales: Saint-Rambert, Saint-Jérôme, cluse du Riez. De bas en haut:

- calcaire jaune, épais de 0,30 m, compact, à grain fin et cassure conchoïdale, observé aux Taquettes et à Gratoux (S. Guérin, 1958);
- calcaire à gryphées (env. 10 m), bleu sombre, très dur, en bancs de 0,20 à 0,25 m, à surfaces ondulées, séparés par des diastèmes ou des joints marneux noirs peu épais. La faune est abondante, en particulier les ammo-

nites, souvent de grande taille; aux Taquettes, S. Guérin (1958) cite: *Psiloceras* sp., *Paracaloceras* aff. *hettangiense*, *Schlotheimia angulata* qui indiquent les deux zones à Planorbis et à Angulata de l'Hettangien dans le faciès des Calcaires bleus à gryphées; le calcaire jaune représenterait les *Preplanorbis beds* de l'Hettangien basal; *Arietites bucklandi* et *bisulcatus*, *Coroniceras* (*Paracoroniceras*) aff. *charlesi*, *C.* (*Metophioceras*) sp., *Annioceras geometricum* et aff. *acuticarinatum*, *Euagassiceras* aff. *spinaries* correspondent aux deux zones à Bucklandi et Semicostatum du Sinémurien inférieur ou st. s. Les niveaux supérieurs, à gryphées rares ou absentes, entroques, foraminifères et radioles d'oursins ont donné aux Taquettes (S. Guérin, 1958) *Asteroceras* sp. de la zone à Obtusum du Sinémurien supérieur (= Lotharingien);

- calcaires bleus à bélemnites (1 à 3 m), à grain fin, durs à l'état frais, en bancs bien réglés, avec surfaces ondulées soulignées par des lits à bélemnites. La faune est peu abondante: *Prodactylioceras davoei*, *Androgynoceras capricornu*, *Lytoceras fimbriatum* de la partie supérieure (zone à Davoei) du Carixien.

Il n'est pas établi s'il y a lacune des zones du Lotharingien et du Carixien non identifiées par leur faune d'ammonites.

La série est terminée par une surface d'arrêt de sédimentation à la base des marnes domériennes.

16. **Domérien. Marnes à Tisoa** (80 à 100 m). Les affleurements de ces niveaux sont les mêmes que les précédents, auxquels il faut ajouter ceux de Serrières, Montgriffon et le Riez à l'Est de Jujurieux. Epaisse série de marnes noires micacées, souvent couvertes d'éboulis ou d'une zone d'alteration, pratiquement sans fossiles, à l'exception de concrétions calcaires formées autour de tubes ou de terriers de vers, simples, en forme de toupie ou allongées (= *Tisoa siphonalis*) ou ramifiées.

A la base, au contact de la surface ondulée terminant la barre calcaire, un lit riche en fossiles livre une faune d'amaltheidés de la zone basale du Domérien (zone à Stokesi): *Amaltheus stokesi* et *bifurcus*.

Au sommet, un banc calcaire gréseux à surface supérieure corrodée sépare cette série des marnes toarciennes. Il n'a livré aucune faune dans l'étendue de la feuille, mais c'est sans doute le même banc qui a livré *Pleuroceras spinatum* du Domérien supérieur (zone à Spinatum) dans les affleurements nouveaux découverts près de Tacon (feuille Nantua).

17-9a. **Toarcien et Aalénien inférieur. Marnes à nodules et intercalations calcaires ou à oolithes ferrugineuses** (15 à 25 m). Formant la partie supérieure des pentes liasiques, au pied des falaises du Jurassique moyen, ces niveaux affleurent dans les mêmes localités que les marnes domériennes. Il n'y a pas de coupe continue complète (cf. R. Enay et S. Elmi, 1964) et la succession théorique a été réalisée à partir des différents affleurements.

● **Schistes cartons** (quelques mètres). Bien développé plus au Nord, ce faciès a été reconnu en un seul point, au-dessus du banc terminal du Domérien, dans l'anticlinal de Rombois, à Montgriffon. Il a été signalé par J. Sigal (1962) sur la feuille voisine Belley, près de Fay.

● **Série à dominante marseuse** du Toarcien moyen et supérieur, avec intercalations de calcaires gris ou noirs, parfois à oolithes phosphatées et niveau oolithique ferrugineux correspondant à la terminaison nord du minerai exploité à Villebois (feuille Belley) et dans l'île Crémieu (feuilles Montluel et Bourgoin); au sommet, niveau discontinu à «nodules» corrodés en calcaire argileux gris-vert, légèrement oolithique. La faune comprend des espèces des zones à Bifrons (*Hildoceras bifrons* et *semicosta*, *Catacoeloceras crassum*, *Haugia variabilis*,

Grammoceras toarcense...) et à Levesquei (*Dumortieria multicosata*, cf. *yeovilensis*, cf. *prisca*).

La zone à Aalensis n'est pas représentée et paraît manquer.

● **Banc oolithique ferrugineux** (0,70 à 1,70 m), à oolithes irrégulièrement réparties, phosphatées ou ferrugineuses, parfois à nodules et croûtes disposées sans ordre, surtout à la base. La faune est condensée, sans mélange ni remaniement, de l'Aalénien inférieur et moyen. La structure du banc est lenticulaire : ainsi l'horizon à *Costileioceras acutum*, reconnu au Bévieur, manque à Saint-Jérôme ; l'horizon à *Tmetoceras scissum* et *Leioceras opalinum* n'existe qu'à Saint-Jérôme. Les faunes successives représentent les zones à Opalinum (*Leioceras opalinum*, *bifidatum*, *plectile*, *subcostosum* ; *Tmetoceras scissum*) et à Murchisonae (*Costileioceras acutum*, puis *Ludwigia murchisonae*, *wilsoni*, *rustica* ; *Ancolioceras substriatum*, *Euaptetoceras* cf. *verpillierense*, *Plannamatoceras* cf. *planiforme*). Les rares espèces de la sous-zone à Bradfordense (*Graphoceras (Ludwigella) carinatum*, *Brasilia baylei*) sont plaquées à la surface de la dalle oolithique ou prises dans le premier banc des calcaires à *Cancellophycus*.

19b-j1b. **Aalénien supérieur. Calcaires et marnes micacés à *Cancellophycus*. – Bajocien inférieur et moyen. Calcaires à entroques et niveaux à Polypiers** (80 à 120 m). Les Couches à *Cancellophycus* de l'Aalénien supérieur forment la partie inférieure des hautes falaises calcaires du Jurassique moyen. Elles disparaissent souvent sous les éboulis des calcaires à entroques bajociens dont elles se séparent difficilement.

● **Calcaires et marnes micacés à *Cancellophycus*** (10-15 m). La partie inférieure, plus marneuse, est faite de marnes et calcaires alternants ; les marnes sont noires, gréseuses et micacées, les bancs calcaires gris ou noirs, jaunes après altération. Localement, le banc de base, gréseux à fines oolithes phosphatées, livre les dernières formes de la zone à Murchisonae (sous-zone à Bradfordense) disposées sans ordre, souvent brisées et roulées. La faune principale appartient à la zone à Concavum de l'Aalénien supérieur : *Graphoceras (Graphoceras) decorum* et cf. *V. scriptum*, *Gr. (Ludwigella) rudis*, *subrudis*, cf. *arcitenens*, cf. *cornu* et gr. *concovum*. La partie supérieure est calcaire, en bancs épais, à débit en miches et niveaux marneux, peu épais et irréguliers, sans fossile.

● **Calcaires à entroques et niveaux à polypiers** (70 à 100 m). Ils forment l'osature des bandes anticlinales de la zone des lanières où ils affleurent très largement ; dans la moitié est de la feuille ils apparaissent seulement dans la boutonnière anticlinale du Grand-Colombier.

Le faciès de base est un calcaire biodétritique, à débris crinoïdiques dominants qui sert à nommer la formation. Lui sont associés des niveaux à polypiers, des silex et des chailles. La stratigraphie de détail est très variable et mal connue ; dans l'ensemble, on peut y reconnaître de bas en haut :

- calcaires inférieurs, faiblement ou irrégulièrement spathiques, également à grain fin ou finement détritiques (faciès « marno-terreux » de A. Riche) avec fond quartzeux de petite taille, passées à chailles ou silex (40 m en moyenne) ;
- premier niveau à polypiers, localement absent ou remplacé par des calcaires fins à silex ; quand il est présent, il est toujours peu épais (1 à 10 m), de type biostrome, stratifié à polypiers rameux ;
- calcaires spathiques (ou à entroques) supérieurs (20 à 40 m), intercalés de niveaux calcaires, gris clair, à silex ; localement, à Saint-Jean-le-Vieux, s'y intercale un niveau à polypiers rameux, peu épais (2,00 m) ;
- deuxième niveau à polypiers, le plus important et le plus constant, mal stra-

tifié ou disposé en bancs épais de calcaires fins, gris clair, à silex et joints stylolithiques dans lesquels sont noyées les colonies de coraux lamellaires ou massifs (10 à 20 m).

Le faciès *spathique* ou à *entroques* est biodétritique, à grain fin ou grossier et ciment plus ou moins abondant, ferrugineux; les débris crinoïdiques, plus ou moins roulés et classés, sont toujours dominants. Les stratifications obliques et entrecroisées sont la règle, à toutes les échelles de grandeur. Les diastèmes majeurs, souvent durcis et perforés, délimitent de grands corps sédimentaires correspondant à une même unité de sédimentation progradante.

Le faciès à *polypiers*, dans les parties construites (surtout le 2° niveau) est un calcaire blanc ou gris clair, saccharoïde et très recristallisé, traversé de veines calcitiques bleutées ou violines, disposé en lentilles discontinues, à base plane et surface convexe en saillie. Dans ses parties latérales il passe à un calcaire à grain fin à sublithographique, dur, stratifié en bancs épais et massifs, à polypiers épars et faunes associées (*Cidaris*, bivalves, brachiopodes), intercalés de niveaux spathiques avec lits de silex.

Aucune faune d'ammonites n'a permis ici une datation de ces niveaux rapportés au Bajocien inférieur et moyen par référence aux âges obtenus par M. Pelletier (1950) au mont Myon et, plus récemment, par C. Mangold et B. Lathuilière (1979) dans l'île Crémieu. En particulier, il y a accord entre la datation du 2° niveau à polypiers de la zone à *Humphriesianum* au mont Myon et la découverte d'une faune à *Strenoceras* et *Leptosphinctinae* de la zone à *Subfurcatum* au toit de ce même niveau à polypiers dans l'île Crémieu.

Par contre, au sein de la formation, il n'est pas possible de transposer les âges obtenus au mont Myon.

j1c. Bajocien supérieur. Lumachelles à *Exogyra acuminata* (= «petites huîtres»). Calcaires oolithiques et à débris (30 à 40 m). Les lumachelles à *Exogyra acuminata* (10 à 20 m) ou calcaires à petites huîtres, également attribuées à *Ex. observa*, représentent un faciès de comblement; il recouvre les lentilles à polypiers du 2° niveau et remplit les espaces interrécifaux. En conséquence, l'épaisseur de la formation est très variable suivant qu'on est à l'aplomb d'une masse construite ou d'un chenal entre deux lentilles récifales. La succession complète (dans un espace interrécifal) débute par des niveaux riches en huîtres, rassemblées en lumachelles, et intercalations marneuses nombreuses, offrant un contraste net avec les séries calcaires sous-jacentes. Les marnes diminuent vers le haut en même temps qu'apparaissent des oolithes, la présence des huîtres et des nombreux autres débris coquilliers permettant de faire la séparation avec l'unité suivante.

Les calcaires oolithiques et à débris ou «Oolithe» (20 à 25 m) terminent le Bajocien. Le calcaire est blanc ou gris bleuté, très clair, à oolithes bien formées et calibrées, seules ou mêlées à des débris coquilliers, à stratification oblique, gélif et débité en plaquettes. Partout l'assise se termine par une surface durcie et perforée, soulignée par un net changement dans la sédimentation. Ce niveau a fait l'objet d'une exploitation locale comme matériau de construction ou d'empierrement.

Dans le Grand-Colombier (angle sud-est) le faciès marneux envahit la plus grande partie du Bajocien supérieur. Les marnes renferment des lits discontinus ou altérés en nodules riches en huîtres et faune plus abondante en particulier des *Parkinsonia* gr. *subarietis* du Bajocien supérieur.

j2. Bathonien. Marnes et calcaires biodétritiques ou compacts, avec niveaux à silex, calcaires à oncolithes (= Calcaires à taches) (50 à 70 m). L'étage est présent sur toute l'étendue de la feuille; dans la partie orientale il apparaît dans les combes anticlinales creusées au travers du Jurassique supérieur. La strati-

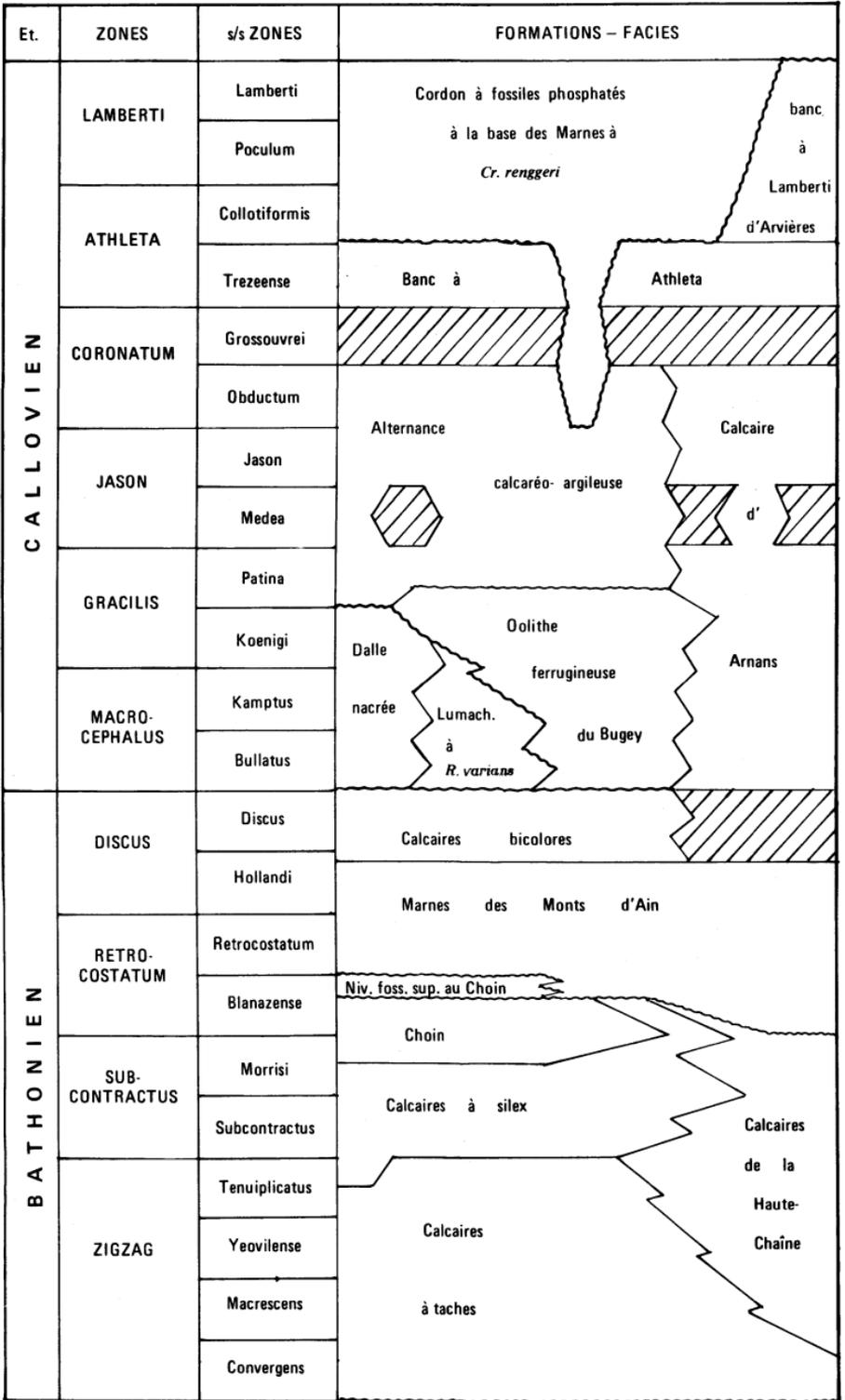


Fig. 2 - Bathonien et Callovien de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey
Principales unités lithologiques et corrélations d'après C. Mangold (1971)

graphie, les variations de faciès et d'épaisseurs ont été précisées par C. Mangold (1971). Les principaux changements coïncident avec une ligne passant au front de l'Avocat et un peu à l'Ouest de l'accident Corlier-Culoz (fig. 2 et 3).

● **Lanières de Saint-Rambert et du Bas-Bugey.** La série est complète et sert de référence :

- **Calcaires à taches** (2,5 à 15 m). Calcaires biodétritiques bleus ou jaunes suivant l'altération, à taches plus sombres bleu foncé ou rouille, légèrement ferrugineuses, plus ou moins nombreuses et de taille variable, de 1 à plusieurs mm, avec l'aspect de grumeaux ou de gravelles ; en lame mince, ces taches apparaissent comme des encroûtements algaires (= oncolithes) ou de foraminifères encroûtants (nubéculaires) autour d'un noyau détritique ou, plus souvent, biodétritique. La faune est riche et variée : échinides (*Pygorhytis analis*, *Holectypus depressus*), lamellibranches (*Pleuromya*, *Isoarca*, *Lopha*, *Trigonia*), brachiopodes (*Sphenorynchia bugeysiaca*) et nombreuses ammonites en quatre faunes successives correspondant aux sous-zones de la zone à Zigzag du Bathonien inférieur : *Parkinsonia* (*Gonolkites*) *convergens* et *subgaleata*, *Planisphinctes* (*Pl.*) *planilobus*, *Pl.* (*Lobosphinctes*) *intersertus*, *Procerites* (*P.*) *tmetolobus* (sous-zone à *Convergens*) ; *Parkinsonia* (*P.*) *pachypleura*, *P.* (*Gonolkites*) *wurtembergica* et *valida*, *Morphoceras* (*M.*) *macrescens* et formes voisines nombreuses, *M.* (*Ebrayiceras*) *sulcatum* et *jactatum*, *Zigzagiceras* (*P.*) *subprocerus* (sous-zone à *Macrescens*) ; *Oxycerites yeovilensis* et *limosus*, *Paroecotraustes* (*P.*) *bomfordi*, *Procerites* (*P.*) *fullonicus*, *P.* (*Siemiradzka*) *aurigerus*, *procerus* et *stephanovi* (sous-zone à *Yeovilensis*) ; *Asphinctites tenuiplicatus*, *Procerites* (*P.*) *fullonicus*, *P.* (*Siemiradzka*) *lochenensis* (sous-zone à *Tenuiplicatus*).
- **Calcaires à silex et Choin** (10 à 35 m). Ces deux unités passent l'une à l'autre latéralement et verticalement ; elles présentent des caractères communs en particulier les silex.

Les Calcaires à silex (5 à 25 m) sont finement biodétritiques, gris ou jaune clair, mal stratifiés, à diastèmes peu nets ; les silex qui ont donné son nom à la formation sont toujours abondants, parfois supérieurs à 50 % de la roche. simples, branchus ou anastomosés dès qu'ils sont nombreux. La faune, très pauvre, comprend surtout des ammonites de la zone à *Subcontractus* du Bathonien moyen : à tous les niveaux, *Procerites* (*Siemiradzka*) *matisonensis* ; à la base, presque uniquement des *Tulitidae* (*T. cadus*, *modiolaris*, *subcontractus*, *praeclarus*) et *Cadomites* (*C.*) *orbigny* de la sous-zone à *Subcontractus* ; au-dessus, une faune à *Morrisiceras* (*M. sphaera*, *morrisoni*) et *Lyceticeras* (*L. lycetti*, *comma*, *sknipum*), avec *Schwandorfia schwandorfense*, *Cadomites daubenyi*, *Bullatimorphites serpenticonus*, puis un niveau à *Cadomites daubenyi* abondants et des *Siemiradzka* (*P.* (*S.*) *berthae*, *pseudorjasanensis*), de la sous-zone à *Morisi*.

Choin* de Villebois (1 à 15 m). Longtemps et activement exploité, c'est un calcaire très résistant, bien stratifié, en bancs d'épaisseurs variables (0,40-1,00 m), biodétritique et finement spathique à la cassure, à ciment calcitique localement dolomitique, avec nombreuses sections de spicules. A l'affleurement, trois éléments sont caractéristiques : « traînées rameuses », silex, joints stylolithiques.

Les traînées rameuses à remplissage ferrugineux, distinctes du reste de la roche, apparaissent bien sur les surfaces altérées. Elles correspondent à des terriers d'organismes fouisseurs, sans doute des crustacés dont on trouve assez souvent des restes, pinces ou céphalothorax. Cette bioturbation varie d'un banc à l'autre ; elle est surtout abondante dans les bancs les plus élevés du choin toujours terminé par une surface d'arrêt de sédimentation.

* Voir le chapitre Ressources minérales, mines et carrières.

Les silex (= *clous des carriers*), simples ou branchus, sont disposés le plus souvent suivant la stratification, au contact de deux bancs ou plus généralement à l'intérieur des bancs. Leur distribution au sein de l'unité varie d'une exploitation à l'autre et ils ne peuvent être utilisés pour des corrélatons, même d'étendue limitée.

Les joints stylolithiques non tectoniques sont ici exceptionnellement nombreux et constants. Ils se superposent à un diastème, associés alors à un joint argileux, ou se disposent à l'intérieur du banc sans altérer ses qualités mécaniques. Ils sont continus ou non et peuvent se suivre parfois sur toute la longueur d'un front de taille. Les joints stylolithiques associés à un diastème sont les plus faciles à observer dans les exploitations. Les stylolithes traversent certains fossiles très corrodés ou supportent une coquille, souvent un lamellibranche, dépassant de 4 à 5 cm la surface du banc.

Les fossiles sont rares dans la masse des bancs (dissolution?), plus souvent à la surface des bancs, jamais très abondants. La faune compte des oursins (*Holectypus depressus*, *Pighorytis analis*), des lamellibranches (*Ctenostreon pectiniformis*, *Pecten vagans*, *Plesiopecten bouchardi*), des brachiopodes (*Arceythyris pseudoglobata*, *Pseudowattonothyris circumdata*, *Acanthothyris spinosa*, *Eudesia cardium*...) et de rares ammonites : sauf à Oncieu où cette faune est connue déjà au sommet des Calcaires à silex, le Choin débute avec une faune à *Wagnericeras* (*W. detortum*, *fortecostatum*, *kudernatschi*, *pelletieri*, *pseudosubtile*), *Procerites* (*P.*) *subcongener*, *P.* (*Siemiradzkaia*) *lissajouxii*, *inflexus* de l'extrême sommet de la sous-zone à Morrissi (zone à *Subcontractus*) du Bathonien moyen ; les niveaux supérieurs sont caractérisés par de grands *Procerites* : *P.* (*P.*) *hodsoni*, *mirabilis*, *magnificus*, *quercinus* de la partie inférieure (horizon à *Mirabilis*) de la sous-zone à Blanazense, zone à *Retrocostatum* du Bathonien supérieur.

- Niveau fossilifère supérieur au Choin [= niveau supérieur à *Collyrites* (= *Pyghorytis*) *analis* de A. Riche, 1893]. *P. analis* est connu dans tout le Bathonien et ne peut servir à caractériser l'assise qui a reçu un nom nouveau (C. Mangold, 1971). Ce niveau peu épais (0,20-0,60 m) est un excellent repère propre au Bugey. Le calcaire est marneux, souvent délité ou à débit en plaquettes irrégulières, plus ou moins envahi par des oolithes ferrugineuses petites et serrées. La faune est localement assez riche et variée : *Thracia viceliacensis*, *Pygorhytis analis*, *Holectypus depressus*, *Acanthothyris spinosa* (abondante), *Montlivaltia waterhousei* et ammonites de la zone à *Retrocostatum* (sous-zone et horizon à Blanazense) du Bathonien supérieur : *Oxycerites oppeli* et *subinflexus*, *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *ochraceum blanazense*, *Paroecotraustes* (*P.*) *continuus*, *ovalis*, *Clydonicerias* (*Cl.*) *nodatum*, *Homoeoplanulites* (*H.*) *acuticostatus*, *aequalis*. Au Sud de l'Albarine (Bas-Bugey), la faune comprend des éléments plus récents, en particulier *H. retrocostatum* de la partie supérieure de la zone (sous-zone à *Retrocostatum*) ;
- *Marnes des monts d'Ain* (= assise marneuse terminale de A. Riche, 1893) (1 à 40 m). Créé à l'origine pour la région de Nantua, ce terme désigne un ensemble finement détritique, de marnes et de calcaires argileux, souvent noduleux, à faune de lamellibranches : *Pholodomya bellona*, *murchisoni*, *Modiola cuneata*, *Lopha costata*, *Anisocardia minima*. Cette unité couvre toute la région avec des épaisseurs variables ; elles sont les plus faibles (<5 m) autour de Saint-Rambert ; elles augmentent vers le Sud et l'Est (15 m), plus rapidement vers le Nord (40 m à Boyeux-Saint-Jérôme et l'Avocat).

Dans cette partie ouest de la feuille, l'apparition du faciès marneux est à peu près isochrone et datée de la partie supérieure de la zone à *Retrocosta-*

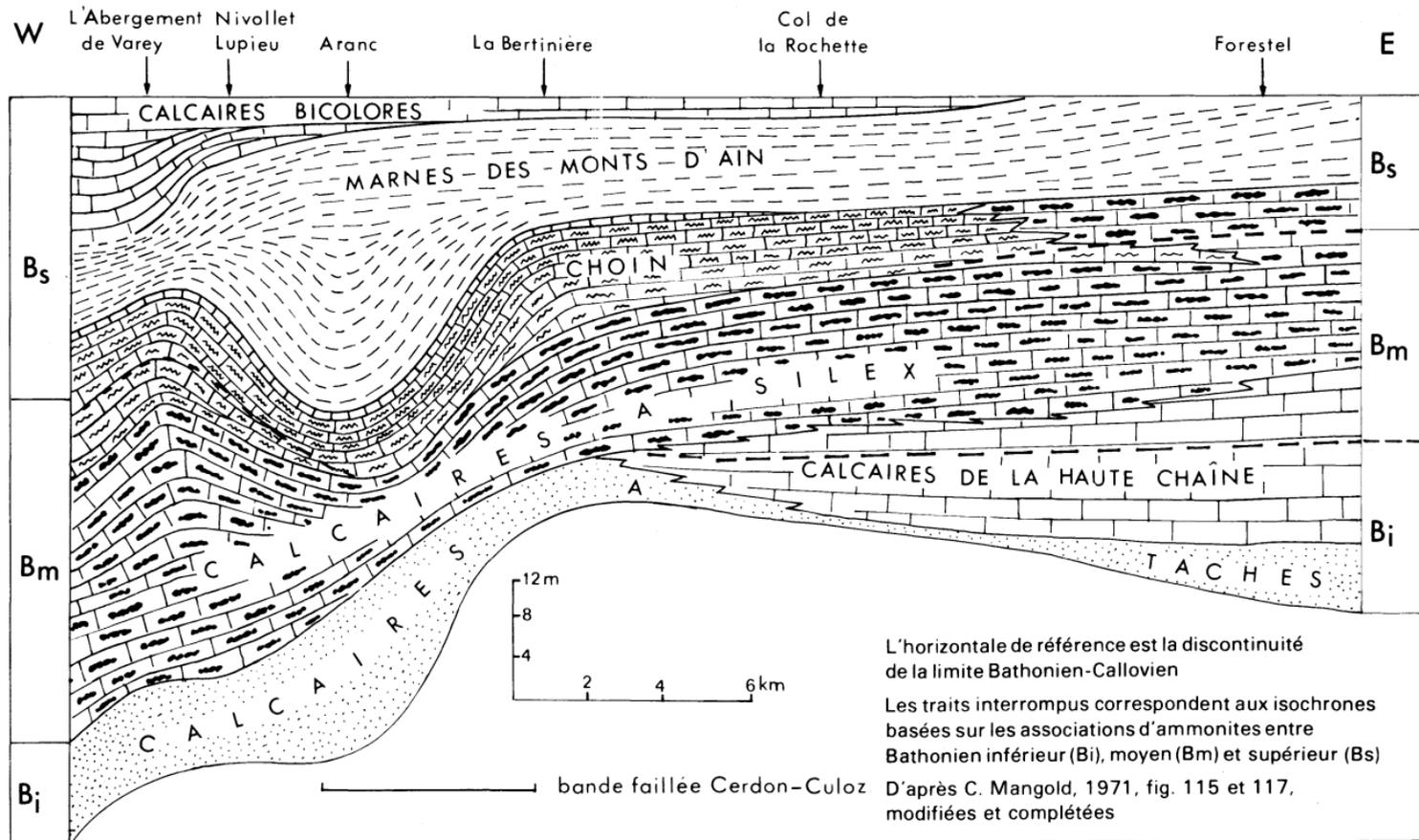


Fig. 3 - Section horizontale schématique (non dépliée) W-E, entre l'Abergement-de-Varey et le Grand-Colombier
pour montrer les variations d'épaisseur et les relations entre les principales unités lithologiques du Bathonien sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey

tum (sous-zone à *Retrocostatum*) du Bathonien supérieur basal: *Oxycerites* cf. *aspidoides*, *Eohecticoceras biflexuosum*, *Hecticoceras* (*Prohecticoceras*) *retrocostatum*, *angulicostatum*, *dominjoni*, *Clydoniceras* (*C.*) *planum*, *C. (Delecticeras) ptychoplorum*, *legayi*, *Bullatimorphites* (*B.*) cf. *platystomus*, cf. *hannoveranus*, *Epistrenoceras contrarium* (très rare). Les Marnes des monts d'Ain se terminent au cours de la sous-zone à Hollandi de la zone à *Discus*, âge basé sur de rares découvertes de l'espèce-indice (Oncieu).

- *Calcaires bicolores* (2,5 à 13 m). Confondu avec son assise marneuse terminale par A. Riche, ce niveau forme un repère constant dans la région au toit du Bathonien. Il est attribué au Bathonien sans preuve paléontologique; mais il est terminé par une surface érodée et ferrugineuse, sur laquelle reposent les niveaux avec les premières faunes calloviennes. C'est un calcaire subdétritique, grenu, à peu près azoïque, à l'exception des pistes de vers assez fréquentes, les unes linéaires et verticales, les autres disposées suivant la stratification, en spirale. Le débit est parallélipipédique et, l'altération progressant le long des diaclases et des joints, les fragments présentent l'aspect bicolore.

L'épaisseur est maximale à l'Ouest autour de l'Abergement-de-Varey (18 m); elle diminue vers le Sud (3 m à Oncieu) et l'Est (2,5 m à Résinand).

● **A l'Est de la faille l'Avocat-Corlier-Culoz** apparaissent des modifications importantes de la lithologie et la série devient tout à fait différente :

- *les calcaires de la Haute chaîne* (0 à 25 m) remplacent en partie les Calcaires à taches. Le calcaire est biodétritique, marno-terreux, gris-bleu, en bancs massifs, bien stratifié, avec des joints argileux. Suivant les localités ils débutent au cours de la zone à Zigzag du Bathonien inférieur, soit avec la sous-zone à *Macrescens*, soit avec la sous-zone à *Yeovilensis*. Ils atteignent le Bathonien moyen dans le Grand-Colombier (sous-zone à *Subcontractus*) et dans l'anticlinal de l'Avocat (sous-zone à *Morrisi*) et prennent ainsi la place des Calcaires à silex (et du Choin) qui se réduisent ou disparaissent vers le Nord et l'Est;
- *les Calcaires à silex* se développent aux dépens du Choin qui se termine en coin au sein des calcaires à silex. Ainsi le Choin a disparu vers le Nord, au-delà de Corcelles et vers l'Est à hauteur du Valromey. Au Grand-Colombier, le sommet des calcaires à silex livre la faune à grands *Procerites* de l'horizon à *Mirabilis*, sous-zone à *Blanazense*, zone à *Retrocostatum*, du Bathonien supérieur, connue à l'Ouest au sommet du Choin;
- *le niveau fossilifère supérieur au Choin* disparaît, les Marnes des monts d'Ain sont réduites en épaisseur (10 m) et les Calcaires bicolores manquent aussi. Ainsi le Bathonien est incomplet à sa partie supérieure sur le « seuil de la Haute chaîne » ébauché au Bathonien supérieur.

Ainsi, sur l'étendue de la feuille, les épaisseurs varient assez peu (40 à 50 m) pour le premier ensemble d'unités terminé avec le niveau fossilifère supérieur au Choin du Bathonien supérieur basal qui constitue une seule séquence lithoclinale. Les Marnes des monts d'Ain correspondent à la reprise de sédimentation et au début d'une deuxième séquence avec une nouvelle répartition des zones actives (cf. C. Mangold, 1971).

Le Choin, comme pierre de taille, les Marnes des monts d'Ain pour la fabrication de ciments, ont été exploités dans la partie ouest de la feuille (cf. le chapitre Ressources minérales, mines et carrières).

j3. **Callovien. Calcaires oolithiques ferrugineux et alternances marno-calcaires** (3,5 à 15,00 m). Toujours peu épais, le Callovien est groupé avec l'Oxfordien inférieur (j4) également peu développé. Pendant tout l'étage persiste le schéma

mis en place à la fin du Bathonien opposant le Grand-Colombier (= seuil de la Haute chaîne) au reste de la feuille (fig. 2).

● **Dans le Grand-Colombier**, le Callovien inférieur et le Callovien moyen sont sous faciès oolithique réduit; par contre le Callovien supérieur est relativement bien développé :

- la lumachelle à *Rhynchonella varians* est connue seulement au Nord, dans le secteur du col de Richemond (0,85 m dans le ravin de la Dorche), où elle repose sur la surface perforée du Bathonien. Plusieurs bancs d'un calcaire argileux noir, spathique, à oolithes ferrugineuses plus ou moins abondantes, livrent outre *Rhynchonelloidella varians*, *Aulacothyris pala* et des faunes d'ammonites de la sous-zone supérieure (sous-zone à *Kamptus*) de la zone à *Macrocephalus* (*Dolikephalites dolius*, *Kamptokephalites kamptus*) et de la zone à *Koenigi* du Callovien inférieur: *Dolikephalites dolius* et *gracilis*, *Oxycerites mamertensis*, *Hecticoceras (Chanasia) kuhni* et *navense*, *Jeanneticeras pleurospanium*, *gelini* et *zeissi*, *Proplanulites haugi*, *Homoeoplanulites (H.) balinensis*, *Indosphinctes (Elatmites) graciosus*, *curvicosta* et *calloviensis*. La sous-zone inférieure (sous-zone à *Bullatus*) de la zone à *Macrocephalus* paraît manquer;
- les Calcaires d'Arnans (0,70 à 1,30 m) recouvrent la lumachelle à *R. varians* au Nord où ils débentent avec la zone à *Patina* du sommet du Callovien inférieur. Au Sud il reposent sur la surface perforée du Bathonien et prennent la place de la lumachelle; ils renferment à leur base une faune de la zone à *Koenigi*, mais la zone à *Macrocephalus* paraît manquer. Ils ont été longtemps confondus avec l'Oolithe ferrugineuse du Bugey des régions occidentales. Les oolithes ferrugineuses, parfois chloriteuses, glauconieuses ou phosphatées sont dispersées ou groupées en amas dans un calcaire argileux, gris-bleu, dur et sonore, à cassure tranchante, en bancs peu épais (0,10 à 0,25 m) séparés par des joints argileux peu épais, également oolithiques et ferrugineux. La faune comprend exclusivement des ammonites; pour le sommet du Callovien inférieur (zone à *Patina*): *Kheraicerias cosmopolita*, *Bomburites bombur*, *Hecticoceras (H.) rectangulare*. *Lunuloceras (L.) fallax*, *Indosphinctes (I.) brenoni*, *luceyensis*, *Choffatia (C.) pannonica*, *C. (Subgrossouvria) recuperoi*, *Reineckeia (R.) branconi*; la base du Callovien moyen (sous-zone à *Medea*) manque; la zone à *Jason* est représentée seulement par la sous-zone supérieure (sous-zone à *Jason*): *Kosmoceras (K.) nodosum*, *K. (Zugokosmoceras) jason*, *Lunuloceras (L.) metomphalum savoyense*, *Putealicerias punctatum*; la zone à *Coronatum*, sous-zone à *Obductum* est bien représentée: *Kosmoceras (K.) zugium brinkmanni*, *K. (Zugokosmoceras) crassum*, *obductum*, *K. (Gulielmiceras) gulielmii evolutum*, *Lunuloceras (L.) paulowi*, *orbignyi*, *Putealicerias lugeoni virile*, *Erymnoceras coronatum*, *doliforme*, *Choffatia (C.) subballinensis*, *villanoides*, *C. (Grossouvria) revili*, *Flabellisphinctes (F.) villanyense*, *Reineckeia (Reineckeites) douvillei*; la sous-zone supérieure à *Grossouvri* est absente;
- les couches à *Athleta* (= assise inférieure à *Peltoceras athleta* de A. Riche, 1893) atteignent exceptionnellement 1,50 m au Sud, dans un faciès très voisin de celui de l'Alternance calcaréo-argileuse des régions occidentales, et incluent peut-être la partie supérieure (sous-zone à *Grossouvri*) du Callovien moyen. Seul le banc terminal de cette série, toujours peu épais (0,15 à 0,20 m) est fossilifère (= banc à *Athleta*, A. Enay, 1966). Au Nord il repose directement sur les Calcaires d'Arnans. Sa faune est celle de la sous-zone inférieure (sous-zone à *Trezeense*) de la zone à *Athleta*: *Kosmoceras (Bikosmoceras) deficiens*, *Lunuloceras (L.) solinophorum*, *Choffatia (Subgrossouvria) orion*, *Orionoides sp.*, *Peltoceras athleta*;

- *le Banc à Lamberti* (0,25 à 0,30 m) existe seulement dans cette partie orientale de la feuille. Le calcaire, à surface mamelonnée, débité en blocs polygonaux, est gris-bleu, dur et grenu ; les tours internes des fossiles sont phosphatés et souvent couverts d'un enduit vert. La faune condensée renferme des éléments du sommet de la zone à *Athleta* (sous-zone à *Collotiformis*) et des deux sous-zones de la zone à *Lamberti* : *Paralcidia glabella*, *Sublunuloceras nodosulcatum*, *Brightia salvadori*, *Collotia (Collotites) collotiformis*, *Quenstedtoceras (Lamberticeras) lamberti* et *gallicum*, *Qu. (Qu.) leachi*.

● **Sur le reste de la feuille**, à partir de l'anticlinal Cormaranche–les Mousières, vers l'Ouest :

- *lumachelle à Rh. varians et Oolithe ferrugineuse du Bugey* (0,50 à 1,00 m). Ces deux faciès sont présents, dans cet ordre, seulement au Sud de la cluse de Saint-Rambert ; au Nord, l'Oolithe ferrugineuse du Bugey existe seule. La lumachelle à *R. varians* repose sur la surface perforée du Bathonien (= Calcaires bicolores) et supporte l'Oolithe ferrugineuse. Sa lithologie est celle décrite pour le Grand-Colombier. Localement, en bordure ouest de la feuille (l'Abergement-de-Varey), elle prend le faciès Dalle nacrée. L'épaisseur varie de quelques décimètres à 1 mètre. L'Oolithe ferrugineuse du Bugey est distincte des autres niveaux oolithiques calloviens et limitée à la partie inférieure du Callovien, soit directement sur la surface perforée du Bathonien (= calcaires bicolores), soit sur le niveau précédent. Elle peut manquer localement (Corlier) ; l'épaisseur ne dépasse pas 1,00 mètre. C'est un calcaire argileux, ferrugineux, à oolithes limonitiques de petite taille, assez régulièrement réparties, passant localement à une véritable argile oolithique. Les fossiles sont nombreux, les ammonites dominant toujours largement, avec aussi : *Pyghorytis ellipticus*, *Dorsoplicathyris dorsoplicata* et *tenuiplicata*, *Aromasithyris balinensis*, *Rhynchonella minuta*, *Aulacothyris pala*, *Dictyothyris smithi*. Les faunes les plus anciennes de la zone à *Macrocephalus* du Callovien inférieur sont connues dès la base de ces deux unités, au moins localement, en particulier la sous-zone à *Bullatus* : *Bullatimorphites (B.) bullatus*, *B. (Treptoceras) microstoma*, *Indocephalites transitorius* et *kheraensis*, *Macrocephalites triangularis*, *macrocephalus*, *compressus*. La lumachelle à *R. varians* se termine partout avec la faune de la zone à *Koenigi*. L'Oolithe ferrugineuse est plus hétérogène : localement elle correspond à la seule zone à *Macrocephalus* ; plus souvent, elle contient des faunes de presque tout le Callovien inférieur, zone à *Koenigi* et partie basale de la zone à *Patina* ; elle est limitée à ces deux zones là où elle recouvre la lumachelle à *R. varians* (au Sud de la cluse de Saint-Rambert). Outre les espèces déjà citées dans le Grand-Colombier, ces niveaux livrent aussi : *Kosmoceras (Gowericeras) gowerianum*, *K. (G.) toricellii*, *K. (Toricellites) lahusei*, *Oxycerites calloviensis*, *subcostarius*, *Hectoceras (H.) balinense*, *Jeanneticeras anomalum*, *Strungia vouttensis*, *Proplanulites koenigi*, *Homoeoplanulites (H.) furculus*, *Indosphinctes (I.) bretoni*, *Crassiplanulites crassicosta*... ;
- *l'Alternance calcaréo-argileuse* constitue l'essentiel de l'étage. Elle repose sur l'Oolithe ferrugineuse du Bugey, localement sur les Calcaires bicolores du Bathonien (Corlier) et elle supporte généralement le Banc à *Athleta*, exceptionnellement, à *Macconod** (limite nord de la feuille), le niveau à fossiles phosphatés de la base des Marnes à *Cr. renggeri* de l'Oxfordien inférieur avec faune remaniée du Callovien supérieur et moyen. L'épaisseur varie de 15 m au Sud (mont de Plomb) à moins de 1 m à *Macconod* au Nord, avec une moyenne de 5 à 10 m pour la partie ouest. L'unité est

* *Macconod* sur la carte.

formée d'une alternance assez régulière de calcaires argileux gris-bleu, jaunissant à l'air, souvent bicolores, à taches et joints ferrugineux, en bancs peu épais, et de marnes ou argiles calcaires bleutées, dominantes à la partie inférieure, tandis que les niveaux calcaires deviennent plus épais, plus nombreux et plus constants vers le sommet. A l'affleurement, les bancs calcaires sont souvent disjoints avec un débit en boules ou en grosses miches aux angles arrondis. La faune d'ammonites fait débiter l'Alternance calcaréo-argileuse au sommet du Callovien inférieur, partie supérieure de la zone à Patina. L'unité représente essentiellement le Callovien moyen avec les associations caractéristiques de la zone à Jason et de la sous-zone inférieure (sous-zone à Obductum) de la zone à Coronatum. La sous-zone supérieure à Grossouvrei est partout absente et, localement, la sous-zone à Medea (base de la zone à Jason) peut manquer;

- le Banc à *Athleta* (0,20 à 0,40 m) correspond au banc terminal (= banc du toit) de la séquence callovienne, de même faciès que les niveaux calcaires de l'Alternance, mais plus dur, plus riche en points rouille et terminé par une surface corrodée sur laquelle repose le niveau à fossiles phosphatés. Dans cette partie de la feuille ce banc a fourni uniquement des espèces de la sous-zone inférieure (sous-zone à Trezeense) de la zone à *Athleta*: *Kosmoceras* (*Bikosmoceras*) sp., *Orbiglyceras trezeense*, *Choffatia* (*Subgrossouvreia*) *crassa*, *C. (S.) orion*, *Hamulisphinctes (H.) hamulatus*, *Peltoceras athleta*, *Parapeltoceras baylei* et *trifidum*.

j4. **Oxfordien inférieur (et moyen pars). Couches à sphérites et Marnes à *Creniceras renggeri* et fossiles pyriteux** (10 à 20 m). Ces deux unités sont présentes dans toute l'étendue de la feuille (fig. 4).

- **Marnes à *Creniceras renggeri* (= Marnes à fossiles pyriteux)**. L'unité débute par un cordon à fossiles phosphatés reposant sur la surface supérieure corrodée des derniers niveaux calloviens : bancs à Lamberti ou à Athleta, exceptionnellement (Macconod) l'Alternance calcaréo-argileuse. Ce niveau est daté de la zone à Mariae, sous-zone à Scaburgense ; dans le Grand-Colombier où il est bien distinct des niveaux calloviens, il a donné : *Lunuloceras matheyi*, *pseudopunctatum*, *svevum villersense*, *Putealiceras douvillei*, *Berniceras inconspicuum*, *Taramelliceras* (*Proscaphites*) *episcopale* (très rare), *Quenstedtoceras* (*Pavloviceras*) *mariae*, *omphaloides*, *woodhamense*, *Cardioceras* (*Scaburgiceras*) *scaburgense*, *Perisphinctes* (*Properisphinctes*) *bernensis*, nombreux *Peltoceras* l. s. indéterminés. Ailleurs, s'ajoutent des éléments plus anciens remaniés du Callovien supérieur ou, même, du Callovien moyen à Macconod. Au-dessus, argile homogène, bleu sombre, souvent couverte par une zone d'altération grise où sont les fossiles pyriteux. La partie inférieure, peu fossilifère, renferme souvent des grumeaux phosphatés épineux. Les niveaux fossilifères sont dans la partie moyenne avec une faune de la sous-zone à Praecordatum de la zone à Mariae : *Cardioceras* (*Scaburgiceras*) *praecordatum*, *Taramelliceras* (*Proscaphites*) *episcopale*, *richei*, *globosum*, *Lissoceratoides erato*, *Creniceras renggeri*, *Perisphinctes* (*Properisphinctes*) *bernensis*, *Peltoceras* l.s. indéterminés.

L'épaisseur maximale atteint 14,00 m à Longecombe, en moyenne 10,00 mètres.

- **Couches à sphérites** (= couches à *Pholadomya exaltata* de P. Choffat, 1878 ; Assise marneuse à rognons marno-calcaires de A. Riche) (1-5 m). Marnes dans lesquelles se développent des bancs calcaires à surfaces bosselées, discontinues ou rapidement disjoints, libérant des rognons ou sphérites de formes irrégulières, à patine ocre, très durs et à grain fin, gris bleuté à la cassure. La faune est assez pauvre ; les térébratules sont souvent groupées dans un même nodule : *Postepithyris andelotensis*, *Galliennithyris galliennei* ; les rares ammonites de la

partie inférieure (*Campylites (C.) delemontanus*, *Cardioceras (C.) persecans*) sont de la zone à *Cordatum* de l'Oxfordien inférieur; plus fréquentes dans la partie supérieure, elles appartiennent déjà à l'Oxfordien moyen, zone à *Plicatilis*, sous-zone à *Tenuicostatum* (ou *Vertebrale*) ou, même, base de la sous-zone à *Antecedens*: *Campylites (Neoprioceras) henrici*, *Perisphinctes (Arisphinctes)* sp., *P. (Kraenaspinctes) promiscuus*, *Per. (Dichotomosphinctes) rotoides* et *antecedens*, *Aspidoceras (Euaspidoceras)* cf. *catena*, *paucituberculatum*, *Gregoryceras riazi*.

L'épaisseur, assez constante, est de 5 m en moyenne; elle se réduit à 1,00 m au Grand-Colombier, en limite est de la feuille.

j5a. Oxfordien moyen (pars). Couches de Birmensdorf: calcaires argileux stratifiés à débris d'éponges et biohermes à spongiaires (7 à 15 m) (fig. 4). Ce niveau forme presque partout un excellent repère constitué par une petite falaise ou un ressaut accusé, plus ou moins continu, souvent boisé ou jalonné par une ligne d'arbres ou de buissons, dans la partie inférieure de la combe callovo-oxfordienne (qui peut inclure le Bathonien supérieur quand les Marnes des monts d'Ain sont développées), au pied des talus ravinés et souvent incultes des Couches d'Effingen. C'est seulement dans le Grand-Colombier, en limite est de la feuille, qu'il se dégage mal, en raison de la faible épaisseur et du peu de développement des biohermes. En effet, ces corps construits, plus calcaires que le reste de la formation, à stratification peu marquée ou nulle, souvent compacts et massifs sont dégagés par l'érosion de leur enveloppe et sont souvent les seuls à bien apparaître à l'affleurement. Dans cette partie orientale de la feuille, ce faciès (non séparé sur la feuille Seyssel) a été individualisé au prix d'une interprétation plus large des affleurements et son importance amplifiée.

Le faciès de base est une alternance de calcaires gris à taches plus sombres formées par des fragments d'éponges (tubérolithes) et de marnes grumeleuses également à débris d'éponges. Dans la région où l'unité a son meilleur développement (entre Tenay et Cerdon), apparaissent à plusieurs niveaux des bancs calcaires plus épais, à grain fin, compacts et souvent en saillie, à surface supérieure durcie, jaunie ou encroûtée par des spongiaires. Ils se poursuivent latéralement dans les masses construites, recouvrant des biohermes terminés à leur contact, servant d'appui à d'autres ou disparaissent au sein d'une construction.

Les masses construites ou biohermes à spongiaires, organismes les plus faciles à observer, séparent les ensembles stratifiés; elles sont dues en réalité à l'activité d'algues ou d'organismes proches des algues, les spongiaires servant seulement de support (C. Gaillard, 1971). Ces biohermes ont l'aspect de lentilles allongées, de dômes ou de coupoles emboîtées, développés en hauteur ou étalés, atteignant (dans les séries épaisses) plusieurs mètres, juxtaposés ou superposés et passant latéralement aux alternances marno-calcaires. Les parties très construites sont traversées par les bancs-repères déjà cités, ou leur prolongement sous la forme d'un diastème avec joint marneux noir ou une zone délitée, qui traduisent l'existence de rythmes dans la sédimentation, enregistrés à la fois par les constructions et par les séries stratifiées déposées entre celles-ci.

A l'aplomb des constructions, les séries stratifiées encaissantes montrent des variations de pendage en partie synsédimentaires (pentes originelles), en partie post-sédimentaires et diagénétiques (poinçonnage, compactage et tassement différentiel). Des failles de tassement perturbent souvent le contact biohermes-séries stratifiées, compliqué dans les secteurs très déformés par la différence des compétences lors des contraintes tectoniques.

Les spongiaires, très variés, facilement reconnaissables, même en fragments, grâce à l'aspect treillisé de leur surface, sont souvent de grande taille: jusqu'à 50 cm pour les *Craticularia* en forme de cornets allongés ou de coupes

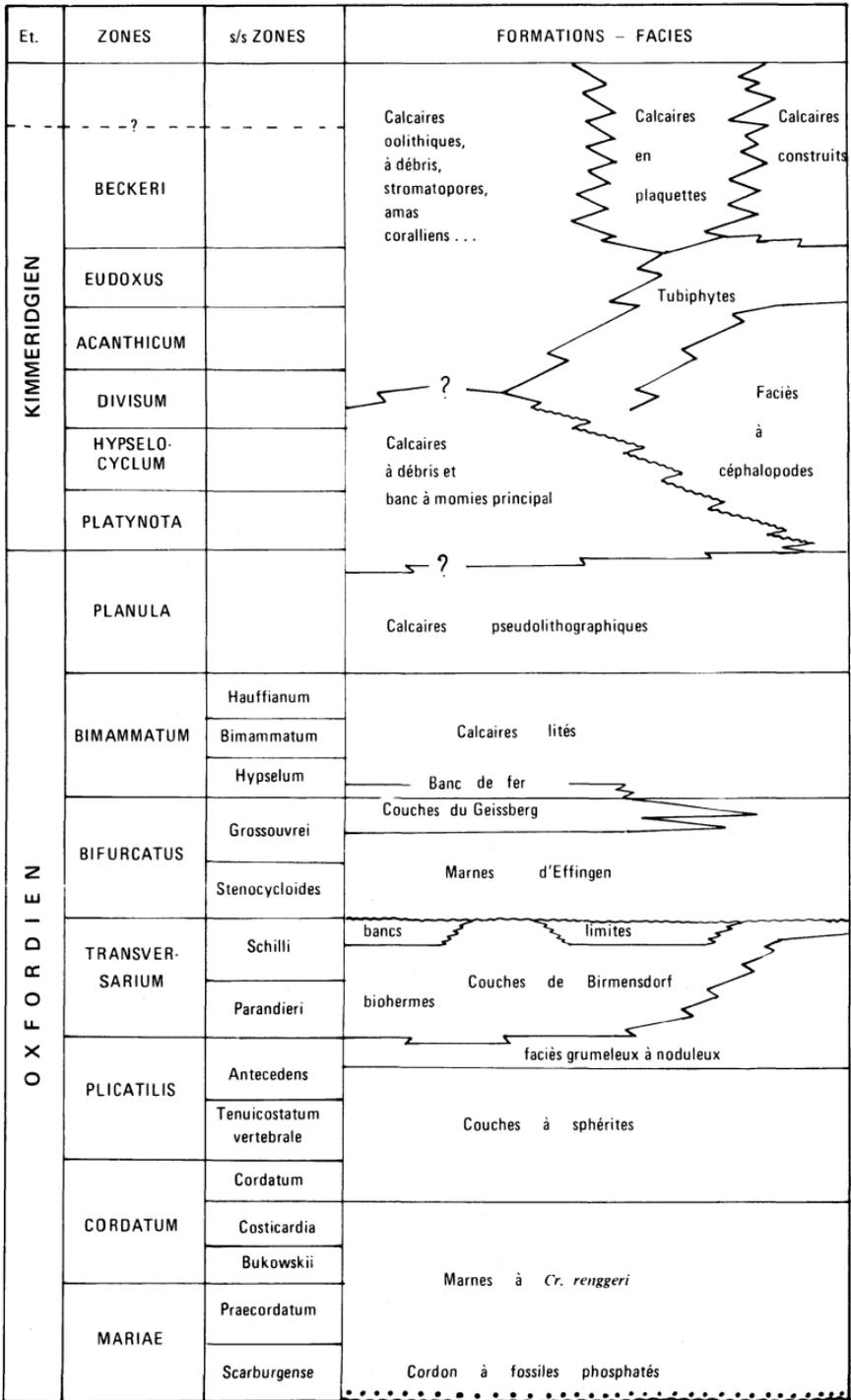


Fig. 4 - Oxfordien et Kimméridgien de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey
Principales unités lithologiques et corrélations

évasées, ou *Strauroderma*, également en coupe. A ces spongiaires sont associés de nombreux épizoaires généralement fixés sur la face cachée (qui peut être la face inférieure ou supérieure biologique) des éponges-supports: serpules, bryozoaires, brachiopodes inarticulés...; des organismes benthiques, libres ou sessiles: brachiopodes (*Lacunosella arolica*, *Moeschia alata*, *Cheirothyris subtrigonnella*...), lamellibranches, oursins, crinoïdes...

Les ammonites également nombreuses et variées (R. Enay, 1966) datent la formation de l'Oxfordien moyen. Les niveaux inférieurs, stratifiés, à biohermes peu développés ou absents, appartiennent encore à la zone à Plicatilis, partie supérieure de la sous-zone à Antecedens: *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *rotoides*, *antecedens*, *trichoplocus*, *P. (Arisphinctes) tenuis*, *P. (P.) andelotensis*, *chloroolithicus*, *Neomorphoceras chapuisi*, *Aspidoceras (Euaspidoceras) paucituberculatum*; les niveaux à biohermes représentent la zone à Transversarium *st.s.* ou zone à Parandieri: *Taramelliceras dentostriatum*, *Glochiceras (Gl.) subclausum*, *Gl. (Coryceras) crenatum*, *Campylites (Neoprioceras) lautlingensis*, *Ochetoceras canaliculatum* et *hispidum*, *Trimarginites arolicus* et *stenorynchus*, *Perisphinctes (P.) parandieri*, *martelli*, *alatus*, *pumilus*, *P. (Dichotomosphinctes) wartae*, *elisabethae*, *luciae* (et formes affines), *Aspidoceras (Euaspidoceras) ægir*, *Gregoryceras transversarium* et, surtout à la partie supérieure (bancs-limites): *Per. (Subdiscosphinctes) richei*, *kreutzi*, *Larcheria subschilli*, *schilli*, *P. (P.) cuneicostatus* de la sous-zone supérieure à Schilli.

L'épaisseur est la plus forte (10 à 15 m) dans la partie de la feuille à l'Ouest de l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières; elle diminue vers l'Est et dans le Colombier n'excède pas 5 mètres.

j5b. Oxfordien supérieur (pars). Couches du Geissberg et d'Effingen: marno-calcaires à intercalations calcaires à la partie supérieure (40-70 m). Les pentes supérieures de la combe oxfordienne sont taillées dans cette épaisse série marno-calcaire, monotone, sauf les intercalations plus calcaires du sommet correspondant au membre des Couches du Geissberg, surtout remarquable par sa plus grande richesse en faune (fig. 4).

● **Couches d'Effingen.** Elles constituent la plus grande partie de la formation. C'est un marno-calcaire gris-bleu, compact à l'état frais, à débit polyédrique, rapidement altéré en une marne grise avec concrétions irrégulières et rares fossiles pyriteux, formant des pentes raides incultes, sauf quand elles supportent un manteau d'éboulis ou d'altération, et couvertes de genévriers. Les fossiles sont pyriteux ou calcaires, généralement de petite taille, mais exceptionnellement (Indrieux) on trouve des ammonites de grande taille pyriteuses ou calcaires. La faune comprend des brachiopodes, en particulier *Aulacothyris impressa*, *Rhynchonella rivelensis*; des ammonites souvent indéterminables: *Amoeboceras alternans*, Périsphinctidés et Oppéliidés; des articles de crinoïdes et des pièces squelettiques de stellérides, le plus souvent calcaires: des radiales ou des plaques du test de *Rhabdocidaris*.

Des intercalations de calcaires gris, délités, sont constantes à la partie inférieure; la faune, plus abondante, comprend surtout des ammonites, mieux conservées et plus variées, qui datent ces niveaux de la partie inférieure (sous-zone à Stenocycloïdes) de la zone à Bifurcatus: *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Taramelliceras (T.) callicerum*, *T. (Proscaphites) colleti*, *Ochetoceras hispidum*, *Glochiceras (Coryceras) crenatum*, *Gl. (Lingulaticeras) politum*, *Perisphinctes (P.) cuneicostatus*, *P. (Dichotomoceras) bifurcatus*, *bifurcatoides*, *stenocycloïdes*.

Les zones plus calcaires de la partie supérieure sont moins nettes et bien visibles seulement dans certaines conditions d'affleurement. A ces niveaux, dans la partie ouest de la feuille, est associé un excellent niveau-repère, la Lumachelle à térébratules bleues formée par une seule espèce de grande taille,

Dorsoplicathyris prolifera, connue suivant une bande nord-sud, de Préau à Tenay (R. Enay, 1966; A. Boullier, 1976).

● **Le membre des Couches du Geissberg**, au sommet de la formation, correspond à un épisode calcaire, fait d'une alternance de calcaires argileux et de marnes terminée par une surface durcie, perforée et ferritisée et suivie d'un retour à la sédimentation marno-calcaire. Les intercalations calcaires renferment une faune plus abondante et plus variée dominée par les bivalves de milieu vaseux, souvent en position biologique : *Anatina (Cercomya) striata*, *Thracia depressa*, *Homomya (Arcomya) latissima*, *Pholadomya lineata*, *parcicosta*; *Mactromya paturattensis*, *Venelicardia bouranensis*; également *Trigonia elongata*, *girardoti*, *Gervilleia roederi*, *Myoconcha rathieriana* et un échinide, *Collyrites bicordata*.

Les ammonites, jamais très fréquentes, indiquent la partie supérieure (sous-zone à Grossouvrei) de la zone à Bifurcatus : *Perisphinctes (P.) cf. cautisnigrae*, gr. *variocostatus* et *uptonensis*, *P. (Dichotomoceras) bifurcatus* et *crassus*, *Pasendorferia* gr. *uptonioides*, *Mirosphinctes bukowskii*, *Aspidoceras (Euaspidoceras) perarmatum* var.

Les épaisseurs les plus faibles (40 m) sont sur la bordure ouest; elles croissent assez régulièrement vers l'Est et le Nord-Est (70 m).

j6a. **Oxfordien supérieur. Calcaires lités: marno-calcaires, localement avec biohermes à spongiaires** (40 à 60 m). La formation correspond toujours à un ensemble bien stratifié, associant des calcaires à grain fin, sublithographiques, de teinte claire, gris bleuté ou rosé avant altération, à pyrite plus ou moins abondante, en bancs peu épais, bien réglés, diaclasés et des marnes ou marno-calcaires délités.

Les niveaux calcaires sont groupés pour former des barres séparées par des talus marneux correspondant à une succession de séquences mineures évoluant d'un pôle argileux vers les calcaires. A l'échelle de la formation les variations de la lithologie permettent de reconnaître une partie moyenne à dominante marneuse séparant deux termes plus calcaires à la base et au sommet.

Les variations horizontales des faciès au sein de la formation ont lieu, comme pour les épaisseurs, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, et nous retrouvons la séparation entre deux domaines au niveau de la bande faillée Corlier-Culoz (fig. 4).

● **Au Sud-Ouest, règne le faciès avec biohermes** dont le développement coïncide à peu près avec l'extension de deux niveaux-repères situés à la base de la formation: la Couche à hexactinellides de P. Choffat et le Banc de fer (R. Enay, 1966).

Reposant sur le banc calcaire par lequel débute la formation, la Couche à hexactinellides, épaisse de 1 m environ, est une marne grumeleuse grise, à intercalations calcaires et nombreux spongiaires entiers ou brisés. Au-dessus, le Banc de fer est un repère plus facile à identifier et fréquent à l'affleurement. Le calcaire est dur et compact à l'état frais, à grain fin, gris bleuté, à nodules de pyrite et sections de spongiaires, riches en fossiles d'une belle teinte jaune. Il a fourni l'essentiel de la faune des niveaux inférieures.

L'ensemble calcaire supérieur renferme également deux niveaux-repères remarquables et de grande extension (présents bien au-delà du domaine avec biohermes), situés à faible distance l'un de l'autre, à 5 m environ sous le sommet de la formation: la lumachelle à térébratules violettes (= *Aromasithyris semifarcinata* et rares *Zeilleria (Digonella) kobyi*) à la base d'un banc à spongiaires et pyrite abondante; 0,50 m au-dessus, le Banc à pyrite, de faciès voisin mais sans lumachelle, prend un aspect vacuolaire avec traînées et nodules ferrugineux après altération.

Les biohermes occupent des situations variées. Leur importance diminue du

Sud-Ouest vers le Nord-Est, en même temps que se produit une montée oblique au travers des calcaires lités dans cette direction, depuis l'île Crémieu et le massif Portes-Mollard-Dedon. Bien développés encore à l'Est d'Indrieux (mont de Plomb), les biohermes sont plus réduits à Evosges et Corlier : dans l'ensemble inférieur, subsistent seulement de petits biohermes lenticulaires abortifs ou des placages à spongiaires au toit des bancs calcaires terminant les séquences mineures ; les constructions sont plus importantes, d'ordre métrique, dans l'ensemble calcaire supérieur, au-dessus de la lumachelle à térébratules violettes et du Banc à pyrite. A Aranc, il n'y a plus de biohermes dans tous les Calcaires lités.

● **Au Nord-Est, le faciès marno-calcaire** (ou lité) est une alternance régulière et monotone de barres calcaires et de talus marneux. La disposition rythmée de la formation apparaît plus nettement. Au sommet, subsistent des niveaux à spongiaires diffus, de type biostrome (= Glypticien de Jacquemin) avec encrines, *Cidaris* et nombreux brachiopodes en particulier dans la Lumachelle à térébratules violettes qui conserve son rôle de niveau-repère.

La formation a fourni des faunes de la zone à Bimammatum, surtout abondantes dans le faciès avec biohermes, plus rares dans les séries marno-calcaires. La première faune est celle du Banc de fer et de la série calcaire inférieure : *Glochiceras* (*Gl.*) *tectum*, *Gl.* (*Coryceras*) *canale*, *Ochetoceras basseae*, *hispidiforme*, *Taramelliceras externnodosum*, *Amoeboceras ovale*, *Epipeltoceras semimammatum* et morphotypes, *Aspidoceras* (*Euaspidoceras*) *costatum* et *hypselum*, formes de la sous-zone à Hypselum. Les niveaux supérieurs, à spongiaires et pyrite, localement avec petits biohermes, qui accompagnent la Lumachelle à térébratules violettes, renferment une faune variée : *Ochetoceras marantianum*, *Trimarginites stenorynchus* et *trimarginatus*, *Glochiceras* (*Coryceras*) *modestiforme*, *Taramelliceras* (*T.*) *hauffianum*, *litocerum*, *tenuinodosum*, *falculum*, *T.* (*Strebliticeras*) *kobyi*, *Orthosphinctes tiziani*, *colubrinus*, *O.* (*Pseudorthosphinctes*) *alternans*, « *Decipia* » *latecosta*, de la sous-zone à Hauffianum (sommet de la zone à Bimammatum). La sous-zone moyenne à Bimammatum est mal représentée, sans doute, en raison du faciès marneux développé à son niveau ; l'espèce-indice a été trouvée au Plan d'Hotonnes.

j6b. Oxfordien supérieur. Calcaires pseudolithographiques : calcaires fins à rares interlits marneux (70 à 80 m). Série épaisse et monotone de calcaires fins, lithographiques, de teinte claire, blanc jaunâtre à crème, bien stratifiés, en bancs d'épaisseur variable au sein de la formation, rarement très épais (0,10 à 0,40 m) ; les interbancs marneux ou délités sont rares. En conséquence, même dans l'angle nord-est de la feuille où les intercalations à spongiaires et brachiopodes du sommet des Calcaires lités tendent à disparaître, la séparation avec la formation précédente est généralement aisée. Les Calcaires pseudolithographiques forment souvent une falaise ou un relief dont le pied est noyé sous un important talus d'éboulis alimenté par les calcaires gélifs.

A la partie inférieure est développé souvent un faciès crayeux, en plaquettes ou à débit polyédrique, à stratification confuse. La partie supérieure est mieux stratifiée et, sous son sommet, surtout dans les parties orientales, existe une zone épaisse d'une dizaine de mètres en bancs peu épais ($\leq 0,10$ m), bicolores, souvent exploités pour moellons, marquée par une combe ou un replat souvent occupés par des prairies.

Des bancs plus épais (1,00 à 1,50 m), lumachelliques, à brachiopodes, lamel-libranches, polypiers, encrines s'intercalent à différents niveaux de la formation. En venant de l'Est, ils apparaissent d'abord dans sa partie supérieure, puis de plus en plus bas en allant vers le Nord-Ouest, en direction des faciès du Jura externe. De même, au Nord-Ouest d'une ligne Aranc-Outriaz des bancs oolithiques envahissent le sommet des Calcaires pseudolithographiques, rendant la

séparation difficile avec la formation suivante. Dans la plus grande partie de la feuille, c'est-à-dire au Sud-Est de la ligne précédente la limite supérieure a été tracée au Banc à momies (= oncolithes) principal (fig. 4).

La faune des Calcaires pseudolithographiques est pauvre : quelques lamelli-branches ou brachiopodes, de rares ammonites de la zone à *Planula* : *Idoceras planula*, *schroederi*, *minutum*. Localement, la base appartient encore à la zone à *Bimammatum*, sous-zone à *Hauffianum*, au moins dans les localités où elle a fourni la faune correspondante (Evosges, Aranc).

j7-8a. Kimméridgien inférieur et supérieur (pars). Calcaires à débris ou graveleux et nodules algaires (oncolithes ou momies), Calcaires à ammonites (40 à 50 m). Dans toute l'étendue de la feuille, y compris l'angle nord-ouest où le sommet des Calcaires pseudolithographiques est envahi par des oolithes ou des gravelles, la limite Oxfordien-Kimméridgien est placée à l'apparition du Banc à momies (= oncolithes) longtemps connu à la suite de C. Lory (1864) sous le nom de Calcaire pisolithique ou Pisolithe (A. Falsan, 1873; A. Riche, 1905; M. Pelletier, 1953...).

A l'Est de la feuille, dans le Grand-Colombier, à sa frange externe, le Banc à momies est représenté par un ou deux bancs de 1 à 1,5 m, distants de 1,5 m, à débris et nodules pisolithiques de petite taille, plus ou moins abondants et distribués irrégulièrement dans le ciment micritique gris-jaune. Mis en saillie par l'érosion du niveau intercalaire (à faciès des Calcaires pseudolithographiques), ils forment une double barre le long de la ligne de crête. Ces niveaux sont bien distincts d'un banc massif, de 2 m environ, à nombreux débris finement triturés et rares individus complets de brachiopodes et lamelli-branches, intercalé 3 à 5 m plus bas dans la partie terminale des Calcaires pseudolithographiques.

Vers l'W.NW, les faciès biodétritiques se développent, d'abord au-dessus du premier Banc à momies pris comme repère, puis également au-dessous. Si le repère du Banc à momies coïncide assez bien avec le toit de l'Oxfordien au Sud et à l'Est de son domaine d'extension, vers l'W.NW aucun élément n'a permis jusqu'ici d'apprécier son isochronie (R. Enay, 1966).

L'extension des faciès à ammonites permet de séparer deux domaines dont la limite commune suit approximativement une ligne nord-sud de Macconod aux Catagnolles, par Champdor et Hauteville (fig. 4).

● **A l'Ouest, faciès à gravelles et débris avec niveaux à oncolithes.** La formation biodétritique atteint 40 à 50 m jusqu'à la base des calcaires à polypiers qui forment son toit. Elle comprend des calcaires à débris ou graveleux, de teinte claire, parfois crayeux ou, au contraire, compacts, dans lesquels sont intercalés des bancs plus ou moins continus de momies ou oncolithes de tailles variées, plus ou moins abondants, dispersés ou jointifs. Localement, une dolomitisation secondaire affecte, soit le ciment, soit les oncolithes ou même les deux. Une successions de séquences peut être reconnue, séparées par des diastèmes ondulés correspondant à des arrêts de sédimentation ou des érosions (oncolithes tronquées), avec des ciments ou des types d'oncolithes distincts (K. Dahanayake, 1974). La faune y est rare, tout au moins les individus complets déterminables.

● **A l'Est, faciès à ammonites ou couches à *Ataxioceras*.** A la base, le Banc à momies est toujours présent, son épaisseur augmentant vers l'Ouest. Il est très souvent terminé par une surface d'arrêt de sédimentation, parfois ferritisée, sur laquelle reposent les premiers niveaux du faciès à ammonites d'âge de plus en plus récent du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Les couches à ammonites sont constituées de calcaires argileux, gris bleuté, jaunissant à l'air, à taches bleues ou rosées, bien stratifiés, en bancs de 0,20 à 0,80 m, à débit en dalles ou moellons séparés par des zones marneuses ou délitées. L'importance des marnes et des calcaires varie au sein de la formation.

Dans l'ensemble, deux zones plus marneuses sont suivies de séries plus calcaires, correspondant globalement à deux séquences, elles-mêmes variées dans le détail. Dans le Grand-Colombier, la première série calcaire, avec une faune à *Crussoliceras*, souvent massive, d'aspect ruiniforme, est traversée par plusieurs surfaces d'arrêt de sédimentation. En se rapprochant des régions occidentales, s'intercalent des niveaux à petites taches sombres ou brunes qui sont des oncolithes millimétriques, sans doute vannés à partir des régions occupées par le faciès biodétritique. Ces apports soulignent la disposition rythmique et se placent en fin de rythme, terminés par des surfaces d'arrêt de sédimentation discrètes qui sont sans doute à mettre en relation avec celles qui traversent la formation à débris et oncolithes.

La faune est presque uniquement à ammonites jusqu'à la barre à *Crussoliceras*; *Modiola perplicata* est assez fréquente. Au-dessus la faune devient plus variée avec des lamellibranches (plagiostomes, limes, pectinidés), des brachiopodes (rhynchonelles, zeilleries), des éponges et, localement (Grand-Colombier), petits biohermes à spongiaires.

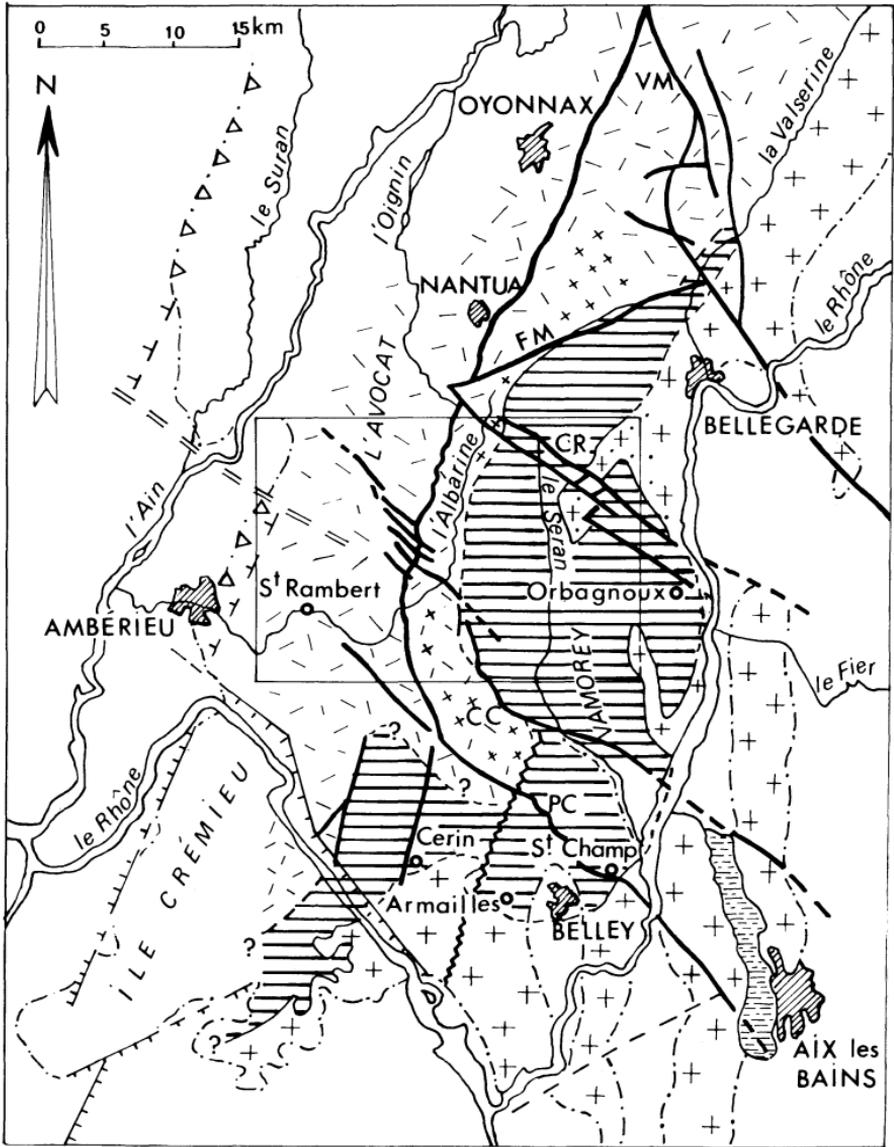
Dans le Grand-Colombier, les faunes d'ammonites s'étendent sur les zones à *Hypselocyclum* et *Divisum* du Kimméridgien inférieur (la zone inférieure à *Platynota* n'a pu être individualisée), la zone à *Acanthicum*, base du Kimméridgien supérieur, peut-être la partie inférieure de la zone à *Eudoxus*: *Glochiceras* (*Gl.*) *nibatium*, *Gl.* (*Lingulaticeras*) *crenosum*, *Streblites tenuilobatus*, *levipictus*, *Creniceras dentatum*, *Taramelliceras* (*T.*) *compsum*, *holbeini*, *trachinotum*, *Ochetoceras palissyanum* (rare), *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) *inconditum*, *oppeli*, *lothari*, *effrenatum*, *A.* (*A.*) *discobolum*, *hypselocyclum*, *suberinum*, *guentheri*, *Rasenia* (*Eurasenia*) *trifurcata*, *R.* (*Prorasenia*) *heeri*, *Crussoliceras divisum*, *tenuicostatum*, *aceroides*, *atavum*, *Garnierisphinctes garnieri*, *semigarnieri*, *plebejum*, *Progeronia breviceps*, *unicomptus*, *lictor*, *Idoceras balderum*, *Sutneria cyclodorsata*, *Aspidoceras acanthicum*, *uhlandi*, *schilleri*, *orthocera* (P. Hantzpergue, 1975).

Les niveaux les plus élevés, en calcaires jaunes à taches rosées ou rousses, à grain fin, légèrement cristallins, en bancs épais massifs, d'aspect ruiniforme ou à débit plaqueté, localement à silex (forêt de Brénaz), à rares ammonites, pourraient déjà représenter la zone à *Eudoxus*, au moins sa partie inférieure. «*Orthosphinctes*» *stenocyclus* et *modestus* près des Abergements, avec *Aulacostephanus* (*A.*) *eudoxus* et *pseudomutabilis* à Pra-Devant (feuille Nantua) au Nord du Crêt du Nû, sont de cet âge. Seuls les brachiopodes («*Rhynchonella*» *astieriana*, *Zeilleria* (*Digonella*) *moeschi*, *Terebratula* sp.) sont assez fréquents. Ces niveaux renferment souvent un foraminifère, *Tubiphytes moronensis*, apparaissant sous la forme de taches blanchâtres porcelanées millimétriques, et représentent les «Calcaires à Tubiphytes» de P. Bernier et B. Courtinat, 1979 (cf. aussi P. Bernier et C. Gaillard, 1980).

Vers l'Ouest, le faciès à ammonites se réduit progressivement, en même temps que les faunes deviennent plus rares. Les derniers éléments recueillis, entre Hauteville et Tenay, dans le branchyantoclinal des Dergit (Dergit-Michaud) et sur le flanc oriental de la forêt de Jailloux, à l'Ouest des Catagnolles, sont toujours des formes de la zone à *Divisum* (*Crussoliceras* sp., *Progeronia* gr. *lictor*) qui marque sans doute l'extension maximale vers l'Ouest du faciès à ammonites. Ses limites inférieure et supérieure sont donc hétérochrones, délimitant un «coin» enfoncé d'Est en Ouest au sein des formations carbonatées de plate-forme.

L'épaisseur maximale du faciès à ammonites est de 40 à 50 m dans le massif de Retord et le Grand-Colombier; elle diminue vers l'Ouest.

j8b. Kimméridgien supérieur. Calcaires construits à polypiers. Faciès de transition à débris et Calcaires en plaquettes, lithographiques ou bitumineux (25 à



- | | | | |
|--|---|---|---|
|  | Calcaires massifs à polypiers |  | Calcaires en plaquettes l.s. |
|  | Calcaires biodétritiques localement à colonnes ou amas coralliens (x). |  | Faciès de transition aux Calcaires en plaquettes l.s. |
|  | Limites d'affleurement du Secondaire |  | Chevauchement frontal jurassien |
|  | Failles de bordure des fossés tertiaires et de l'île Crémieu |  | Flexure de Saint-Germain-les-Paroisses |
|  | Accident limite du Jura externe et interne et principaux accidents transversaux : | | |
| | V : Vuache-Molinges ; FM : Forêt de Moment ; CR : Col de la Cheminée-col de Richemond ; CC : Cerdon - Culoz (= trace de l'accident profond probable) ; PC : Prémillieu-Chazay Bons. | | |

Fig. 5 - Cadre structural des faciès du Kimméridgien terminal

sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey (encadré) et sur les feuilles voisines

En partie d'après Bernier et Enay, 1972, modifié et complété à partir des levés cartographiques terminés ou en cours. La forme actuelle du lagon des Calcaires en plaquettes est due en partie aux déformations alpines. Compte tenu de ces dernières un contrôle tectonique synsédimentaire paraît probable, responsable en particulier

100 m). La partie supérieure de l'étage est marquée dans tout le Jura méridional par le développement des formations construites à coraux (et faciès associés). Leur installation est probablement hétérochrone mais les éléments de datation rigoureux font encore défaut. Les formes de la zone à Eudoxus de Pradevant, déjà citées, ont été trouvées dans les faciès à grain fin sous les Calcaires en plaquettes, tandis que plus au Nord, à Saint-Germain-de-Joux, *A. eudoxus* est connu dans les niveaux inférieurs de la formation biodétritique à colonnes construites (= Couches de Prapont inférieures, R. Enay, 1965). Vers l'Ouest, les derniers éléments de datation sont de la zone à Divisum et une apparition plus précoce du milieu récifal est probable, mais non démontrée.

A nouveau, deux domaines de sédimentation se distinguent de part et d'autre d'une limite passant par les Catagnolles, Vaux-Saint-Sulpice, Hauteville, Champdor, Macconod (fig. 4 et 5).

● **A l'Ouest, faciès biodétritiques et construits à polypiers.** Les parties construites à coraux forment des bancs peu épais, plus souvent des amas ou des lentilles correspondant à des biohermes de toutes tailles, associés à des calcaires d'aspect saccharoïde, d'un blanc très pur à l'état frais, gris après altération, des calcaires pseudo-oolithiques, graveleux ou crayeux, coupés de niveaux dolomitiques ou de calcaires fins sublithographiques, jaune orangé, à taches noires ou rousses. Ces niveaux sont plus nombreux dans la partie ouest de la feuille, à la partie supérieure de la série, sans doute incomplète, car en limite nord de la feuille (mais sur Nantua), entre Maillat et Brénod, ce faciès occupe la partie moyenne de la formation. Cette série forme les hautes falaises de la cluse des Hôpitaux, au Sud-Est de Tenay, de la reculée de Charabotte et de la vallée de la Fouge, à Préau.

Les fossiles sont assez nombreux dans les parties coralligènes ou organogènes mais difficiles ou impossibles à extraire, sauf dans les faciès crayeux : *Rhynchonella pinguis*, *Ismenia tegulata*, *Aequipecten erinaceus*, *Arctostrea gre-garea*, *Terquemia*...

● **A l'Est, Calcaires en plaquettes** (A. Riche, 1905), lithographiques ou bitumineux, avec zones construites et faciès de transition associés. L'appellation de « Calcaires en plaquettes » comme nom de formation a été reprise de A. Riche (Enay et Hess, 1962) pour désigner aussi bien les calcaires en plaquettes *st.s.* à débit centrimétrique, que les calcaires bitumineux à débit schisteux (abusivement appelés « schistes bitumineux ») à lamines millimétriques ou les calcaires lithographiques en bancs décimétriques. Ces divers aspects permettent des divisions (membres, niveaux-repères) au sein de la formation (Bernier et Courtinat, 1979), en parties locales du fait des variations de faciès dans son domaine d'extension. L'unité de la formation des Calcaires en plaquettes est donnée par la régularité de la stratification et la rythmicité du dépôt dont l'expression physique correspond au débit en unités élémentaires planaires depuis le millimètre jusqu'au décimètre. Ces caractères sont liés à un milieu de dépôt de basse énergie dans un chenal ou lagon abrité, séparé de la haute mer par une barrière corallienne située plus à l'Est et au Sud-Est (feuilles Seyssel et Rumilly) (Saint-Seine, 1949, 1950; Enay, 1965).

Des niveaux à empreintes de cristaux de sel et de gypse, fentes de retrait (Bernier et Enay, 1972) et organismes enfouis après dessiccation (Enay et Hess, 1970) témoignent d'une sédimentation dans un environnement confiné ou même d'émersions temporaires.

Les bons affleurements des Calcaires en plaquettes sont rares. Ils forment souvent une combe, plus ou moins large suivant l'épaisseur de la formation ou son pendage, dont la *morphologie reflète assez bien la succession* telle qu'elle apparaît dans les rares bonnes coupes étudiées (Bernier et Courtinat, 1979; Bernier et Gaillard, 1980):

- à la base, des niveaux crayeux blancs, difficiles à séparer de la formation sous-jacente, participent à peine à la formation de la combe kimméridgienne;
- une zone déprimée correspond aux niveaux laminés bitumineux dans lesquels sont intercalés des lits à cristaux de gypse assez constants dans tout le domaine étudié. Par leur situation en fin de séquence, ils peuvent être mis en corrélation avec les indices d'émergence du Calcaire à momies intermédiaires qui, à Saint-Germain-de-Joux (feuille Nantua), sépare également deux séquences au sein de la formation biodétritique de comblement (R. Enay, 1965; P. Bernier, 1973);
- au-dessus, une zone plus calcaire (= Calcaires en plaquettes *st. s.*), à lamines centimétriques, détermine un ressaut qui se suit de façon continue dans la partie haute de la combe;
- enfin, une nouvelle zone déprimée précède la barre calcaire du Portlandien; elle correspond à des marnes bleues, avec rares intercalations plus calcaires à la partie supérieure, constantes dans tout le domaine d'extension des Calcaires en plaquettes et cartographiées avec ces derniers. La macrofaune est rare (quelques lamellibranches et des ptérocoères de petite taille); par contre, elles renferment une abondante microfaune d'ostracodes: *Orthonotacythere interrupta*, *Galliaecytheridea wolburgi*, *Macrodentina (M.) decipiens* déjà d'affinités portlandiennes (Donze *in* Enay et Hess, 1962) et de nombreux individus d'*Everticyclammina virguliana*. Les seuls bons affleurements sont dans le lit du Sérán et dans le talus du CD 39c entre le Petit et le Grand-Abergement.

Dans le domaine des Calcaires en plaquettes se rencontrent d'autres faciès qui en sont les *équivalents latéraux*:

- des niveaux construits à polypiers remplacent les Calcaires en plaquettes à l'extrémité méridionale du Grand-Colombier (voir aussi les feuilles Rumilly et Seyssel) et dans l'angle nord-est, entre Hotonnes et le Crêt du Nû. Ils sont particulièrement visibles et démonstratifs (blocs de calcaire à polypiers rameux ou massifs atteignant près d'un mètre cube !) au Sud-Est des Plans d'Hotonnes, au flanc du relief coté 1 231 (sur la Chèvre), dans la tranchée des lignes EDF et sur le tracé des pistes de ski. A côté des Coraux, les *Diceras*, nérinées, sont fréquents, en particulier dans les faciès crayeux peu cimentés (Nord du Crêt du Nû);
- les faciès de transition coïncident presque toujours avec une réduction, pouvant aller jusqu'à la disparition, de la combe des Calcaires en plaquettes. Cette disparition se fait toujours *au toit* des faciès construits précédents: la terminaison de la combe s'insinue entre les calcaires portlandiens et ceux du Kimméridgien récifal. Cette disposition est bien nette pour la combe du Tumet au Nord du Crêt du Nû, également sur le flanc est de Retord, entre Planvanel et les Charmettes. Le faciès le plus caractéristique est un calcaire ayant conservé un débit en plaquettes grossières, mais à texture finement grenue, légèrement crayeux parfois, véritable calcaire à débris triturés bien calibrés. Le débit en plaquettes peut disparaître aussi, les éléments grossiers deviennent plus nombreux, faisant le passage aux faciès crayeux indiqués avec les calcaires construits.

Les différents aspects sont schématisés par l'utilisation de figurés placés en surcharge sur la teinte de base correspondant à l'intervalle représenté. Le faciès en plaquettes *l.s.* livre un microplancton abondant, des végétaux terrestres (*Zamites feneonis*, *Brachyphyllum* sp.) et une faune, remarquable par sa conversation, de poissons, stellérides, ophiures, crustacés... Les ammonites, encore peu nombreuses, fournies par quelques stations privilégiées, les datent de la zone à Beckeri du Kimméridgien supérieur: *Subplanitoides cf. siliceus*, *Virga-*

taxioceras subsetatum, *Tarmelliceras açalopistum*, *Sutneria* sp., *Aspidoceras* sp.

j9. Portlandien. Calcaires à tubulures et nérinées, dolomies (70 à 120 m). Les faciès habituels ou dominants du Portlandien sont, d'une part, un calcaire compact, à grain fin, gris-bleu, à taches diffuses ou flammées plus sombres, souvent bioturbés (= Calcaires à tubulures), à la partie inférieure, d'autre part, un calcaire dolomitique ou une dolomie grise ou jaune, depuis la dolosparite jusqu'à la dolomicrite, souvent laminée, quelquefois altérée en cargneules, à la partie supérieure.

Les deux types fondamentaux sont associés à de nombreux autres faciès, depuis les types infratidaux ou subtidaux (calcaires à oncolithes, calcaires à Dasycladacées...) jusqu'aux types intertidaux à supratidaux (calcaires fenestrés, calcaires à cailloux noirs, calcaires à *Chara*, laminites à fentes de dessiccation...) organisés en rythmes traduisant les variations de l'épaisseur de la lame d'eau et des conditions d'environnement correspondantes (Bernier et Enay, 1972 ; Bernier, 1979).

La succession complète montre une tendance générale à l'émersion qui aura son aboutissement dans les formations margino-littorales du Purbeckien. Mais cette tendance est réalisée par une série d'oscillations. De la base au sommet les rythmes sont de plus en plus rapprochés et tranchés ; à l'intérieur des rythmes l'importance relative des faciès infra- ou subtidaux et inter- ou supratidaux s'inverse de telle façon que les seconds deviennent prépondérants vers le haut. De là découle l'organisation générale des faciès, surtout calcaires à la partie inférieure, avec un plus grand développement dans la partie orientale de la feuille, plutôt dolomitiques au sommet.

A l'affleurement, les niveaux calcaires inférieurs forment un relief boisé ou une falaise, coupé de vires correspondant aux intercalations dolomitiques les plus importantes (niveaux d'eau) ; à la partie supérieure, les dolomies supportent un replat ou des pentes douces, à topographie irrégulière, couvertes de prairies, compris souvent dans la combe purbeckienne.

Le Portlandien repose sur les différents faciès du Kimméridgien supérieur. Avec les Calcaires en plaquettes la limite est bien marquée par la morphologie. Une zone déprimée, creusée au toit des faciès construits associés aux Calcaires en plaquettes, les sépare également de la falaise portlandienne. Le contact et les premiers niveaux portlandiens (sous la falaise) sont visibles dans une série d'affleurements à la périphérie du Valromey : route du col de la Rochette, vallée du Séran et talus des C.D. 39a et c... Sur les Marnes bleues à *E. virgulina*, on observe :

- un banc épais (1,50 à 2,00 m), d'un calcaire gris-bleu, jaunissant à l'air, à flammures plus foncées, à grain fin, mal stratifié et bioturbé. A la partie supérieure plusieurs niveaux à *Thalassinoïdes*. Quand il affleure (le Petit-Village au Nord de Ruffieu, cluse de sortie de la combe sous la Grange Ronger, à Sothonod...) ce banc a servi de repère pour la limite inférieure du Portlandien ;
- calcaires en bancs minces (≤ 10 cm), mimant les Calcaires en plaquettes, gris rosé à flammures rougeâtres, coupés de débits marneux irréguliers ou ondulés ; ils renferment une faune localement assez riche, en particulier des *Pterocera*, souvent encroûtées par l'huître *Nanogyra striata* (= *Ex. virgula*) et d'autres lamellibranches : *Myochoncha* sp., *Isognomon* sp.... (épaisseur : 3 à 4 m) ;
- calcaires en bancs épais, souvent à tubulures, de la falaise portlandienne.

La zone déprimée au toit des faciès construits associés aux Calcaires en plaquettes correspond sans doute aux mêmes niveaux, au moins les niveaux à ptérocères. En effet, plus au Nord, dans la région de Saint-Germain-de-Joux (feuille

Nantua), des calcaires argileux délités gris bleuté à taches rosées ou rougeâtres à ptérocères et lamellibranches sont intercalés entre les Calcaires du Chaillay à *Gravesia* et les Couches de Prapont, faciès équivalents des Calcaires en plaquettes.

Ces niveaux sont bien «portlandiens» par le faciès. D'ailleurs les Marnes bleues à *E. virguliana* sous-jacentes seraient à rapporter au Portlandien d'après la microfaune d'ostracodes déterminée par P. Donze (cf. Enay et Hess, 1962). Cependant, les premières *Gravesia* (*G. irius* et *gigas*) du Portlandien inférieur sont connues (M. Pelletier, 1953 ; R. Enay, 1966) dans les faciès à tubulures (= Calcaires du Chaillay) correspondant à la falaise portlandienne.

La macrofaune est peu abondante et très peu variée : nérinées, natices. Parmi les microfossiles, algues et foraminifères nombreux : *Salpingoporella annulata*, *Campbelliella striata*, *Clypeina jurassica*, *Nautiloculina oolithica*, *Favreina salevensis*.

Dans la partie occidentale de la feuille, la partie inférieure calcaire du Portlandien est plus riche en niveaux graveleux ou *grainstones* à nombreux microorganismes marins : textulariidés, miliolidés, algues (*Clypeina*, *Salpingoporella*...) souvent difficiles à séparer des faciès biodétritiques kimméridgiens. La partie supérieure est toujours dolomitique.

jP. Purbeckien. Calcaires gris-beige, calcaires à cailloux noirs et marnes vertes (5 à 15 m). Les niveaux séparés comme purbeckiens ne sont que la continuation et l'aboutissement de l'évolution engagée au Kimméridgien et poursuivie pendant le Portlandien. Des faciès, fréquents dans le Purbeckien, par exemple les niveaux à cailloux noirs, apparaissent épisodiquement dès le Kimméridgien supérieur. Ils prennent ici une importance plus grande et sont associés à des faciès nouveaux : marnes vertes, marnes à mollusques d'eau douce, calcaires marbrés, souvent noduleux, sans doute liés à des paléosols et à des évolutions pédogénétiques... qui par leur réunion définissent le *faciès purbeckien*.

Les séries purbeckiennes sont également organisées en séquences, souvent tronquées ou réduites, avec une grande variabilité des lithofaciès, à la fois verticalement et horizontalement. On peut distinguer (R. Ainardi, 1977) des «séquences de termes marins» et des «séquences de termes dulçaquicoles», mais les différents termes peuvent se trouver ensemble dans une même séquence ou être séparés par des diastèmes majeurs.

L'intrication des dépôts marins, lagunaires et lacustres correspond à un environnement margino-littoral sur une large plate-forme soumise aux allées et venues d'une lame d'eau peu épaisse, coupées d'émersions locales et temporaires. Les faciès marins sont des calcaires graveleux ou à coprolithes, à algues, foraminifères ; les termes à influences continentales renferment des *Chara* ou/et des cailloux noirs ; les faciès les plus continentaux sont les marnes et calcaires verts, les marnes et calcaires à fossiles d'eau douce...

Ainsi que P. Donze l'a montré, les influences marines sont, dans l'ensemble, dominantes à la base des séries purbeckiennes et dans les régions orientales. Les influences continentales sont plus nombreuses vers le haut et dans les régions occidentales, les lignes isopiques étant obliques sur les structures actuelles avec une direction générale SW-NE (P. Donze, 1958). Dans le territoire de la feuille, l'avancée vers l'Ouest des influences marines dans l'angle nord-est (et sur la feuille Nantua) traduit manifestement, et mesure, le jeu en décrochement sénestre des accidents col de la Cheminée-les Plans d'Hotonnes.

Les microfaunes (ostracodes, characées) établissent que le Purbeckien du Jura recouvre le Jurassique terminal et la partie basale du Crétacé (Berriasien inférieur).

n1b-2. Berriasien moyen et supérieur et Valanginien. Calcaires spathiques roux, calcaires graveleux et oolithiques à intercalations marneuses (40 à 80 m). A

l'exception des mauvais affleurements de l'angle nord-ouest et de Vieu-d'Izenave (Combe du Val), le Crétacé inférieur n'est bien représenté que dans la moitié est de la feuille. Le Valanginien *l.s.* évolue rapidement de l'Est vers l'Ouest :

– **dans le Grand-Colombier et le massif de Retord**, la série est plus variée et (peut-être) plus complète ; de bas en haut :

● *formation calcaire inférieure* (= formation de Pierre-Châtel de N. Steinhauser et A. Lombard, 1969), avec le faciès du Marbre bâtard, en calcaires gris clair à beiges, micritiques ou calcarénitiques, à foraminifères (*Pseudotextularia courtionensis*) et dasycladacées, en bancs épais, formant falaise au-dessus du talus ou de la combe du Purbeckien (10 à 30 m). Au sommet, sur le flanc oriental du Grand-Colombier (P. Donze), horizon-repère à *Keramosphaera allobrogensis* de N. Steinhauser, P. Brönnimann et L. Koehn-Zaninetti (1969) ;

● *calcaires argileux et marnes*, souvent gréseux (= formation de Vions de N. Steinhauser et A. Lombard), localement à lits charbonneux, riches en matières organiques et de teinte sombre à l'état frais, bicolores ou diversement colorés après altération (5 à 10 m). Formés à très faible profondeur, avec indices d'influences continentales ou même d'émersion, ces dépôts contiennent des débris de tiges et des oogones de charophytes (*Porochara sp.*, *Globator maillardii*), abondants dans certains niveaux, des ostracodes d'eau douce (*Macrodentina sp.*) ou littoraux (*Cypridea valdensis obliqua*, *Dictyocythere mediostricta transfuga*, *Protocythere divisa*, cf. *emslandensis*, *Clythrocytheridea sp.*, *Cytherella sp.*, *Fabanella sp.* (P. Donze, 1969), également des spores et micro-organismes du phytoplancton (tasmanacées, acritarches, histrichosphères, pérédinales... Taugourdeau-Lantz et Donze, 1971). Ils forment une vire ou un talus entre la première barre calcaire et celle du Valanginien. Cet épisode régressif, contemporain des *Hastings beds* du Wealdien basal d'Angleterre (P. Donze), est daté du Berriasien supérieur ;

● *ensemble calcaire supérieur* (= ? formations de la Chambotte et du Bourget de N. Steinhauser et A. Lombard) du Valanginien *st.s.* formant une deuxième barre, moins nette que celle du Berriasien moyen, ou une succession de ressauts (30 à 40 m). La plus grande part est constituée de calcaires oolithiques ou biodétritiques, souvent bicolores, surtout à leur partie supérieure, plus clairs à la base, intercalés de niveaux marneux ou marno-calcaires, à foraminifères : miliolidés, textulariidés, *Pfenderina neocomiensis*, *Trocholina alpina* et *elongata*. Au sommet, sont parfois visibles des calcaires en bancs minces, à stratification oblique, à nombreux débris, parfois oolithiques ou/et spathiques, de couleur rousse, localement à chailles, à macrofaune plus abondante : bryozoaires, stromatoporidés, *Terebratula valdensis*, *tamarindus*, *villersensis* ;

– **dans le synclinal d'Hauteville**, la série est réduite à deux termes et (peut-être) incomplète à la base. En l'absence de bonnes corrélations on a conservé la même notation partout. De bas en haut :

● *calcaires oolithiques et à débris* (20 à 25 m), gris-bleu à l'état frais, jaunes ou roux après altération, à stratification oblique ou entrecroisée coupée de diastèmes espacés, riches en foraminifères (miliolidés, textulariidés, valvulinidés, *Trocholina alpina* et *elongata*) et dasycladacées (*Arctinoporella*, *Clypeina*, *Acicularia*...). A la base on rencontre encore des cailloux noirs et quelques *Chara*. Au sommet, des intercalations de calcaires argileux ou grumeleux et de marnes gris verdâtre, légèrement glauconieuses, formant une vire ou un replat ; ils renferment une macrofaune benthique : *Terebratula valdensis*, *Pholadomya elongata*, gastropodes et radioles d'oursins avec la microfaune habituelle du Valanginien : *Tr. alpina* et *elongata* ;

● *choin d'Hauteville** et *calcaires spathiques roux* (10 à 15 m). Le *choin*

* Voir chapitre Ressources du sous-sol et exploitations.

exploité autour d'Hauteville en constitue l'essentiel. C'est un calcaire en bancs épais, massifs et compacts, formant une barre, à surface supérieure souvent sculptée par l'eau (lapiaz), de teinte claire, blanche ou rosée, oolithique ou calcarénitique, parfois à éléments bréchiques, quelques nérinées ou oursins (*Pyrina pygea*), mais une microfaune abondante de foraminifères : *Trocholina alpina*, *elongata* ; *Dyctioconus valnutensis*, *Pfenderina neocomiensis* et Dasycladacées. Au sommet, une surface d'arrêt de sédimentation, couverte d'un encroûtement ferrugineux et perforée, termine le *choin*. Elle supporte quelques bancs peu épais d'un calcaire brun-ocre, à nombreux débris roulés, surtout des échinodermes, également des bryozoaires et des mollusques, gravelles, oolithes, grains de quartz et rares foraminifères.

La corrélation des niveaux plus marneux sous le *choin* d'Hauteville avec l'épisode marneux régressif (= Couches de Vions) n'est pas évidente ni établie. Ils sont plus probablement l'équivalent de l'intercalation marneuse (= membre du Guiers) reconnue dans la formation de la Chambotte par N. Steinhauser et A. Lombard (1969). Ainsi dans la région d'Hauteville le Berriasien pourrait manquer et l'ensemble de la série (sauf peut-être les niveaux de base à *Chara*) représenterait le seul Valanginien.

n3. **Hauterivien. Marnes et calcaires roux et glauconieux** (50 à 70 m). Cette série, à dominante marneuse, affleure mal ; elle forme une combe ou un talus, couverts de végétation et/ou d'éboulis. La région d'Hauteville (ruisseau de Mélogne) a livré les seuls éléments de datation par ammonites recueillis sur tout le territoire de la feuille, dans la partie supérieure des marnes à 10-15 m environ du sommet des calcaires du *choin*. Les faunes étudiées (Busnardo, Enay et Pitre, 1966), réparties en quatre niveaux sur moins de 4 m d'épaisseur, appartiennent au Valanginien terminal (zone à *Callidiscus*) pour les trois premiers : *Teschenites* sp., «*Neocomites*» (?) aff. *dubisiensis*, *Karakschiceras biassalensis*, *Discotella* sp. et *pitrei* ; à l'Hauterivien basal (zone à *Radiatus*) pour le plus élevé qui a fourni seulement des *Acanthodiscus* (*A.* aff. *walrathi* et cf. *radiatus*).

Ainsi, une partie de la série cartographiée comme «*hauterivienne*» appartient encore au Valanginien. Déjà, S. Guillaume (1966) en faisant l'équivalent des Couches à *Alectryonya rectangularis* (ou de la Marnes à *Astieria*), primitivement placées par Desor dans son étage Hauterivien, rattachées ensuite au Valanginien, âge confirmé par P. Donze et J.-P. Thieuloy (1975).

La formation dans son ensemble est caractérisée par son faciès biodétritique à très nombreux débris d'échinodermes, de bryozoaires et de mollusques ; la présence de glauconie plus ou moins abondante constitue un caractère essentiel sur le terrain. Les marnes, souvent grumeleuses, gris-bleu ou jaunes, à nombreux débris ou organismes entiers, renferment aussi des intercalations ou des nodules calcaires à débris et glauconie ; elles alternent avec des séries de bancs calcaires échinodermiques, jaunes ou roux, à stratifications obliques ou entrecroisées, mimétiques des calcaires à entroques bajociens, mais à glauconie. La silice est fréquente sous des formes variées : fossiles silicifiés, silex, chailles et, surtout, nodules de calcédoine à surface mamelonnée, rosés ou violacés, très caractéristiques. Dans le Valromey, l'Hauterivien est terminé par deux bancs-repères superposés, beiges à patine blanche, à grosses oolithes bien régulières, souvent en relief sur les cassures.

La faune, toujours plus riche dans les marnes, comprend des huîtres (*Exogyra couloni*, *Alectryonia macroptera*), des brachiopodes (*Terebratula carteroniana*, *moutoniana*, *sella* et *pseudojurensis*), des échinides (*Toxaster*, *Echinobrissus*), des ostracodes (*Protocythere triplicata*, *frankei*, *Schuleridea thorensis*, cf. *punctulata*, *Cythereis senckebergi*).

C'est dans la partie supérieure de cet Hauterivien que sortent plusieurs résur-

gences du Valromey : grotte du Pic, ruisseau de la Doye de Luthézieu, résurgence de Bergon.

n4-5U. **Barrémien et Aptien de faciès urgonien. Calcaires compacts bleus ou jaunâtres, saccharoïdes ou crayeux** (30 m). Dernier niveau mésozoïque préservé de l'érosion dans le Valromey, l'Urgonien y est incomplet. Par référence aux séries complètes du val du Rhône, près de Bellegarde (feuilles Saint-Julien-en-Genevoix ou Seyssel), seule sa partie inférieure est bien représentée (carrière de Charron, au Nord-Est de Champagne). Il débute par des calcaires clairs, blancs, beiges ou jaunes, durs, grossièrement graveleux, en bancs épais, fissurés. Au-dessus, localement, viennent des calcaires blancs cristallins, sur lesquels se développent de petits lapiaz.

Formations tertiaires du Jura et de la bordure bressane

L'émersion fini-crétacée amorce une longue période d'évolution continentale, à peine interrompue, et seulement pour une partie de la feuille, par la transgression miocène. La dénudation qui a enlevé les éventuels dépôts du Crétacé supérieur a plus ou moins largement attaqué les niveaux plus anciens tranchés par une surface d'érosion dont subsistent des témoins à peine déformés dans la moitié ouest de la feuille.

Ces témoins d'une ancienne surface d'érosion sont toujours supportés par les rares affleurements conservés du Jurassique supérieur affectés d'une importante karstification. Localement, ils portent des formations résiduelles attribuées à l'Oligocène ; ils appartiendraient ainsi à la surface éogène réalisée au cours de l'Eocène dont il n'existe aucun dépôt certain dans toute l'étendue de la feuille.

g. **Oligocène indéterminé. Brèche à éléments jurassiens et matrice versicolore.** Ces dépôts sont toujours localisés, en placages discontinus, souvent conservés le long des accidents affectés d'un rejeu post-oligocène, surtout nombreux dans l'angle nord-ouest (Mérignat, Vieillard, Poncieux), selon des alignements N 20°E, parallèles aux structures rhodaniennes d'âge oligocène, également dans le synclinal d'Hauteville (Brénod, Cormaranche-en-Bugey).

Le faciès le plus fréquent à l'affleurement est un conglomérat à matrice argilo-sableuse rouge ou saumon, emballant des éléments de taille variable (jusqu'à 0,50 m de diamètre), de calcaires locaux du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur ; souvent arrondis aux angles dans les affleurements de Vieillard-Poncieux, les éléments calcaires sont plus anguleux à Brénod.

A ces conglomérats sont parfois associées des argilites de couleur vive, saumon à rouge brique, à rares galets calcaires jurassiens encroûtés et zones indurées irrégulières.

L'âge de ces niveaux n'est pas établi à partir des données paléontologiques ; ils étaient attribués à l'Aquitaniens sur la feuille Nantua à 1/80 000. Cette datation s'appuyait sur les analogies de faciès avec des séries datées par des charophytes, des foraminifères et des mollusques gastropodes (Coligny, Ile Crémieu...).

Sur la bordure bressane du Jura les mêmes formations conglomératiques à éléments jurassiens, reconnues par forage, passent latéralement aux dépôts oligocènes stampiens du remplissage bressan et représentent des accumulations synorogéniques consécutives à la fracturation et à l'enfoncement oligocène du fossé bressan (A. Lefavrais-Raymond, 1958).

m1b. **Miocène inférieur (Burdigalien). Calcaires gréseux à débris coquilliers et galets verts.** La transgression du Miocène inférieur est limitée au Jura interne et, dans l'étendue de la feuille, au synclinal du Valromey. Les dépôts miocènes reposent en discordance sur les formations du Crétacé inférieur, fossilisant une

ancienne topographie avec de petits paléoreliefs (Sud-Ouest de Brénaz) ayant sans doute fonctionné comme écueils avant d'être totalement enfouis sous les sédiments ; la falaise urgonienne de Poisieu, au Nord-Est de Champagne a été considérée comme un paléorelief exhumé par l'érosion post-miocène (L. David, 1958).

La succession débute par une molasse grossière ou conglomératique glauconieuse, à galets verdis, souvent perforés, ne dépassant pas 10 cm, sauf localement (50 cm dans le ruisseau de Bans, au Nord-Ouest de Virieu-le-Petit), formés de roches locales (calcaires jurassiques et crétacés, chailles), également de silex et de quartz. Au-dessus, vient une molasse marneuse ou calcaréogréseuse, plus ou moins grossière, à nombreux débris coquilliers. Les fossiles sont nombreux, toujours brisés et roulés : les lamellibranches (pectinidés, ostréidés) sont surtout fréquents dans les niveaux conglomératiques ; les bryozoaires sont présents à tous les niveaux ; beaucoup sont indéterminables spécifiquement mais on y retrouve des formes connues dans le Burdigalien supérieur de la moyenne vallée du Rhône (bassin de Valréas) : *Steginoporella elegans*, *rhodanica*, *Onychocella demarcqi*, *Cellaria crassa*, *Porina coronota*, *Exidmonea atlantica*, *Hornera frondiculata*, *Reteporidae coronopus...* (S. Pouyet, 1971).

m2bM. **Miocène supérieur (Tortonien) marin. Grès fins argileux bleus et sables gris à lentilles gréseuses et galets d'argiles.** Les affleurements sont limités à l'angle nord-ouest, dans le lit du ruisseau de l'Ecotet (ou Ecotay) et de ses affluents, avec un pendage d'environ 35° vers le Sud-Ouest (N 120° E). Les niveaux les plus inférieurs accessibles, classiquement attribués à l'Helvétien rhodanien (G. Demarcq, 1962 ; R. Combémoré, 1972), sont visibles seulement sur quelques mètres d'épaisseur, au Nord du hameau de la Tuillière. Les affleurements, ponctuels et discontinus, permettent de reconstituer la série (provisoire) suivante :

● **Sables de l'Ecotay** : sables gris bleuté, très fins, micacés, à très rares plaques de balanes, classiquement considérés comme représentant l'Helvétien « stérile », par référence à la faune des niveaux sus-jacents qui rappelle celle des sables de Tersanne (Drôme). La coupure faunique entre les deux niveaux est sans doute écologique et liée à des modifications de l'environnement (G. Carbonnel, 1970). Compte tenu de la faible extension à l'affleurement, cette formation a été cartographiée avec les niveaux suivants qui affleurent plus largement.

● **Sables de Jujurieux** (20 m) : sables gris, fins, micacés et plus ou moins argileux, intercalés de niveaux ferrugineux à lentilles gréseuses grossières et galets d'argiles, localement très abondants, à stratification oblique ou entrecroisée ; sous la Tuillière, deux niveaux seulement sont visibles, distants de 5 à 6 m, mais sur l'autre flanc de la vallée, les intercalations sont plus nombreuses. La faune est concentrée dans les apports grossiers avec mélange de formes marines et continentales ; parmi les premières : *Cellaria fistulosa*, *Hornera* sp., *Patella delphinensis*, *Ancillaria glandiformis*, *Chlamys* cf. *scabrella*, *Ostrea gingsensis*, *Hemicytherideis elongata*, *Leptocythere tersanni*, *Hemicyprideis dacica*, *Cyamocytheridea strigulosa*, *Odontaspis cuspidata*, *Trionys* sp. ; les faunes continentales sont moins variées : ? *Tragocerus amaltheus* et surtout, *Megalotachea delphinensis* et « *Auricula* » *lorteti*, partout abondants.

La faune marine est celle des sables de Tersanne classiquement attribuée au Tortonien inférieur rhodanien (= Serravallien supérieur dans l'échelle marine actuellement utilisée). La faune continentale est d'âge vallésien.

m2bC. **Miocène supérieur (Tortonien) continental. Grès fins argileux.** Le contact avec les niveaux sous-jacents est rarement bien visible ; plus qu'une limite tranchée il s'agit plutôt d'une évolution continue. Aussi bien dans le lit de l'Ecotet, à l'aval des affleurements précédents (sur la feuille Ambérieu), que sur les

hauteurs (bois de Charmontay, C.D. 63), affleure une formation dans laquelle alternent des marnes jaunes et des sables molassiques argileux fins, à nombreuses intercalations à galets en lits ou épars; les niveaux les plus élevés (?) accessibles, ont un faciès conglomératique intercalés de lits argilo-gréseux, à surface de bancs ondulée, bien visibles à l'Ouest de Breignes. Ils correspondent sans doute au « faciès local des cailloutis pliocènes » dit faciès de Breignes distingué par A. Riche sur la feuille à 1/80 000 Nantua (2^e et 3^e éd.). Il paraît plus probable, suivant une opinion déjà exprimée par Boistel en 1898, qu'il s'agit d'un faciès conglomératique (= ancien cours de l'Ain) du sommet du Miocène, antérieur à l'arrivée des nappes d'épandage fluviales à galets de quartzite d'origine rhodanienne qui recouvrent et ravinent les dépôts miocènes.

Fw. Alluvions fluviales villafranchiennes. Argiles ocre à galets de quartzite. Ces anciens dépôts alluviaux couvrent les hauteurs de part et d'autre de la vallée de l'Ecotay, d'où elles ont glissé plus ou moins bas sur les pentes. Elles dominent la vallée de l'Ain actuelle (sur la feuille Ambérieu) de plus de 100 m, mais ne forment jamais une terrasse. Elles sont formées de galets de quartzite d'origine alpine, souvent de grandes tailles, très patinés et de teinte ocre, emballés dans une argile brun rougeâtre, parfois un sable argileux jaune.

Les cailloutis fluviales à gros galets calcaires blancs d'origine locale (= jurassienne), bien roulés, noyés dans un limon jaune à l'Ouest de Breignes, attribués par A. Riche à un faciès local (faciès de Breignes) du Pliocène supérieur, sont placés maintenant au sommet de la série miocène (*cf.* m2bC).

Terrains alluviaux et résiduels quaternaires

Complexes morainiques

Sous ce vocable sont rassemblés tous les terrains alluviaux liés à l'action des glaciers, aussi bien les moraines *st.s.* que les alluvions fluvio-glaciaires où l'action des eaux est prédominante, à l'exception des terrasses de la région de Jujurieux qu'il a été possible de relier aux stades tardi-wurmien de Lagnieu (feuilles Ambérieu et Montluel).

Au moins actuellement il est difficile de séparer les petits fronts morainiques locaux correspondant à des positions de retrait du glacier wurmien « intra-jurassien » et les moraines d'ablation des stades plus anciens. Localement, on peut identifier les vallums morainiques, par exemple celui qui ferme au Sud la dépression d'Aranc, terminaison de la langue glaciaire qui remontait et remplissait la Combe du Val à partir de la cluse de Nantua, antérieurement au front tardi-wurmien de Saint-Martin-du-Frêne-Nurieux-Montréal. Sur la feuille à 1/80 000 Nantua (3^e éd.) tous ces dépôts étaient notés G1b, ou ag1b, et attribués au stade de Nurieux du Würm II.

Sur la feuille Saint-Rambert sont seulement distingués :

GxJ. Complexe morainique wurmien indifférencié d'origine locale. Matériel glaciaire argileux ou graveleux, plus ou moins intensément remanié en régime fluvio-glaciaire (péri- ou sous-glaciaire), formé uniquement d'éléments locaux de calcaires jurassiens. Ces dépôts sont bien développés sur le massif de Retord où ils sont exploités localement comme graviers.

Gx. Complexe morainique wurmien indifférencié d'origine alpine. Ces dépôts occupent de vastes surfaces dans les parties déprimées, en particulier les grandes zones synclinales : Combe du Val, Hauteville et Valromey.

Le faciès le plus fréquent est celui d'argile gris-bleu, plastique, à galets et à

blocs hétérométriques, avec éléments alpins dominants: roches cristallines variées, calcschistes, grès houillers, cargneules, brèches et quartzites triasiques... Les sables et graviers, formés des mêmes éléments lavés de la fraction fine par les actions fluvio-glaciaires, font souvent l'objet d'une exploitation locale et sont visibles en carrière.

Les blocs erratiques sont partout présents mais plus nombreux dans le Valromey, à Lochieu, Brénaz, Charancin, Luthézieu, Passins (Falsan et Chantre, 1874-1879); sont représentées les roches autochtones, mais surtout des roches cristallines ou originaires des zones alpines internes.

Nappes alluviales fluvio-glaciaires et alluvions fluviales

Ces dépôts sont limités à l'angle nord-ouest de la feuille et aux vallées du réseau hydrographique rhodanien, tributaires de l'Ain (partie ouest de la feuille) ou du Rhône (Valromey).

FGx6b. Alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes du stade de la Bourbre-Lagnieu.

Sur le territoire de la feuille voisine Ambérieu, les moraines de Lagnieu permettent la division parfaite du stade de la Bourbre (*cf.* feuille Bourgoin où il est noté Gx6) en trois phases auxquelles correspondent trois surfaces fluvio-glaciaires emboîtées (FGx6a-c).

Dans l'angle nord-ouest de la feuille, la surface alluviale au pied des coteaux de Varey se relie au niveau moyen du stade de la Bourbre-Lagnieu (6b).

Fx. Alluvions fluviales wurmiennes indifférenciées. En bordure de la vallée du Veyron et de son affluent, le Bief de la Fougé, sont conservés des lambeaux plus ou moins étendus d'alluvions fluviales à éléments locaux de calcaires jurassiens; les plus importants (Ménestruel) forment terrasse à 25 m au-dessus de la surface du remblaiement post-wurmien et récent. Ils sont peut-être contemporains des surfaces alluviales liées au stade wurmien de la Bourbre-Lagnieu mais n'ont pu leur être raccordés.

Fz. Alluvions fluviales postwurmiennes et modernes. Ces alluvions tapissent le fond des vallées des principaux ruisseaux ou rivières affluents de l'Ain (Albarine, Oiselon, Riez, Ecotet et Veyron), dans la moitié ouest de la feuille, ou du Rhône (Séran) dans le Valromey. Ce sont des sables et graviers souvent formés aux dépens du Glaciaire, également des limons.

Formations superficielles

Beaucoup sont d'âge mal défini. Si la plupart sont des formations quaternaires liées aux actions périglaciaires, pour quelques-unes on ne peut exclure un âge plus ancien jusque dans le Tertiaire. En conséquence l'indice d'âge n'est pas indiqué.

E. Éboulis indifférenciés. Quels que soient leur origine ou leur mode d'accumulation tous les éboulis sont réunis sous la même notation E; cette imprécision correspond souvent à leur caractère polygénique.

Les dépôts sont liés aux formations calcaires du Bajocien-Bathonien et du Jurassique supérieur; ils sont très développés dans la cluse de Saint-Rambert et la Reculée de l'Albarine, la Reculée de Cerdon et les vallées qui entaillent les lanières de la bordure occidentale, le Grand-Colombier.

Ils sont faits de cailloux et de blocs, parfois de très grande taille, détachés des parois par l'action du gel, de l'eau, de la gravité... ou glissés en masse sur les pentes. Au Nord de Tenay, le grand *écroulis* qui couvre le glacis de Malix montre, dans l'ensemble, une répartition des matériaux conforme à leur succes-

sion dans la falaise qui termine au Sud le plateau du Jargoy d'où il est issu.

Pour la plupart, ils sont postérieurs au glacier wurmien et ont été formés dans les conditions périglaciaires de la période fini-wurmienne, en particulier pour les *groises* (= éboulis de gélivation) accumulées à partir des formations gélives du Bajocien supérieur (= Calcaires oolithiques et à débris) et de l'Oxfordien supérieur (= Calcaires pseudolithographiques); les *groises* sont souvent exploitées comme revêtement pour les chemins.

Malgré leur pente souvent forte (30° environ), les talus d'éboulis sont actuellement stabilisés et couverts de végétation, sauf localement dans les couloirs actifs limités. Ils peuvent être remis en mouvement par l'intervention humaine : carrières ou aménagements divers (routes, constructions...).

Uy. **Tufs postwurmiens.** Les dépôts dus au concrétionnement par des eaux chargées en calcaire sont localisés. N'ont été signalées que les accumulations les plus importantes liées à des sources et résurgences de réseau calcaire ou des cascades. Dans le Valromey, outre ceux indiqués (Doye de Luthézieu, Bergon) ils forment le Pain de Sucre de la cascade du même nom, au Nord de Bergon, trop peu important pour être porté sur la carte.

Ly. **Dépôts de lacs et de marais postwurmiens.** Sous cette notation sont groupées toutes les formations de remblaiement des dépressions occupées par des lacs post-glaciaires : marais d'Aranc, marais de Vaux près d'Hauteville, les Loups de Brénod. Ils sont tous installés sur d'anciennes cuvettes d'origine karstique colmatées par la boue glaciaire. Les Loups de Brénod fonctionnent comme trop-plein du réseau karstique.

Le remplissage de ces marais est assez uniforme. Il est bien connu par les forages ou les puits d'alimentation en eau et, surtout, l'étude réalisée en vue de l'assèchement et de la mise en valeur du marais d'Aranc (J. Dejou, 1964); de bas en haut :

- boue glaciaire assurant plus ou moins complètement l'étanchéité de la dépression ;
- argile non calcaire, d'origine glaciaire, d'épaisseur faible et à répartition irrégulière ;
- tourbe plus ou moins mêlée de matériel argileux, épaisse de 0,45 à 1,90 m à Aranc ; elle peut disparaître sur les bords ;
- au sommet, des sols plus ou moins évolués, classés en deux grands types : les sols hydromorphes sur boue glaciaire, sur mélange de tourbe et de matériel argileux gleyfié ou sur tourbe seule, et les sols humifères à gley reposant sur la tourbe et plus ou moins différenciés.

STRUCTURE ET MORPHOLOGIE

Ces deux aspects sont inséparables. Deux raisons : d'une part, le relief est toujours étroitement lié aux structures, d'autre part, l'évolution structurale tertiaire va de pair avec la longue période continentale qui suit l'émersion fini-crétacée.

DESCRIPTION TECTONIQUE

Le schéma structural (fig. 6) figure les principaux axes anticlinaux et synclinaux mais, surtout, il reproduit toutes les failles portées sur la carte géologique. Il souligne ainsi l'importance et la répartition de la fracturation d'échelle hecto-à kilométrique dans l'étendue de la feuille. La hiérarchisation et l'interprétation des structures faillées sont un élément déterminant de la compréhension de cette partie du Jura.

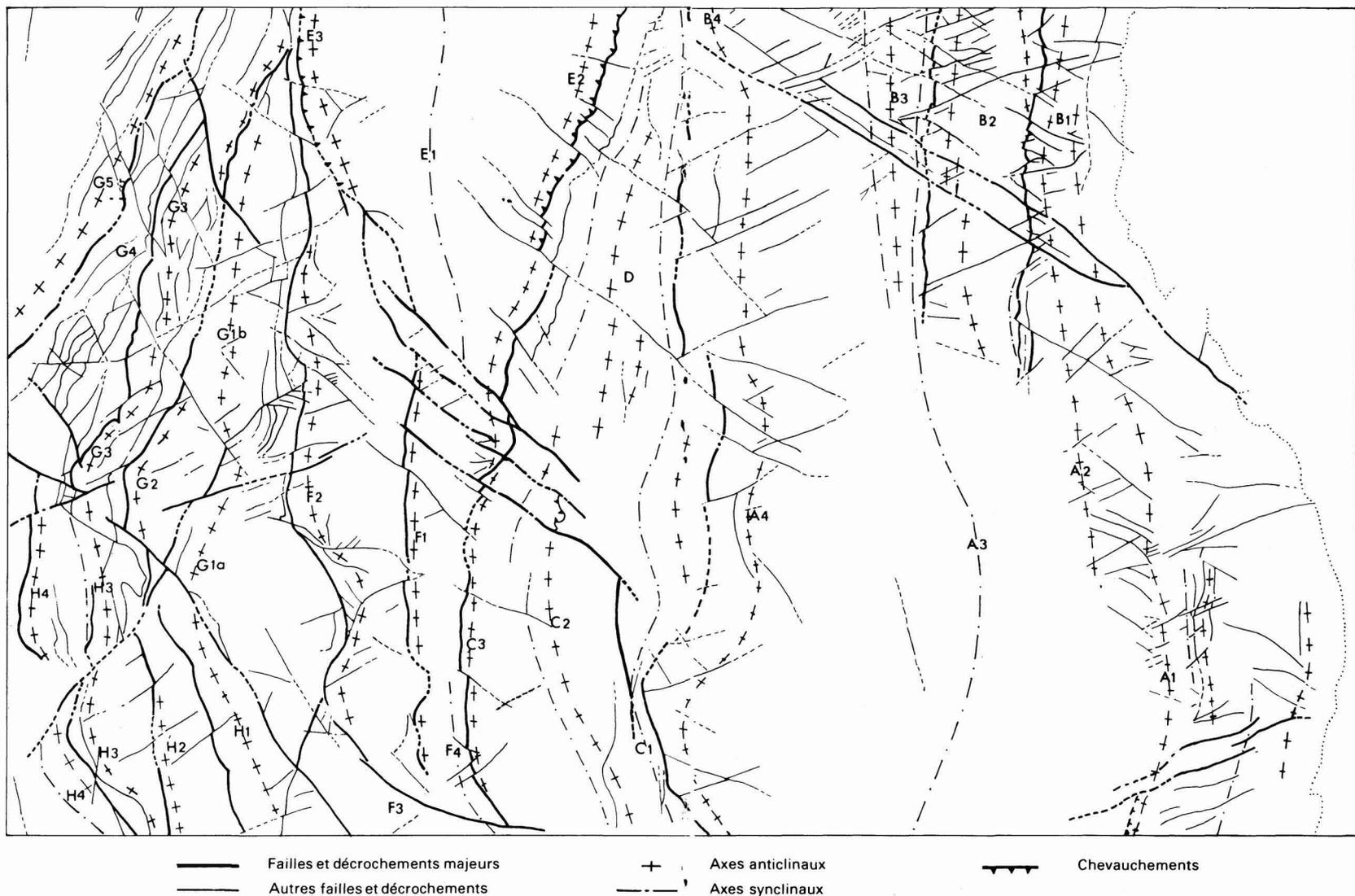


Fig. 6 - Schéma structural de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey étendu à l'Est (Grand-Colombier) sur une partie de la feuille Seyssel

Il n'existe pas encore d'études d'ensemble des éléments géométriques des différentes structures permettant leur interprétation cinématique, sauf l'étude consacrée à «l'accident de Cerdon-Culoz» considéré comme un «linéament» à tracé linéaire (ce qui était le cas sur le document de base, la feuille à 1/80 000 Nantua, 3^e éd.) isolé de son contexte (F. Bergerat, 1978). Les interprétations ci-après sont basées uniquement sur les relations cartographiques.

Failles: directions et relations avec les plis

L'aspect actuel (orientation, géométrie...) résulte de leurs jeux successifs et mutuels au cours de l'évolution structurale. Cependant, leur groupement en trois familles formant deux groupes s'impose nettement.

● **Failles méridiennes ou subméridiennes** (N 10° à 30° E). Leur orientation est influencée par le jeu des accidents N 50° E et N 130° E qui les recoupent; elle doit être appréciée sur un tronçon de longueur suffisante pour éliminer les variations locales.

Les failles N 10-30° E sont directionnelles et limitent des unités tectoniques à différents ordres de grandeur sur la plus grande partie de la feuille, mais elles ont pu jouer aussi en conjuguées dextres des failles N 130° E. Ce jeu est plus net dans l'angle sud-ouest qui prolonge le Bas-Bugey où les failles NW-SE soulignent les structures majeures (J. Sigal, 1962), mais leur importance a beaucoup diminué.

Leur géométrie est également variée et change très vite axialement à l'échelle du kilomètre (accident de Roche-Favre, près de Châtillon-de-Cornelle) ou de la dizaine de kilomètres (faille-limite du Jura externe et interne). Elles ont conservé plus ou moins leur caractère de faille d'effondrement, souvent à fort rejet, verticale ou inclinée directe, au moins à l'origine. La plupart sont déformées, gauchies, basculées et chevauchantes (= failles-plis) vers l'Ouest, mais aussi vers l'Est: Roche-Favre, tunnel de Corcelles (fig. 8 et 9).

● **Failles NW-SE et SW-NE (= N 50-70° et N 130-150° E)**. Ces deux directions sont inséparables et constituent un système conjugué (auquel s'intègrent plus ou moins les failles N 10-30° E) correspondant à un champ de déformation avec raccourcissement E-W (N 110° E) et extension N-S (N 10° E).

Ces failles sont transversales aux failles N 10-30° E dans la plus grande partie de la feuille où celles-ci soulignent les structures et jouent alors en décrochement sénestre (N 130-150° E) ou dextre (N 50-70° E).

Dans l'angle sud-ouest, les failles N 130-150° E limitent les structures majeures et les failles N 50-70° E forment un système conjugué avec les failles subméridiennes également transversales aux structures majeures.

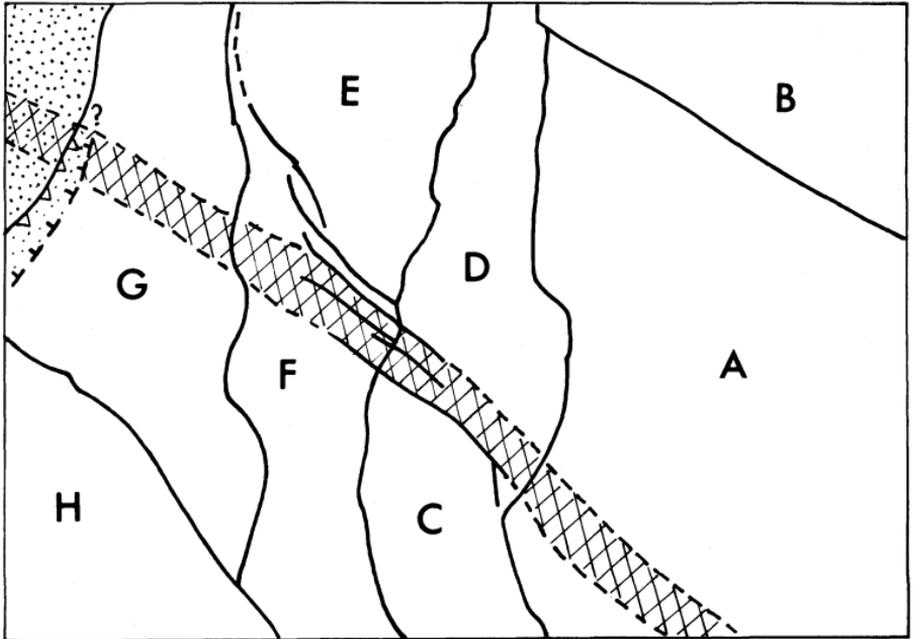
Cette transformation du jeu des différentes familles de failles, limitée sur la feuille Saint-Rambert à l'angle sud-ouest, s'amplifie dans le Bas-Bugey (feuille Belley) où prédomine la direction N 130-150° E. C'est également une des familles de failles majeures affectant le plateau tabulaire de l'île Crémieu vers lequel la transition est assurée par «le pays intermédiaire de Lhuis-Montagnieu» (J. Sigal, 1962).

Sur le territoire de la feuille Saint-Rambert, la direction N 130-150° E est également mieux exprimée que la conjuguée N 50-70° E, en particulier dans les *couloirs de décrochement* qui sont parmi les structures majeures traversant la feuille.

Structures faillées majeures

Les failles principales ou directrices (marquées en trait fort sur le schéma structural) sur lesquelles se moulent les structures élémentaires fournissent les fils directeurs. Un nombre plus réduit de failles majeures limite des unités plus

vastes caractérisées par un même type de déformation, celles qui serviront à la description tectonique (fig. 7). Une place particulière est donnée à l'accident Cerdon-Culoz et à celui qui limite le Jura externe et le Jura interne.



- | | |
|--|---|
|  Tertaire et limite du fossé bressan sous le front jurassien |  Chevauchement frontal jurassien |
|  Tracé possible de l'accident profond Pont-d'Ain - Culoz | |
-
- | | |
|---|--|
| A : Valromay et ses bordures anticlinales | E : Combe du Val et ses bordures anticlinales |
| B : bloc de Retord | F : unité Evosges - Arandas - Hostias |
| C : unité Dergit-forêt de Jailloux | G-H : lanières du faisceau bugiste au Nord (G) et au Sud (H) de la faille Suerme - les Allymes |
| D : plateau d'Hauteville | |

Fig. 7 - Unités structurales majeures de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey

● **Accident (= bande faillée) Cerdon-Culoz.** Il traverse obliquement la moitié ouest de la feuille entre Cerdon et Sainte-Blaizine ; au-delà il se poursuit sur les feuilles Belley, Rumilly. Les nouveaux levés montrent qu'il ne s'agit pas d'un accident unique (au moins dans la couverture), suivant le tracé simplifié donné antérieurement sur la feuille à 1/80 000 Nantua (3^e éd.), qui représente seulement l'accident principal. La déformation intéresse une bande plus ou moins étendue de part et d'autre, bien développée dans le secteur des « petits décro-

chements parallèles en relais» de la Bertinière, à l'intersection de l'accident N-S limitant le Jura interne et externe.

De même il apparaît maintenant que l'accident frontal de l'Avocat ne prolonge pas directement la bande faillée qui se poursuit plutôt en direction de Pont-d'Ain (feuille Ambérieu) où ont été reconnus des accidents NW-SE, en relation avec le redan qui affecte la bordure jurassienne au débouché de l'Ain jurassien. La faille de l'Avocat s'accôle et se confond sur une partie de son parcours avec la bande faillée comme le fait la faille frontale de l'anticlinal de Cormaranche entre Vaux-Saint-Sulpice et Sainte-Blaizine.

Cette bande faillée de la couverture doit correspondre à un accident ancien ou à une zone faible du socle, actif au Mésozoïque, repris au Tertiaire, avec un jeu en décrochement ou en faille-pli de la couverture, suivant son orientation dans le champ de déformation.

● **Affrontement entre Jura interne et Jura externe.** Il a lieu le long d'un accident majeur qui traverse la feuille du Nord au Sud dans son milieu. Il prolonge ainsi directement la faille et le pli des monts d'Ain ou d'Apremont et le faisceau des Planches (Clin et Perriaux, 1964). Vers le Sud, au-delà de Sainte-Blaizine, il rejoint l'important chevauchement jalonné par le Lias de Chazey-Bons au front des monts de Marignieu (feuille Belley).

L'accident Cerdon-Culoz le traverse (à peu près au centre de la feuille) séparant deux segments de géométries opposées avec une zone de transition :

- au Nord, l'accident jalonne le chevauchement des calcaires du Jurassique moyen de l'anticlinal des monts d'Ain sur la bande de Jurassique supérieur qui les sépare du synclinal crétacé d'Hauteville. Le percement du tunnel de Corcelles a montré l'importance du recouvrement dont la flèche atteint 400 m (A. Riche, 1911) (fig. 8) ;
- entre le col de la Berche et la Bertinière, la succession des petits décrochements parallèles en relais assure une transformation rapide de la structure : en-Voyage périclinal sud-ouest du noyau de Dogger des monts d'Ain et traversée oblique de l'accident frontal qui joue en conjugué dextre des précédents ;
- au Sud, l'accident est à nouveau en situation frontale, bordant à l'Ouest l'anticlinal de Lacoux-forêt de Jailloux, demi-voûte coffrée de type *faille-pli* sur le même style que les unités du Jura externe immédiatement à l'Ouest.

Ces modifications de structure n'affectent pas la continuité de l'accident, ni son tracé qui reste relativement rectiligne, à peine infléchi de la direction N 20° E à la direction N 170° E. Il correspond probablement à une faille importante de la couverture et du socle.

Les autres structures faillées majeures qui seront examinées avec les unités correspondantes sont : la bande faillée col de la Cheminée-col de Richemond et la faille Suermes-les Allymes parmi les structures transversales senestres N 150-170° E ; la faille entre l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières et le plateau d'Hauteville ; l'accident au front de l'anticlinal d'Evosges et, bien sûr, le chevauchement du Jura sur le fossé bressan.

Unités structurales du Jura interne

Quatre unités majeures se partagent la partie orientale de la feuille : le Valromey et ses bordures anticlinales, le « bloc » de Retord, le plateau d'Hauteville et l'unité des Dergit-forêt de Jailloux.

● **Le Valromey et ses bordures anticlinales : Grand-Colombier et anticlinal de Cormaranche-les Moussières.** Cet ensemble (fig. 7, A) correspond à une succession de plis où le style haut-jurassien est le mieux représenté. Le jeu dysharmonique des ensembles marneux, en particulier ceux de l'Oxfordien, est la règle ; la forme des voûtes anticlinales est très différente au niveau des calcaires

du Dogger et de ceux du Malm. Les calcaires en plaquettes kimméridgiens, quand ils existent, sont aussi responsables de dysharmonie ou de collapse localisées au flanc des plis.

L'élément central est constitué par le *synclinal du Valromey* (fig. 6, A₃), auge crétacée à fond plat, très redressée ou renversée sur les bordures, et même dans l'angle sud-est, chevauchée par le pli du Grand-Colombier. L'important recouvrement glaciaire masque sa structure qui paraît assez simple : une seule faille reconnue au Nord de Passin. Au Nord dans la région d'Hotonnes, un ou plusieurs accidents transversaux NW-SE sont probables, mais n'ont pu être mis en évidence, pour rendre compte de l'engoyage rapide des unités jurassiques de la retombée méridionale de Retord.

À l'Est, entre la bande faillée sénestre col de la Cheminée-col de Richemond et les accidents dextres de Fromental, le *pli du Grand-Colombier* (fig. 6, A₁) dessine une large voûte dissymétrique, arquée et concave à l'Ouest, moulée sur le synclinal crétacé, découpée par un réseau d'accidents transversaux conjugués. La montée axiale régulière du pli vers le Sud à partir du col de Richemond s'accompagne d'un basculement de son axe. D'abord vertical ou faiblement déversé, le flanc ouest se renverse progressivement et au-delà des accidents transversaux de Fromental le pli est rompu et chevauchant sur le flanc inverse lui-même couché sur le Crétacé du Valromey. Vers le Nord, le même flanc ouest est compliqué d'un replis anticlinal, amorce de l'anticlinal du Crêt du Nû qui reliaiera le Grand-Colombier (fig. 6, A₂).

L'*anticlinal de Cormaranche-les-Moussières* (fig. 6, A₄), constitue la bordure ouest de cette vaste unité, limité sur toute sa longueur par la faille qui le sépare du plateau d'Hauteville. Il correspond à une large voûte coffrée dissymétrique, redressée ou déversée vers l'Ouest. La voûte très plate au Sud, au niveau de l'ensellement et du col de la Lèbe, s'élève assez rapidement vers le Nord, découpée par un réseau plus ou moins serré de décrochements conjugués. Ceux du col de la Rochette-col de Valorse coïncident avec une culmination axiale et topographique du pli ; au Nord, à partir du col de Cuvillat, se développent des accidents dextres liés au système de décrochements senestres du col de la Cheminée-col de Richemond qui sectionne l'extrémité septentrionale du pli.

● **Le plateau synclinorial d'Hauteville** (fig. 6 et fig. 7, D). Son aspect évoque celui du Valromey, mais il s'agit plus d'un plateau ondulé d'allure synclinoriale que d'un vrai synclinal. Les pointements de Jurassique terminal et les témoins d'Hauterivien soulignent les ondulations principales de la dalle valanginienne. Cette structuration est directement liée aux décrochements senestres qui traversent le plateau et rejoignent les réseaux conjugués de l'anticlinal de Cormaranche-les-Moussières.

Cette unité d'Hauteville correspond à une dalle de calcaire crétacé de forme à peu près losangique, ceinturée de failles plus ou moins intensément déformées, à peine gauchie, sur laquelle se moulent les structures bordières déversées ou chevauchantes, en particulier la bordure occidentale qui coïncide en grande partie avec l'accident-limite entre Jura externe et Jura interne (fig. 8).

En avant du chevauchement principal des monts d'Ain (cf. structures faillées majeures), la bande de Jurassique supérieur des Joux Blanches est également poussée sur le plateau crétacé ; le contact, avec stries de friction, est bien visible à la ferme de la Chavanne. Au Sud-Ouest, dans le secteur des petits décrochements parallèles en relais appartenant à la bande faillée Cerdon-Culoz, la structure chevauchante Golet du Thiou*—sous la Roche jalonne l'affrontement entre la dalle crétacée (ici échancrée jusqu'au Portlandien par l'Albarine) et le plateau

* Thioux sur la carte.

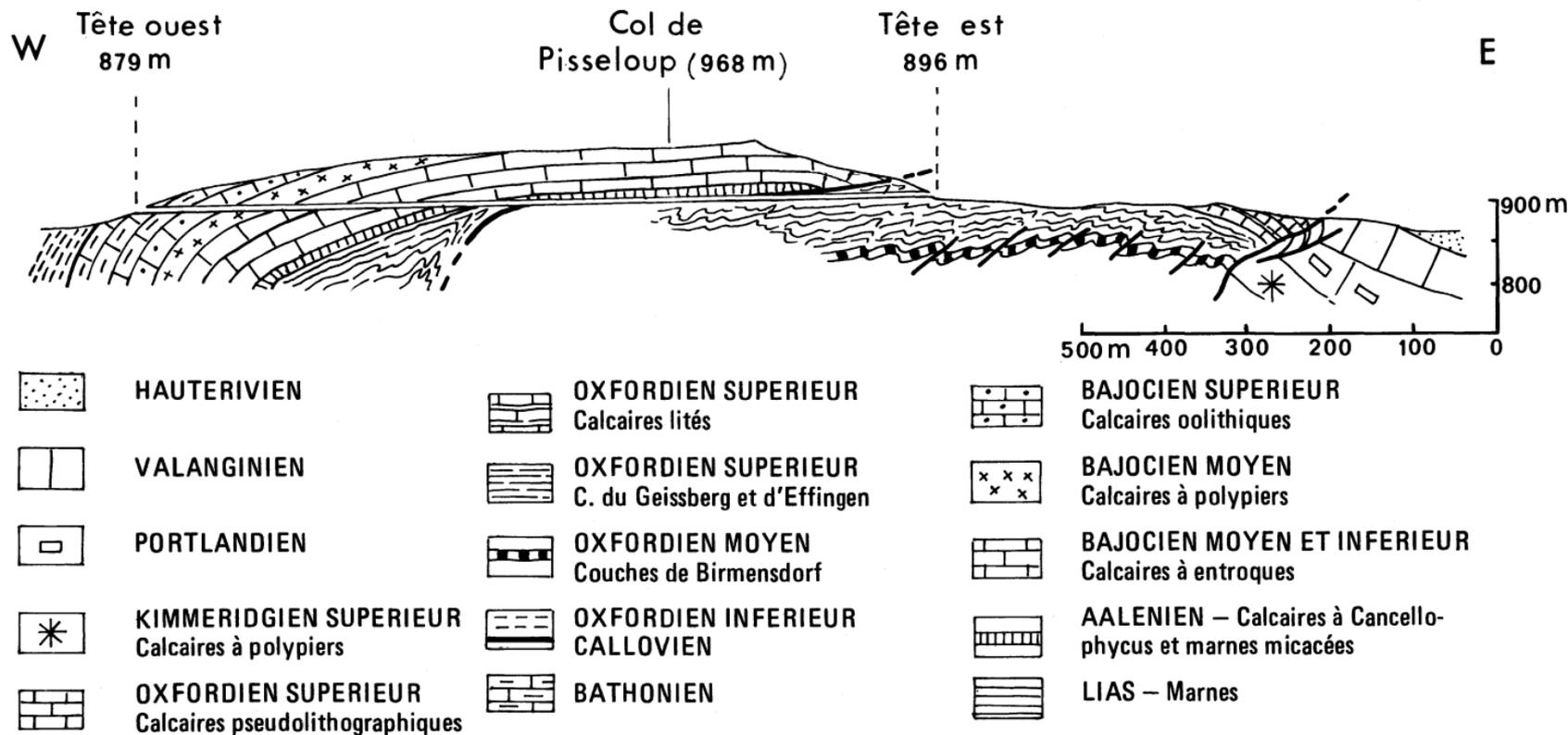


Fig. 8 - Accident-limite entre Jura externe et Jura interne et chevauchement (failles-plis) de l'anticlinal des monts d'Ain sur la lanrière de Jurassique supérieur des Joux Blanches et sur le plateau d'Hauteville.

Coupe géologique longitudinale du tunnel de Corcelles suivant les indications données par A. Riche (1911), les observations faites dans l'ouvrage et les nouveaux levés pour la feuille Saint-Rambert-en-Bugey

calcaire de Jurassique supérieur de l'Esclaz appartenant à la retombée orientale de l'anticlinal de Lacoux (= unité des Dergit-forêt de Jailloux).

Son prolongement nord, écrasé au front du bloc de Retord, correspond à la lanière synclinale des Neyrolles sur la feuille Nantua.

● **Le bloc de Retord et sa retombée méridionale** (fig. 7, B). Cette unité est représentée seulement par sa partie sud. Sa limite nord, sur la feuille Nantua, correspond au décrochement dextre de la forêt de Moment qui rejoint la lanière synclinale des Neyrolles. La bande faillée senestre col de la Cheminée-col de Richemond est ainsi la limite sud d'une sorte de « coin » enfoncé d'Est en Ouest. Située au-delà de cette limite, la retombée méridionale de Retord en direction du Valromey en fait partie également ; les éléments structuraux sont les mêmes de part et d'autre.

Toutes les structures témoignent d'un serrage intense, en particulier les nombreux décrochements conjugués qui découpent et décalent les structures N-S ; deux grandes fractures méridiennes qui peuvent être suivies du Valromey jusqu'à la cluse de Nantua (feuille Nantua) séparent trois ensembles, d'Est en Ouest :

- *l'anticlinal du Crêt du Nû et la terminaison nord du Grand-Colombier* qui le flanque à l'Est forment un même ensemble anticlinal (fig. 6, B₁), à large voûte ondulée, très redressé ou même légèrement renversé à l'Est, au-dessus du plateau crétacé de la Michaille, ourlé à l'Ouest d'un repli synclinal discontinu en bordure de la faille qui les sépare de l'élément central de Retord ;
- *l'élément central de Retord* (fig. 6, B₂), prolongement de l'anticlinal de Beauregard ou des Gallanchons (feuille Nantua) correspond à un compartiment allongé limité par failles. Au Sud de l'accident senestre col de la Cheminée-col de Richemond il est formé d'un large anticlinal médian à cœur oxfordien, l'anticlinal de la Raie, flanqué à l'Est d'un synclinal crétacé, à l'Ouest d'un repli frontal à fond portlandien, localement avec du Valangien. Au Nord, découpés et perturbés par les décrochements nombreux, on peut reconnaître un anticlinal frontal, étroit et serré, à cœur oxfordien, auquel succède une large étendue de calcaires pseudolithographiques de l'Oxfordien supérieur ondulés juxtaposant ainsi de petits synclinaux à fond kimméridgien et des combes anticlinales dégagées dans l'Oxfordien supérieur marneux.
- *l'ensemble occidental* (fig. 6, B₃-B₄) jusqu'à la faille frontale de l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières, compte trois éléments, correspondant à des ondulations plus régulières. C'est d'abord la *terminaison méridionale de l'anticlinal de Bérentin* (sur la feuille Nantua) représenté par la structure anticlinale de Sur Lochon et, au-delà du décrochement col de la Cheminée-col de Richemond, par l'ondulation portlandienne du Grand-Abergement (B₃), bordées à l'Est par une bande synclinale crétacée ; ensuite, une étroite gouttière synclinale, dans laquelle est conservé le Crétacé inférieur entre la bande faillée senestre et les conjugués dextres des Vuires, réunit le *synclinal du Poizat* au Nord (feuille Nantua) à l'apophyse nord-ouest du Valromey ; enfin, un fragment de la large voûte dissymétrique de *l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières*, isolé par le décrochement du col de la Cheminée (B₄).

● **L'unité des Dergit-forêt de Jailloux** (fig. 7, C). Bordée à l'Ouest par l'accident limite du Jura interne, cette unité est séparée du plateau d'Hauteville et de l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières par la bande faillée Cerdon-Culoz. Toujours d'Est en Ouest :

- au front de l'anticlinal de Cormaranche-les Moussières *le synclinal de Sainte-Blaizine* (fig. 6, C₁), représente le prolongement sud, très rétréci, du plateau d'Hauteville ;

- *le brachyantoclinal des Dergit* (fig. 6, C₂) compense cette réduction de la dalle crétacée d'Hauteville au Sud de l'accident Grange du Ruth-Golet du Thiou. C'est un pli coffré, aux flancs très redressés, faillé sur son flanc oriental, compliqué de replis légèrement obliques sur l'allongement principal.
- *l'anticlinal de Lacoux-forêt de Jailloux* (fig. 6, C₃) relaie l'anticlinal des monts d'Ain au Sud des décrochements de la Bertinière qui participent au changement de structure de l'accident en limite du Jura interne et du Jura externe (cf. Structures faillées majeures). Dégagée jusqu'au Jurassique moyen dans la reculée de l'Albarine, la demi-voûte anticlinale coffrée de Lacoux-Saint-Sulpice-le-Vieux disparaît sous la couverture de Jurassique supérieur qui forme sa retombée orientale et l'enveloppe de l'anticlinal de la forêt de Jailloux séparé du brachyantoclinal des Dergit par le synclinal de Lavant.

Unités structurales du Jura externe

A part la Combe du Val et ses bordures dont le style rappelle celui des plis hauts-jurassiens, la structure est ici plus confuse. Cependant, on peut y suivre des structures faillées majeures qui séparent des unités aux caractères suffisamment distincts.

● **L'unité anticlinale des monts d'Ain-Combe du Val-montagne de l'Avocat.** Ces trois éléments structuraux forment une seule unité (fig. 7, E) plus largement développée vers le Nord sur la feuille Nantua et au-delà. En effet, elle relaie vers le Sud les plateaux du Jura central avec lesquels on l'a souvent groupée. Son style la rattache certainement aux « plis de couverture des plateaux » de L. Glangeaud.

Cet ensemble est bien circonscrit par deux accidents de bordure, à l'Ouest l'accident de l'Avocat, à l'Est la faille des monts d'Ain, que réunit la bande faillée transversale Cerdon-Culoz. L'unité est pliée en une large gouttière synclinale (fig. 6, E₁), à fond crétacé, en grande partie masquée sous le Glaciaire, qui disparaît vers le Sud par relèvement de son axe contre l'accident Cerdon-Culoz. Le flanc oriental (E₂) forme la dalle monoclinale de Jurassique supérieur des Joux Noires sous laquelle apparaît le Jurassique moyen chevauchant vers l'Est la lanière de Jurassique supérieur des Joux Blanches et la dalle crétacée du plateau d'Hauteville (fig. 8). Sur la bordure ouest, la forme de l'accident apparaît moins nettement. La réduction rapide de la zone des lanières vers le Nord est compatible avec une déformation en faille-pli au front de la masse de l'Avocat (fig. 6, E₃), qui s'élève rapidement à plus de 1 000 mètres.

● **L'unité anticlinal de Chaley-anticlinal d'Evosges-plateau d'Arandes-Hostias-synclinal de la Joux** (fig. 7, F). Ces différents éléments constituent une même unité, limitée vers le Nord par la bande faillée Cerdon-Culoz, le plus externe (anticlinal d'Evosges) se terminant par une étroite lanière pincée au front de l'Avocat; vers le Sud par l'accident transversal de Suerme-les Allymes.

Les *anticlinaux de Chaley* (fig. 6, F₁) et d'*Evosges* (F₂) correspondent à un même style de déformation déjà vu avec l'anticlinal de Lacoux. Chaque élément comprend un bourrelet anticlinal frontal (à l'Ouest) formé d'une demi-voûte coffrée de Jurassique moyen, sans jambage ouest, suivie d'un entablement calcaire de Jurassique supérieur, parfois rebroussé à l'arrière en une structure d'allure synclinale (Grand Sangle et Crêt du Chatelard pour l'anticlinal de Chaley), ou à pendage régulier vers l'Est (monoclinale d'Aranc, plan d'Evosges et plateau de Jargoy pour l'anticlinal d'Evosges).

Ils sont traversés par des accidents transversaux appartenant à la bande faillée Cerdon-Culoz ou à ses satellites, en particulier l'anticlinal d'Evosges qui leur doit son tracé en plan si particulier. Schématiquement, il comprend des segments à concavité vers l'Ouest, correspondant soit à un ensellement du pli

(site d'Évosges), soit à une culmination (Pétaray, à l'Est de Résinand), et d'autres convexes à l'Ouest. Les premiers s'appuient ou se moulent sur des éléments de Jurassique supérieur calcaire ayant conservé des témoins peu ou pas déformés de la surface éogène (la Culaz, Rosoirait...); à l'Est de Résinand, l'érosion des séries marneuses oxfordiennes permet de suivre l'enroulement du pli. De part et d'autre, s'est produite une avancée relative vers l'Ouest, suivant un mouvement dextre ou senestre.

Au Sud de Tenay et de la reculée de l'Albarine les *plateaux d'Arandas et d'Hostias* (fig. 6, F₃) occupent le fond d'une large gouttière relevée sur ses bordures. La disparition des noyaux de Jurassique moyen de Chaley et d'Évosges laisse seulement affleurer l'épaisse série calcaire du Jurassique supérieur dans laquelle est creusée la cluse des Hôpitaux.

Apparu au Sud du décrochement senestre de Pouvillieu, dans le prolongement du «synclinal» du Grand Sangle, le *synclinal crétacé de la Joux* (F₄) correspond à la bordure orientale du plateau d'Hostias déformée au front de l'anticlinal de la forêt de Jailloux (et du Jura interne).

● **Les lanières du faisceau bugiste au Nord de la faille Suerme-les Allymes** (fig. 7, G). La faille NW-SE Suerme-les Allymes, qui passe sur la feuille Belley avec l'orientation générale des structures du Bas-Bugey, sépare dans la zone des lanières deux unités distinctes.

Au Nord de cette faille, les structures dominantes sont orientées N 10-30° E, recoupées par les accidents transversaux N 50-70° E et N 130-150° E. Le relèvement d'axe de toutes les structures du Nord-Est vers le Sud-Ouest fait que le Jurassique supérieur affleure largement au front de l'Avocat, alors que le Jurassique moyen apparaît seulement dans les entailles d'érosion les plus importantes. Au Sud-Ouest le Jurassique est plus largement représenté y compris dans les structures normalement constituées de Jurassique supérieur. Les pointements de Lias qui percent au travers de l'armature des calcaires du Jurassique moyen soulignent les structures importantes moulées sur une faille majeure et séparées par des bandes, faillées ou non, de Jurassique supérieur.

- *Bande anticlinale Suerme est-Rombois-Montgriffon-Châtillon-de-Cornelle* (fig. 6, G₁). Elle est divisée en deux parties séparées par le «coin» de Jurassique supérieur du Crêt Rodier (structure de Lupieu-Nivollet).

Au Sud (G_{1a}), apparaissant sous les éléments de la couverture de Jurassique supérieur conservés au front de l'anticlinal d'Évosges, la voûte de Jurassique moyen ouverte par l'érosion à l'Est de Saint-Rambert montre une différence nette de structure de part et d'autre de la cluse. En rive droite (= Nord), la montagne de Rombois est une dalle tabulaire, faiblement inclinée vers l'Est, de Jurassique moyen brusquement redressée contre l'accident de Suerme-les Allymes. Ce dernier traverse la cluse obliquement vers le Sud-Est et, sur le flanc gauche (= Sud) de la vallée, la voûte apparemment unique de la montagne de Suerme est faite en réalité de deux éléments affrontés au contact de l'accident (qui joue également en décrochement senestre). Seul l'élément oriental appartient à l'unité traitée ici et nous y retrouvons la disposition tabulaire inclinée vers l'Est du flanc nord; sa bordure ouest, écrasée contre l'élément occidental (= Suerme ouest) originellement en situation structurale plus élevée, dessine au niveau du Bajocien un repli faillé refoulé vers l'Ouest sur le Bathonien.

Au Nord (G_{1b}), la voûte anticlinale de Jurassique moyen à cœur liasique (Montgriffon, cirque de Saint-Jérôme) est bien séparée (failles) de la bande de Jurassique supérieur Roisoirait-col du Cendrier qui la borde à l'Est. Par contre, à partir de Châtillon-de-Cornelle, elle disparaît par ennoyage périclinal (visible dans la combe du Bathonien supérieur-Oxfordien suivie par le C.D. 11) sous sa couverture de Jurassique supérieur qui, à son tour, se réduit à une bande étroite au front de la montagne de l'Avocat.

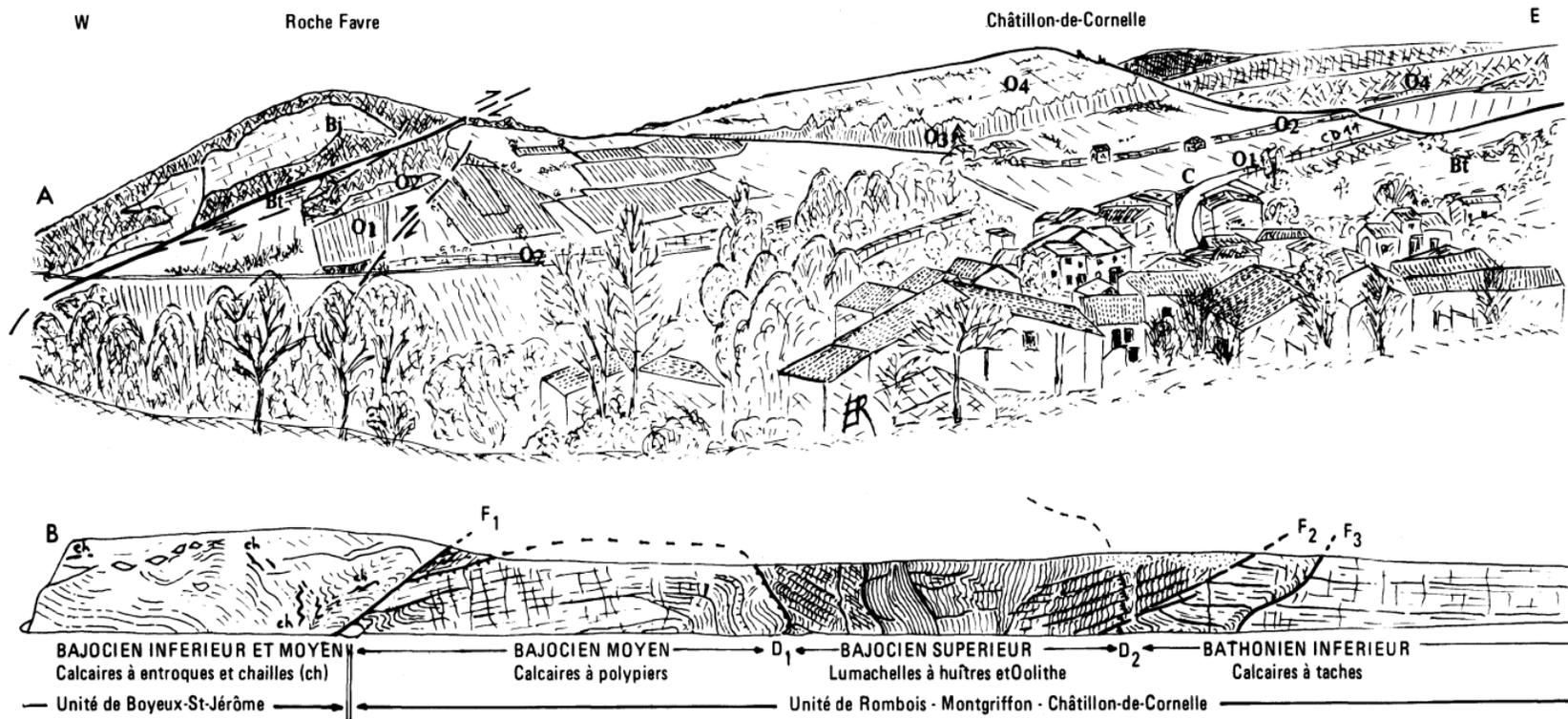


Fig. 9 - Affrontement entre l'unité de Boyeux-Saint-Jérôme (à l'Ouest) et l'unité de Rombois-Montgriffon-Châtillon-de-Cornelle (à l'Est) dans la zone des lanières du faisceau bugiste

– *Structure de Lupieu-Nivollet* (fig. 6, G₂). D'extension limitée, entre les structures majeures qui l'encadrent, sa situation coïncide avec le changement d'orientation des plis. Elle correspond sans doute à un bloc isolé par l'interférence et le jeu des failles N–S et des failles NW–SE. Elle comprend une demi-voûte coffrée de Jurassique moyen, largement dégagée par l'érosion à l'Ouest de Lupieu, disparaissant au Nord-Est sous le Jurassique supérieur du Crêt Rodier tronqué sur la surface d'érosion éogène à peine gauche en forme de synclinal d'axe N 20° E.

– *Bande anticlinale mont Luisandre-Boyeux-Saint-Jérôme-Roche Favre* (fig. 6, G₃). Le mont Luisandre est un des points élevés de cette bordure jurassienne. Le chevauchement du Jurassique moyen sur la dépression oxfordienne de Bredevant traduit bien la complexité des structures dans la partie méridionale de la bande anticlinale, à l'articulation de structures d'orientations différentes. Vers le Nord, la cluse du Riez montre une voûte anticlinale légèrement dissymétrique découpée par des failles radiales; au-delà des décrochements de Préau-Cornelle elle est remplacée par une gouttière à cœur oxfordien sous lequel sort le Jurassique moyen du flanc est qui forme la faille-pli de Roche Favre chevauchant à l'Est l'anticlinal de Châtillon-de-Cornelle (fig. 9).

– *Bande «synclinale» de l'Abergement-de-Varey-Préau* (fig. 6, G₄). Sur toute sa longueur, depuis la bordure ouest de la feuille jusqu'à Cerdon, on peut reconnaître une bande de Jurassique supérieur calcaire portant les principaux témoins de la surface d'érosion éogène, plus ou moins disséqués par l'érosion. De part et d'autre, au Sud-Est et au Nord-Ouest, lui sont rattachées des zones très faillées, disséquées par l'érosion qui a dégagé les noyaux de Jurassique moyen. Les témoins de Jurassique supérieur du mont de l'Echaud au Sud de l'Abergement-de-Varey plaident en ce sens.

– *Bande anticlinale de Chaux et lanières frontales de Varey-Mérignat* (fig. 6, G₅). La dernière (ou la première) structure jurassienne continue (sur la feuille) est formée par la bande anticlinale de Jurassique moyen de Chaux-Vieillard avec les pointements liasiques de Cossieux-le Bevier-Chaux. En avant, dans les secteurs de Varey et de Mérignat, le front jurassien montre la même succession de lanières très serrées, décalées par les accidents senestres de Chaux, plus nombreuses à l'Ouest de Mérignat. Les structures les plus avancées sont en limite de feuille, de part et d'autre de la vallée du Veyron. A noter la réapparition du Crétacé inférieur et des brèches attribuées à l'Oligocène, reposant sur le Crétacé ou en bordure des reliefs calcaires du Jurassique supérieur.

Fig. 9 – Affrontement entre l'unité de Boyeux-Saint-Jérôme (à l'Ouest) et l'unité de Rombois-Montgriffon-Châtillon-de-Cornelle (à l'Est), dans la zone des lanières du faisceau bugiste.

A – Chevauchement et faille-pli de Roche-Favre à Châtillon-de-Cornelle (vallon au Nord-Ouest du village), vu depuis la butte du château vers le Nord-Ouest. Bj : Bajocien ; Bt : Bathonien ; O₁ : Oxfordien inférieur ; O₂ : Oxfordien moyen ; O₃ : Oxfordien supérieur (Couches d'Effingen et du Geissberg) O₄ : Oxfordien supérieur (Calcaires lités).

B – Contact des deux unités, 500 m au Sud, sur le flanc sud de la butte du château, le long du CD 11, environ 1 km avant Châtillon-de-Cornelle. L'affrontement des deux unités correspond à la faille F₁. Dans l'unité orientale, les failles F₂ et F₃ limitent seulement sa bordure ouest écrasée en avant de l'accident majeur. On peut y suivre une série continue dans laquelle sont bien repérables les deux surfaces perforées au toit des Calcaires à polyliers (D₁) et de l'oolithe (D₂) du Bajocien. La zone déformée montre successivement : une voûte surbaissée de Bajocien moyen, une série très redressée de Bajocien supérieur-Bathonien inférieur traversée par de nombreux plans de glissement dont le jeu est souligné par la réfraction et la forme sigmoïde des éléments de la stratification, enfin un panneau serré entre les failles F₂ et F₃ avec retour à l'horizontale des Calcaires à taches.

● **Les lanières du faisceau bugiste au Sud de la faille Suerme-les Allymes** (fig. 7, H). Au Sud de cette faille les directions structurales principales sont NW-SE comme dans le Bas-Bugey dont c'est la terminaison nord-ouest. D'Est en Ouest se succèdent quatre éléments structuraux décalés dans la cluse de Saint-Rambert par l'accident dextre de Montferrand :

- *l'anticlinal de Suerme* (fig. 6, H₁), dont l'affrontement avec l'élément est de la montagne de Suerme a déjà été décrit, est limité pratiquement au Sud de la cluse ; au Nord lui correspondent les plissements des reliefs au-dessus de Saint-Rambert, dans le coin formé avec le décrochement dextre de Montferrand ;
- *le panneau monoclinale de Blanaz* (fig. 6, H₂), d'abord formé presque uniquement d'Oxfordien, est traversé par plusieurs accidents transversaux dextres qui mettent à l'affleurement les séries calcaires de Jurassique moyen ;
- *l'anticlinal de Gratoux-Cleyzieu* (fig. 6, H₃) est surtout remarquable par ses structures réalisées au Nord de la cluse et de l'accident de Montferrand, dans le coin formé avec l'accident de Suerme-les Allymes. Le cœur du pli, très aigu et étroit, est injecté de Lias-Trias supérieur ; les calcaires à entroques du mont Jud et sa semelle de marnes liasiques reposent en contact anormal sur le prolongement nord du monoclinale de Blanaz et représentent la voûte du pli refoulée vers l'Est ;
- *l'anticlinal de Torcieu* (fig. 6, H₄) n'est que partiellement accessible dans l'angle sud-ouest de la feuille. Au Nord, il comprend la large voûte du mont Charvet évidée jusqu'au Lias (masqué par les éboulis) dans le cirque des Moines de Torcieu ; le flanc est, accidenté de failles en compression (faille du Chauchay), est rebroussé pour former le petit synclinal d'Angrières. Au Sud, la dalle calcaire est pliée en une auge à fond plat et flancs verticaux amorçant les deux replis anticlinaux de bordure, très serrés et aigus.

Chevauchement sur le fossé tertiaire

Comme pour les autres secteurs de la bordure jurassienne où il a été reconnu, le chevauchement a pu être démontré seulement par des forages. Sur le territoire de la feuille, deux sondages d'exploration pétrolière ont été réalisés par la R.A.P. en 1957 sur la transversale de Jujurieux, dans l'angle nord-ouest.

Le Tertiaire a été rencontré sous les formations jurassiques dans le forage Bugey 101, à l'aplomb des affleurements de Lias de Cossieux dans la bande anticlinale de Dogger de Chaux-Vieillard. Quelques kilomètres à l'Est, au cœur de la boutonnière liasique du Riez dans la bande anticlinale de Boyeux-Saint-Jérôme, Bugey 102 est resté dans les formations secondaires, mais une zone froissée à matériel triasique sépare la couverture décollée et glissée vers l'Ouest des séries autochtones appartenant à l'escalier de failles formant la bordure normale (oligocène) du fossé tertiaire (fig. 10).

Sur cette transversale de Jujurieux, la partie chevauchante correspond sans doute aux unités situées en avant de l'anticlinal de Boyeux-Saint-Jérôme, c'est-à-dire la bande oxfordienne de l'Abergement-de-Varey, la bande anticlinale de Chaux-Vieillard et les éléments frontaux de Varey. Les éléments charriés représentent la partie haute des compartiments de l'escalier de failles original cisailés, avec les failles qui les limitent, au niveau des marnes du Trias-Lias (pour les structures formées de Dogger) ou de l'Oxfordien (pour celles de Jurassique supérieur).

En s'éloignant de cette transversale, vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest, il est plus difficile d'apprécier l'importance du chevauchement. Vers le Sud-Ouest tout d'abord, si on admet que le chevauchement correspond aux mêmes unités,

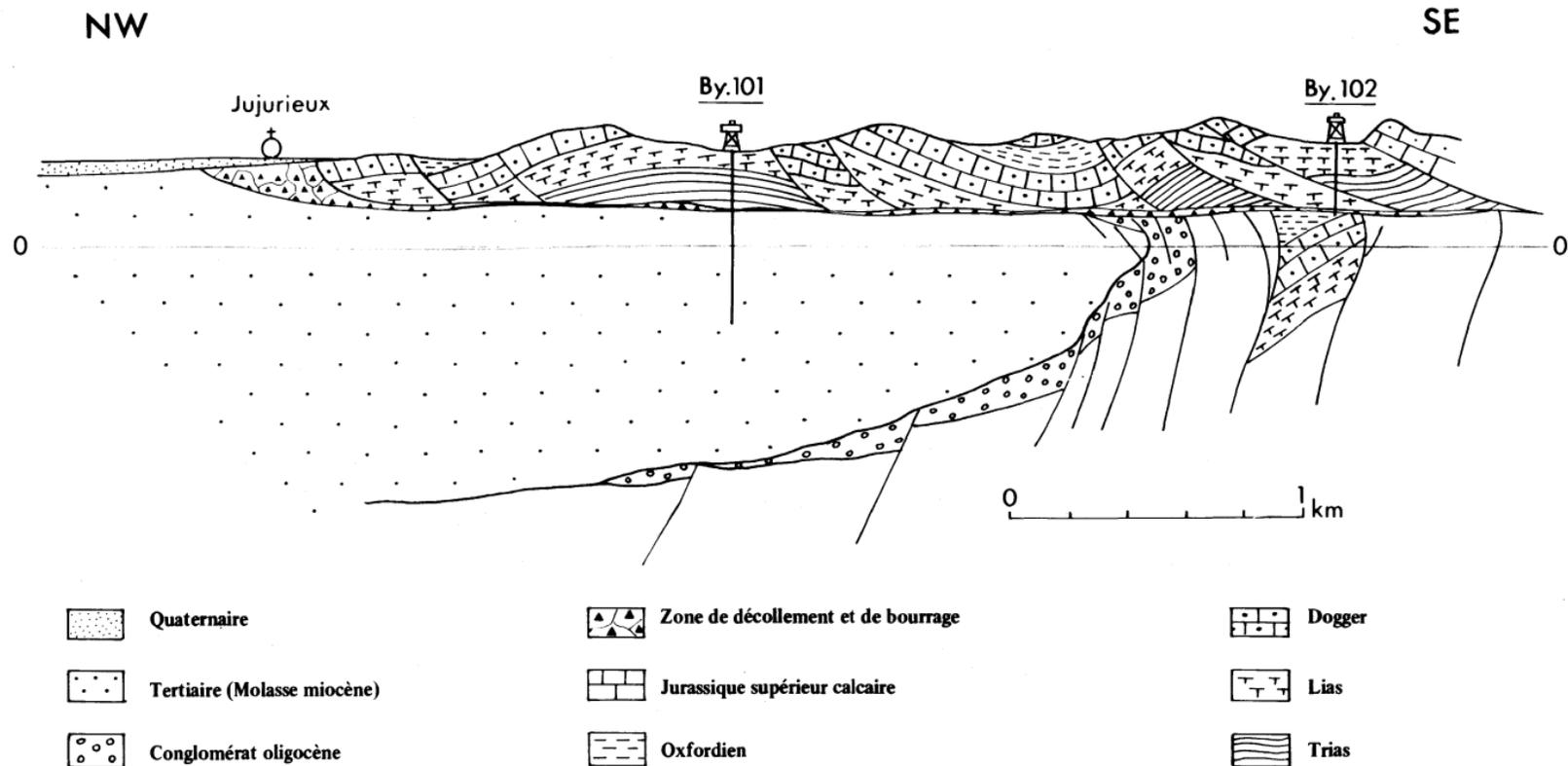


Fig. 10 - Contact Jura-Bresse et chevauchement frontal jurassien sur le fossé tertiaire

Coupe interprétative de la bordure occidentale du Bugey sur la feuille Saint-Rambert-en-Bugey, passant par les forages Bugey 101 et Bugey 102

Document R.A.P., communiqué par la S.N.E.A. (P), reproduit dans sa forme originale

il passerait en avant des structures connues également par forages, de la région de Vaux-Torcieu et comparables à celles rencontrées à Bugey 102.

Vers le Nord-Est, il faut tenir compte du redan de Pont-d'Ain et du report vers l'Ouest des structures chevauchantes du Revermont (JR 102) qui, à partir de Pont-d'Ain vers le Nord, forme la bordure jurassienne. Cette disposition impose un enracinement rapide du chevauchement, sans doute à l'aplomb de l'accident profond responsable de la bande faillée Cerdon-Culoz dans la couverture. En conséquence, sur la transversale de Jujurieux, très proche de cette zone de changement structural, la flèche du chevauchement est sans doute inférieure à son maximum situé plus au Sud.

HYDROLOGIE ET FORME DU RELIEF

Hydrologie superficielle et souterraine

Réseau hydrographique. Il n'y a pas de grands cours d'eau dans l'étendue de la feuille. La plupart sont des affluents directs ou indirects de l'Ain, à l'Ouest, à l'exception du Séran, dans la moitié orientale de la feuille, qui rejoint directement le Rhône. Leur tracé est toujours fortement influencé par les structures et ils contribuent au dégagement des formes structurales.

Le seul vraiment important, le seul aussi qui intéresse à la fois le Jura interne et externe, est l'Albarine. Ses sources sont près de Brénod, en limite nord du territoire de la feuille qu'elle traverse obliquement jusque dans l'angle sud-ouest pour rejoindre l'Ain sur Ambérieu. Le cours supérieur, au travers du plateau d'Hauteville jusqu'à la cascade du Golet du Thiou (ou de Charabotte) est fortement marqué par les phénomènes karstiques (*cf.* Phénomènes karstiques). Au-delà des accidents transversaux de Nantuy qui coïncident avec le fond de la Reculée, l'Albarine traverse les unités du Jura externe, dans une vallée étroite, au tracé sinueux dont les segments coïncident, au moins en partie, avec les deux grandes directions d'accidents transversaux régionales.

Dans le Jura externe, la Caline au Sud, la Mandorne, le Brévon au Nord sont des affluents de l'Albarine vers laquelle ils convergent suivant la direction N-S ou SE-NW des structures. Au Nord, le Borrey (qui par l'Oignin rejoint l'Ain très au Nord) draine la Combe du Val. Dans l'angle nord-ouest, l'Oiselon, le Riez, la Fougé et le Veyron traversent en cluse les chaînons les plus externes avec l'orientation générale NW-SE des accidents de la bande faillée Cerdon-Culoz. Enfin, l'Ecotet (ou Ecotay) rassemble les eaux de la partie nord des collines mollassiques bordières.

Dans le Jura interne, le Séran draine le Valromey et ses bordures. Son cours n'est pérenne que dans sa partie en aval et surtout après qu'il ait reçu (feuille Belley) son principal affluent venu du massif du Grand-Colombier, l'Arvières, et plusieurs exurgences alimentées par le réseau souterrain des calcaires crétacés du Valromey.

Lacs et marais. Les dépressions marécageuses mal drainées sont souvent installées sur les marnes et les marno-calcaires oxfordiens. Mais les formations glaciaires sont le principal responsable du développement des lacs et des marais dans un pays à substratum essentiellement calcaire. Les plus importants occupent des dépressions d'origine karstique et certains sont encore plus ou moins tributaires des circulations souterraines. Ainsi les *Loups* de Brénod représentent un trop-plein du réseau souterrain du plateau d'Hauteville qui contrôle la mise en eau et la vidange ; le marais de Vaux (ou des Lésines) perd une partie de son eau par des pertes situées sur son bord ouest, près de la Grange du Lood, où disparaît à l'affleurement l'accident de Nantuy.

Hydrologie souterraine et phénomènes karstiques. Les manifestations kars-

tiques occupent une place non négligeable dans les niveaux calcaires jurassiques et crétacés ; leur ampleur est limitée par la structure « cloisonnée », en particulier dans le Jura externe, et par la stratigraphie : des formations marneuses séparent les ensembles calcaires qui n'atteignent jamais de très grandes épaisseurs.

● **Les formes karstiques superficielles** sont surtout nettes dans les calcaires purs, peu argileux du Kimméridgien–Portlandien, certains niveaux du Valanginien, l'Urgonien. Elles sont plus rares dans les niveaux biodétritiques du Jurassique moyen ou de l'Hauterivien et certains niveaux du Jurassique supérieur (Calcaires pseudolithographiques) qui laissent un abondant résidu argileux, soit que celui-ci limite la dissolution, soit que l'épais manteau d'argile résiduelle masque les formes karstiques.

Les *lapiaz* connus ici sous le nom de *lézines* (également *lésines* ou *laizines*) sont bien développés seulement sur les calcaires purs. Les *petites dolines* ou *bétoires*, fréquentes, souvent de grande dimension et quelquefois jointives dans les calcaires, peuvent se rencontrer (avec des dimensions plus petites) jusque dans les calcaires argileux de l'Oxfordien à proximité des calcaires (et des réseaux) du Jurassique moyen ou dans les zones très fracturées. Une structure originale est celle de la Combe Danoi vaste dépression fermée dans l'axe de l'anticlinal du Crêt du Nû ; creusée dans les Calcaires lités redressés, plissotés et fracturés, elle n'a d'autre écoulement que les bétoires ouvertes sur le réseau souterrain du Jurassique moyen (R. Enay, 1971). Les bétoires alimentent les réseaux de circulation souterrains dont elles jalonnent parfois le tracé en surface.

● **Les cavités souterraines** (grottes, gouffres et avens) sont nombreuses mais rarement de très grande dimension. Les réseaux les plus importants sont la grotte de Préoux et les grottes du Pic dans les calcaires crétacés de la partie haute du Valromey, la grotte de la Courbattière (près Jujurieux) et le réseau de Dorvan (près Torcieu) dans les unités de Jurassique moyen du Jura externe. La répartition des cavités en fonction du niveau stratigraphique paraît influencée par la répartition des affleurements, mais aussi par l'âge de leur mise à nu. Ainsi les cavités importantes dans le Jurassique moyen sont toutes dans le Jura externe. Dans la partie orientale de la feuille, le Jurassique moyen abrite le plus souvent des gouffres en forme de cloche ou de bouteille ouverts à leur partie supérieure par un conduit vertical long et étroit ou un simple trou d'homme.

● **Les circulations souterraines** sont sans doute plus développées que ce qui en est connu. Si les grottes ou cavités avec écoulement permanent ou temporaire sont assez nombreuses, une partie seulement des circulations souterraines utilise des réseaux visitables. Les exurgences sont nombreuses qui rassemblent les eaux infiltrées par les bétoires, *embouteilloux*, avens ou les nombreuses fissures diffuses liées à la fracturation des masses calcaires dans lesquelles finissent par se perdre une partie des écoulements de surface.

Les relations souterraines entre les points d'entrée et de sortie des eaux ne sont encore connues que très imparfaitement. Un des réseaux les mieux connus est celui de Dorvan (grottes du Crochet, du Cormoran...) dans la structure de Torcieu (fig. 11). Plus spectaculaires sont les relations mises en évidence par des essais de coloration entre les pertes de la combe oxfordienne (soutirées par les calcaires du Jurassique moyen) de Combe Danoi, dans l'anticlinal du Crêt du Nû, et le réservoir des calcaires du Jurassique supérieur du flanc est de l'anticlinal du Grand-Colombier. Le trajet de l'eau vers les exutoires naturels (fonctionnant aussi comme point d'absorption) de la Dorche et les fissures recoupées par les galeries d'exploitation de la mine d'Orbagnoux, à Corbonod (feuille Seyssel), au travers de deux anticlinaux et de l'écran marneux, normalement imper-

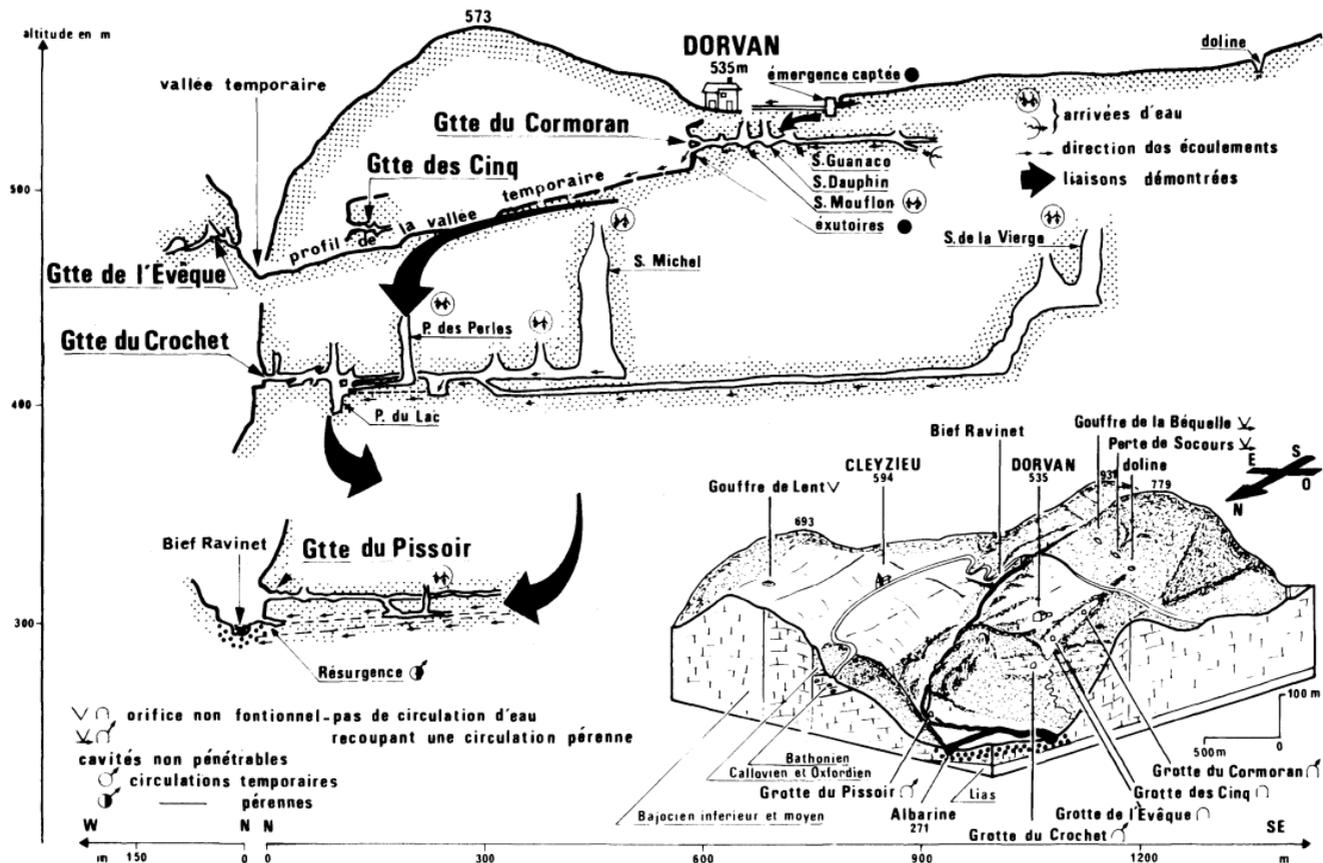


Fig. 11 - Complexe hydrogéologique de Dorvan : bloc-diagramme d'ensemble.

coupe schématique et indication des circulations souterraines reconnues. D'après et modifié par J. Gibert et coll. (1978)

méable, de l'Oxfordien, utilise probablement la zone fracturée qui accompagne la bande faillée col de la Cheminée—col de Richmond (R. Enay, 1971).

Le réseau hydrographique aérien n'est pas indépendant de ces circulations souterraines : l'Albarine, au-dessous d'un certain débit, disparaît totalement dans des pertes situées près de la ferme du Gour pour ne réapparaître que plus au Sud et, sans doute, au moins en partie, au-delà de la cascade de Charabotte ; de même, les pertes du Borrey près de Vieu-d'Izenave alimentent les résurgences de la Doye (= source ascendante), à Condamine-la-Doye, et de Maillat.

Pour certains auteurs (Corbel, 1951) les circulations et l'érosion karstiques auraient joué un rôle essentiel dans la préparation et la réalisation des grandes entailles d'érosion comme la Reculée de l'Albarine et la cluse des Hôpitaux à l'amont de Tenay. Si ce processus est intervenu ce ne peut être qu'avant la venue des glaciers qui ont laissé leurs traces sur le fond et les flancs de ces vallées.

Formes du relief

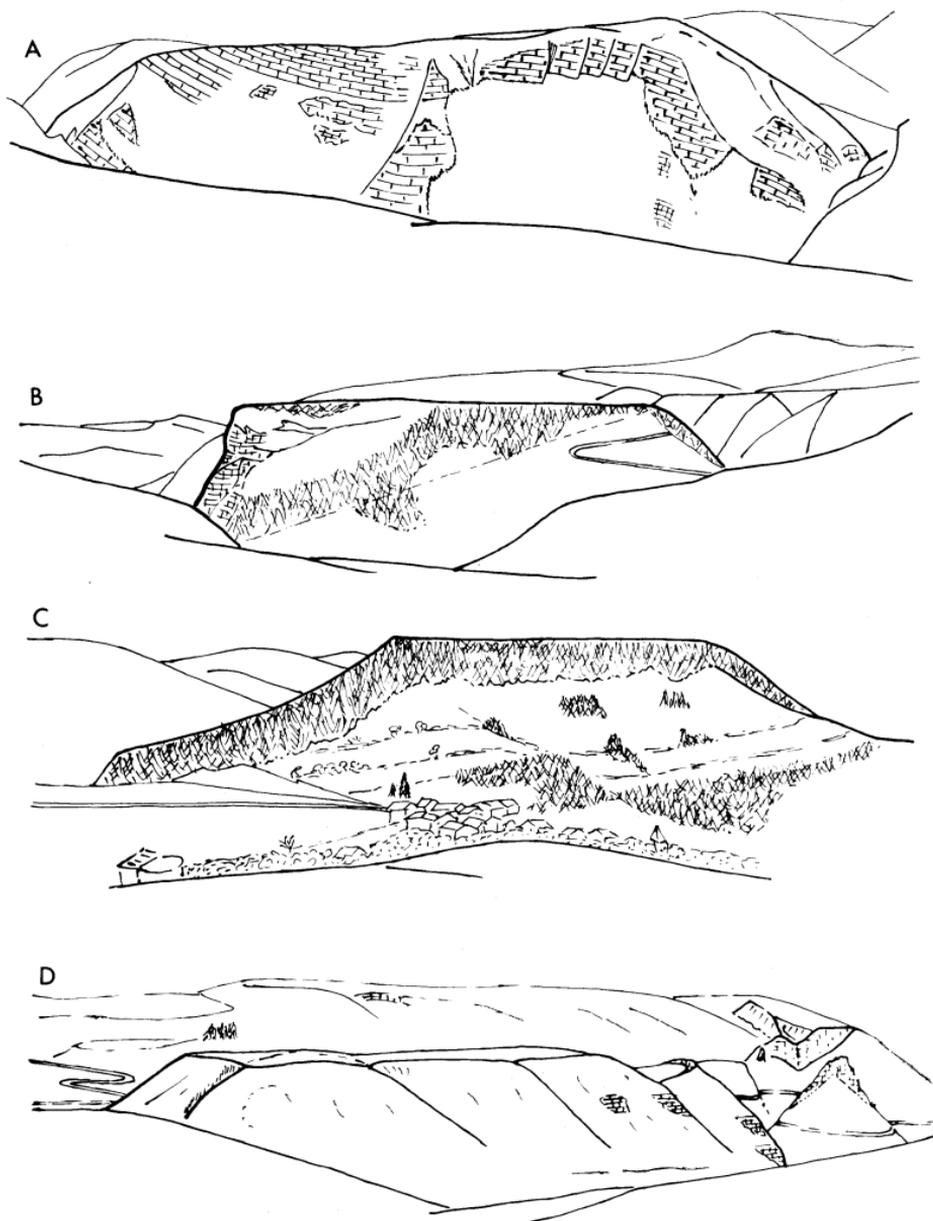
Dans l'ensemble, la morphologie est de type conforme et les formes structurales sont les plus nombreuses. D'autres traits morphologiques sont représentés, peut-être d'âges différents et qui posent le problème des relations entre les différentes formes du relief actuellement juxtaposées. Trois aspects seront examinés : la surface d'érosion éogène, les grandes entailles d'érosion linéaire, le dégageement des formes structurales.

La surface d'érosion éogène. Des surfaces ou niveaux cycliques nombreux ont été décrits (cf. M. Dubois, 1959) pour lesquels on a même affirmé des âges et une chronologie. Trop souvent, ils ont été confondus avec des surfaces structurales (sommets de la demi-voûte coffrée de Lacoux interprété comme replat d'érosion pliocène) ou construits en reliant des replats locaux, voire de simples cotes altimétriques, pour qu'il n'en soit pas question en attendant une véritable étude morphotectonique prenant en compte les différences de lithologie, les structures et l'évolution tecto-orogénique synchrone de l'évolution morphologique.

Une seule surface est bien reconnaissable dont les témoins sont nombreux et bien développés dans la partie ouest de la feuille. Déjà, pour M. Dubois (1959, p. 249-250) ces « sommets trapézoïdaux » seraient les « rares témoins authentiques de très vieilles surfaces », mais il limite le rôle de l'érosion éocène et en fait des « surfaces de planation karstique pliocène remaniant les surfaces néogènes ». Plus sûrement il s'agit d'une même surface, désorganisée par le jeu continu des érosions et des déformations plus récentes (fig. 12).

Ces éléments de surface ont été déformés, mais assez peu pour rester bien reconnaissables, au moins dans les régions occidentales. Ils sont légèrement basculés ou à peine gauchis (la Culaz, le Jargoy au Sud d'Evosges, l'Esclaz au Sud de la Ragiaz), parfois pliés en gouttière ou rebroussés sur leur arrière (à l'Est) prenant l'allure d'un « faux synclinal perché » comme le Grand-Sangle à l'Ouest de Lacoux. Cette structuration a permis la conservation, sur l'ancienne surface d'érosion, des rares dépôts attribués à l'Oligocène qui la recouvrent localement.

Les éléments de cette surface indiqués sur la feuille tranchent toujours nettement les couches des formations qui les supportent, à pendage plus ou moins fort (jusqu'à 30°), également des failles à faible rejet qui, ainsi, n'ont pas rejoué de façon importante depuis leur planation (plateau d'Hostias, colline du Rosoirait à l'Ouest de Résinand...). Partout où elle est bien reconnaissable, cette surface repose sur les calcaires du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur karstifiés. La karstification serait, d'après M. Dubois, essentiellement d'âge plio-



A. Grange Lucain, au Nord du Bief de la Fouge, vu depuis le Sud (sous le Bényat) vers le N.NE.
B. Sur Flamont, au Nord du Bief de la Fouge, vu depuis le Bényat, vers le N.NW.
C. Crêt Rodier, au-dessus de Nivollet - Montgriffon, vu depuis le cimetière vers le Sud-Est.
D. Le Rosoirait, au-dessus de Résinand, vu depuis le CD 11 au Sud de Montgriffon vers le Sud-Est ; à l'extrémité droite la Cathédrale et le plateau du Ventoux entaillé par le ruisseau et la cascade de la Bruire, à l'arrière plan la voûte de Bajocien de l'anticlinal d'Evosges

Fig. 12 - Quelques "sommets trapézoïdaux" de Jurassique supérieur, témoins de la surface d'érosion éogène dans la partie ouest de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey

cène ; il est plus vraisemblable qu'elle a débuté à l'Eocène (sinon même au cours du Crétacé supérieur) pour se poursuivre, avec des aléas, jusqu'à nos jours. De même, la question reste posée de savoir si la karstification a contribué à son façonnement ou si l'enfouissement du réseau karstique a seulement permis sa conservation.

Là où des dépôts résiduels, attribués provisoirement à l'Oligocène, sont conservés, souvent grâce à une légère structuration plus récente, ils reposent sur ces mêmes terrains : Jurassique supérieur surtout dans les lanières des régions occidentales, Crétacé inférieur pour les affleurements du plateau d'Hauteville et son prolongement (étang Marron, combe Férirand) sur la feuille Nantua ; plus à l'Est, dans le Valromey, c'est également le Crétacé inférieur qui supporte les premiers dépôts miocènes du Burdigalien supérieur. C'est ainsi qu'on arrive à concevoir une surface inclinée vers l'Est, tronquant d'Ouest en Est la plateforme jurassienne.

En accord avec les observations précédentes, les brèches dites « oligocènes » renferment uniquement des éléments en calcaire du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur, à l'exclusion des calcaires du Jurassique moyen qui ne devaient pas affleurer, ou très localement, lors de la mise en place des brèches. Celles-ci impliquent l'existence de reliefs nourriciers en voie d'érosion qu'il faut situer le long des failles majeures qui limitent les lanières du Jura externe ou le plateau d'Hauteville et la gouttière synclinale de la combe Férirand. Ces failles dénivellent les témoins résiduels de l'ancienne surface éogène.

La surface éogène devient moins évidente dans la partie orientale de la feuille quand se développent les structures plus amples de la Combe du Val et du Jura interne. Même dans les synclinaux où sont conservés les témoins des dépôts tertiaires, elle a subi les retouches plus ou moins importantes des érosions plus récentes. Cependant, il n'est pas impensable, sans pouvoir le démontrer vraiment, qu'elle coïncide encore localement et plus ou moins imparfaitement avec les flancs des plis, en particulier là où la karstification prédominait sur l'érosion subaérienne. Ainsi, au front du Jura interne, la surface éogène du plateau d'Hostias se relève pour former le glacis incliné vers l'Ouest qui tronque le Jurassique supérieur de l'enveloppe du pli de Chaley et le synclinal crétacé de la Joux en avant du pli de Lacoux.

Les formes d'origine tectonique ou structurale. L'opposition, à la fois dans le relief et dans les structures, entre les deux moitiés, est et ouest, de la feuille, traduit bien le rôle important de ces formes liées directement ou indirectement aux déformations. La distinction de deux types de formes est d'ailleurs souvent difficile et artificielle (*cf.* M. Dubois, 1959).

Dans le Jura interne et la Combe du Val les monts et les vaux s'identifient avec la succession régulière des grandes structures anticlinales et synclinales et reflètent directement le rôle de la tectonique. Nous avons déjà invoqué la possibilité d'y retrouver des traces de l'ancienne surface éogène.

Les combes dégagées dans les niveaux tendres résultent de morsures d'érosion, pour l'essentiel, post-tectoniques ; ce sont les plus typiques des formes dérivées de la structure. Les grandes combes anticlinales du Grand-Colombier, du Retord ou de Cormaranche—les Moussières doivent leur origine, au moins en partie, aux structures : décrochement, culminations axiales avec bourrage des marnes et fractures ou diaclases dans les niveaux calcaires à l'*extrados* du pli.

La plupart de ces combes sont drainées par un ru qui échancre généralement un crêt de Jurassique supérieur, exceptionnellement le Jurassique moyen de l'axe structural (l'Avocat). Mais l'érosion subaérienne récente et actuelle a sans doute été précédée par l'action des eaux souterraines. L'empreinte karstique domine dans le massif du Retord à peu près totalement dépourvu d'écoulement

subaérien; les combes, peu creusées, n'atteignent pas le Dogger; ce sont des «combes-poljé» drainées essentiellement ou même totalement (combe Danoi) par les entonnoirs et les réseaux souterrains.

Les niveaux facilement délitables ou peu épais du Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes), du Purbeckien ou de l'Hauterivien donnent des combes monoclinales souvent allongées et étroites, aux flancs des plis. Dans le massif de Retord, leur alternance avec les crêtes boisées, également allongées et étroites, formées par les niveaux durs, évoque un relief de type appalachien. Sur le flanc ouest du Grand-Colombier, la combe des calcaires en plaquettes est exceptionnellement large en relation avec l'ondulation anticlinale qui prolonge vers le Sud l'anticlinal du Crêt du Nû.

Les combes les plus importantes, où la marque de l'érosion est la plus nette, sont dans les épaisses séries marneuses ou marno-calcaires du Lias (exceptionnellement) ou de l'Oxfordien : combes monoclinales aux flancs des plis dissymétriques (l'Avocat, monts d'Ain) ou déversés (Grand-Colombier), combes anticlinales ouvertes dans l'axe des plis au travers de l'enveloppe calcaire du Jurassique supérieur jusqu'au cœur de Jurassique moyen.

Dans le Jura externe, il est plus difficile de séparer les formes proprement structurales de celles dérivées des structures. La couverture de Crétacé inférieur-Jurassique supérieur très érodée laisse affleurer très largement le Jurassique moyen. Dans une même structure voisinent et s'opposent les voûtes anticlinales de Jurassique moyen et les témoins peu ou pas déformés de la surface éogène portés par le Jurassique supérieur.

Si, comme dans les régions orientales, le dégagement des formes structurales dans le Jurassique moyen est postérieur à la réalisation des structures, cela implique une érosion particulièrement active, également responsable du démantèlement de l'ancienne surface éogène. Mais la réalisation des structures, en particulier les failles-plis et les chevauchements vers l'intérieur de la chaîne (Roche-Favre), implique une topographie différenciée, en partie réalisée par la fracturation postérieure à l'établissement de la surface éogène dont les éléments disjoints sont dénivelés. Il est permis d'envisager aussi que l'érosion a débuté avant les déformations tangentielles fini-miocènes, préparant les structures dont le dégagement se poursuit actuellement. En particulier, l'amincissement ou le décapage de la couverture de Jurassique supérieur à leur aplomb, auraient facilité le ploiement des parties frontales des panneaux faillés, sans déformation des lambeaux de Jurassique supérieur portant les témoins à peine gauchis de la surface éogène.

Ce problème de chronologie est essentiel, car les travaux récents ont montré que la mise en place du premier réseau hydrographique rhodanien accompagne la régression de la mer miocène. Dans le domaine jurassien toujours émergé, en particulier sa partie occidentale, un réseau hydrographique (attesté par les apports de galets locaux dans le Miocène de Jujurieux), basé sur le niveau marin miocène, a pu s'ébaucher plus tôt ainsi que l'envisageait déjà Boistel (1898). La même question apparaît avec les grandes entailles d'érosion transversales aux plis.

Les grandes entailles d'érosion transversales aux plis. Elles sont un des éléments du réseau hydrographique décrit précédemment et sont pratiquement limitées au Sud-Ouest de la bande faillée Cerdon-Culoz. A l'Est, à l'exception des rus qui drainent les combes, les collecteurs principaux sont dans l'axe des structures synclinales.

La plus remarquable est la cluse de Saint-Rambert sur laquelle se branche la reculée de Charabotte. Comme toutes les grandes cluses trans-jurassiennes, c'est une cluse composée, formée d'une succession de cluses vraies, transver-

sales aux plis, et de segments dégagés suivant l'allongement des structures. Mais ces derniers occupent rarement des structures synclinales peu développées dans cette partie de la chaîne, par exemple au Sud de Tenay où la vallée est entaillée dans la surface éogène qui forme les plateaux d'Hostias et de Confène pliée en une large gouttière. Partout ailleurs il s'agit de segments déblayés dans les marno-calcaires oxfordiens avec dégagement de la surface structurale du Bathonien (par exemple au Sud de Chaley).

Autre caractère déjà cité, le tracé anguleux dont les différentes parties coïncident avec les deux grandes directions des accidents transversaux. Cependant, il n'est pas possible d'affirmer que de tels accidents sont bien à l'origine du tracé, malgré l'accident mis en évidence entre Saint-Rambert et Montferrand ou ceux qu'on peut suivre à l'Ouest d'Argis dans le prolongement de la faille d'Hostias. Aucun accident n'a pu être mis en évidence pour la partie amont de la reculée de l'Albarine, de Chaley au Golet du Thiou, mais il est clair qu'elle se place sur un « linéament » qui relie les accidents du col de la Rochette et ceux reconnus au Sud d'Evosges ou même ceux de Blanaz.

L'origine karstique (Corbel, 1951) admise pour une partie de ces formes implique une fracturation suivant des directions qui sont aussi celles des accidents tectoniques cartographiables.

Il a été noté que sur les deux flancs en regard de la vallée les structures ne sont pas toujours identiques. Ce changement de style de part et d'autre de l'axe de la vallée est-il à l'origine de son creusement ou bien est-ce l'existence d'une entaille d'érosion antérieure aux structures (= antécédente) qui a introduit une discontinuité des assises et une différence de style ?

Cette question est posée avec plus de force encore avec les cours d'eau (Fouge, Riez, Oisellon) de l'angle nord-ouest de la feuille dont les tracés sont un alignement de cluses au travers des chaînons de la bordure externe. Ici aussi leur tracé est celui d'une des directions de failles transversales (N 110° E) ; également une différence de style très nette de part et d'autre, comme s'il y avait un accident transversal. Si les failles majeures traversent, les accidents moins importants sont limités à l'un ou l'autre flanc. L'accident transversal supposé n'apparaît pas ou sur une partie seulement du tracé. On est conduit à nouveau à envisager une première entaille d'érosion interrompant, au moins partiellement, la continuité des assises calcaires ; les assises marneuses sous-jacentes (Lias ou Oxfordien) auraient pu alors faciliter le jeu différentiel des niveaux calcaires des deux flancs de la vallée, sans qu'un accident cartographiable soit nécessaire.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE

L'interprétation structurale de la feuille Saint-Rambert-en-Bugey fait appel aux données essentielles classiques de la tectonique jurassienne.

● **Une tectonique de couverture** grâce au décollement d'ensemble des séries jurassiques et crétacées par rapport au socle et à son tégument triasique. Le niveau de décollement régional correspond aux marnes irisées à gypse du Trias supérieur (Keuper) et aux marnes liasiques.

D'autres niveaux de décollement se rencontrent au sein de la couverture. Les niveaux incompetents du Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes), du Purbeckien et de l'Hauterivien marneux sont à l'origine de décollements limités aux flancs des plis, parfois accompagnés de *collapse-structure*. Les niveaux marno-calcaires oxfordiens situés plus profondément, épais et compris entre deux importantes séries calcaires, sont le siège d'une importante disharmonie de plissement avec bourrage dans les cœurs anticlinaux.

Le glissement d'ensemble de la couverture décollée a lieu vers le Nord-Ouest guidé et contrôlé par l'existence de failles et d'une topographie qui modifient et ré-orientent la contrainte générale.

● **Une tectonique superposée** qui résulte de la succession de deux grandes périodes et de deux types de déformation :

- d'abord, une *tectonique de failles en extension*, d'âge oligocène et corrélative de l'individualisation du fossé bressan. Des failles méridiennes et sub-méridiennes, surtout en bordure de la Bresse, mais aussi des failles d'autres orientations, en particulier NW-SE, découpent la plate-forme jurassienne en voussoirs toujours apparents dans l'édifice final. Dans la partie est de la feuille, les failles majeures délimitent des unités d'assez grandes dimensions qui conserveront un style propre ; en se rapprochant du fossé bressan et de l'escalier de faille de la bordure jurassienne, les failles plus nombreuses découpent les voussoirs dans ce qui deviendra la zone des lanières du faisceau bugiste ;
- ensuite, une *tectonique en compression*, d'âge miocène supérieur ou finimiocène, responsable du glissement de la couverture et des structures tangentielles : cisaillement de la partie haute de l'escalier de faille et chevauchement bordier sur le Tertiaire du fossé bressan, déformations des bordures des voussoirs et des failles, plissement de la couverture décollée et jeu des décrochements.

Les failles oligocènes orientent les structures et jouent en fonction de leur orientation dans le champ de déformation (*cf.* Description tectonique). Des failles nouvelles apparaissent, satellites des failles majeures dans les bordures écrasées des voussoirs, ou pour permettre l'adaptation de la couverture aux sollicitations liées à son déplacement dans chaque voussoir. La « montée » liasique de l'anticlinal de Gratoux, près de Saint-Rambert, et la structure chevauchante vers l'Est du mont Jud, correspondent à l'affrontement des structures N 20° E développées au Nord de la faille Suerme-les Allymes et des structures du Bas-Bugey (ou massif de Porte-Mollard-Dedon) orientées N 130°-150° E.

L'influence des failles est évidente au Sud-Ouest de l'accident Cerdon-Culoz où préexistait un découpage en panneaux étroits ; l'anticlinal d'Evosges est bien représentatif du style tectonique de ce secteur avec son bourrelet anticlinal de Dogger suivi d'un monoclinale de Jurassique supérieur et segmenté par des décrochements qui séparent des éléments de plis à structures différentes. Au Nord-Est, cette influence est moins évidente ; la dimension des voussoirs et, aussi, l'épaisseur de la série sédimentaire conservée au-dessus du niveau de décollement régional sont responsables de l'ampleur des structures. Mais les déformations majeures (bourrelets anticlinaux et failles-plis) sont toujours en bordure des voussoirs (Combe du Val, plateau d'Hauteville). Le style particulier du bloc de Retord, qui évoque un peu le Jura externe, s'explique par le décapage précoce de la couverture crétacée bien conservée dans la « dalle » de la Michaille qui forme son arrière-pays.

● **Une tectonique epiglyptique**, réalisée « à sec » sur un territoire émergé dont l'évolution morphologique est synchrone de celle des structures. L'existence d'une topographie différenciée est nécessaire pour comprendre la réalisation de certaines structures et leur évolution axiale : telles l'inversion de la polarité de l'accident-limite entre Jura externe et Jura interne de part et d'autre des accidents transversaux de la Berthe-la Bertinière sur le tracé de la bande faillée Cerdon-Culoz (et de l'accident profond correspondant), ou la faille-pli de Roche-Favre qui passe au Nord à une faille ondulée mais restée verticale entre les bordures affrontées et redressées des compartiments qu'elle sépare. Cette topographie différenciée n'est pas seulement d'origine structurale (rejeu des failles)

mais correspond à une érosion normale qu'on peut corrélérer avec la mise en place du réseau hydrographique rhodanien, peut-être un peu plus ancienne.

Les étapes de cette évolution peuvent être schématisées de la façon suivante :

- l'émersion du Crétacé supérieur laisse à nu la plate-forme jurassienne qui débute son évolution continentale. La surface éogène commence à s'ébaucher sur une sorte de « bombement » préfigurant le horst jurassien en bordure de la Bresse qui amorce sa subsidence dès l'Eocène moyen (Sittler, 1965). Son façonnement a pu s'effectuer suivant le processus de l'aplanissement karstique invoqué par Aubert (1975). A cette première phase subsidente bressanne sont attribuées les failles à faible rejet arasées ou fossilisées par la surface éogène ;
- la subsidence bressanne reprend et s'accélère au cours de l'Oligocène avec un jeu cassant du socle. Le creusement des dépressions périphériques isole le horst jurassien basculé vers l'E.SE et dressé au-dessus de la Bresse. Les failles actives de la bordure bressanne alimentent les conglomérats sous lesquels s'enfouit le pied de l'escalier de failles jurassien. Les failles du horst jurassien découpent le socle et sa couverture en une mosaïque de blocs ; l'accident Cerdon-Culoz joue en faille directe à regard est, séparant les larges vousoirs des régions orientales d'un domaine occidental découpé en panneaux étroits, basculés vers l'Est et dénivelés en direction de la dépression bressanne. Les zones déprimées (plateau d'Hauteville, lanières de Jurassique supérieur de l'angle nord-ouest) reçoivent les produits de l'érosion des premiers reliefs. Une zone de flexure sépare le Valromey et le futur massif de Retord, déjà soulevé, qui amorce son évolution karstique ;
- au cours du Miocène inférieur et moyen, la mer miocène envahit la zone basse du Valromey au Burdigalien supérieur, puis s'étale sur le Sud de la Bresse, au pied du Jura, sans pénétrer franchement la bordure occidentale aux reliefs plus vigoureux. A Jujurieux les influences marines persistent jusque dans la Serravalien supérieur (= base du Tortonien *l.s.* ou rhodanien) daté par les apports continentaux à mollusques et mammifères terrestres d'âge vallésien inférieur, avec galets de calcaires locaux ;
- les parties émergées voient se poursuivre leur évolution continentale. Les dépôts manquent sur toute l'étendue de la feuille ; sur la feuille voisine Nantua, la découverte récente de dépôts à mollusques d'eau douce ou terrestres et de mammifères (en cours d'étude) atteste l'existence de zones déprimées occupées par des lacs. Parallèlement, l'érosion décape activement la couverture de Jurassique supérieur dans toute la partie ouest de la feuille, disséquant la surface éogène en grande partie disparue à l'exception des témoins conservés avec les restes de Jurassique supérieur. Cette évolution s'accélère avec le retrait de la mer miocène et l'installation du réseau hydrographique rhodanien dans lequel s'emboîteront les dépôts pliocènes (Mein et *alii*, 1972) ;
- à la fin du Miocène, sans qu'il soit possible de préciser mieux actuellement (les relations avec le Tertiaire de Jujurieux étant encore incertaines et les âges attribués aux séries tertiaires chevauchées sujets à caution), acquisition des structures actuelles. Les déformations en compression finimiocène s'exercent sur un pays à topographie différenciée, faillé et disséqué par l'érosion. Les failles oligocènes guident le jeu de la couverture décollée dont le comportement est influencé également, au moins dans sa partie superficielle, par les discontinuités morphologiques ;
- postérieurement au plissement, l'érosion s'empare des nouvelles structures et entreprend le dégagement des formes structurales toujours en cours.

Aux formes d'érosion anciennes s'ajoutent les témoins des multiples phases de creusement liées aux étapes du soulèvement régional de la chaîne au cours du Pliocène et aux oscillations climatiques du Quaternaire.

Cette évolution offre beaucoup de points communs avec celle retracée récemment par D. Aubert (1975) pour les régions jurassiennes plus septentrionales, en particulier l'existence d'un seul aplanissement et d'un seul plissement véritables qui rompt nettement avec les explications morphogénétiques traditionnelles polycycliques, inlassablement répétées.

GÉOLOGIE ET ACTIVITÉ HUMAINE

SOLS, VÉGÉTATION ET CULTURES

Les terrains calcaires portent des sols bruns calciques sauf là où l'argile de décalcification atteint une grande épaisseur (angle sud-ouest). Les sols peuvent être assez profonds sur les Calcaires lités et pseudolithographiques (Oxfordien supérieur), certains niveaux du Jurassique moyen ou du Crétacé, plus ou moins riches en éléments résiduels. Ils sont souvent squelettiques ou, même, absents sur les calcaires purs du Jurassique supérieur et du Crétacé ou sur les marnes de l'Oxfordien, dès que les pentes sont fortes.

Les alluvions, toujours riches en éléments calcaires locaux, sont recouvertes également par des sols bruns. Sur les placages de moraines se rencontrent tous les types depuis des sols profonds sablo-limoneux hydromorphes jusqu'aux sols bruns indifférenciés des coteaux. La topographie, mais aussi le faciès de la moraine (argileuse ou sablo-graveleuse), son degré d'altération, expliquent ces différences. Les alluvions fluviales ou fluvio-glaciaires supportent des sols bruns très variés, les différences résultant ici du lessivage plus ou moins intense ou, au contraire, de l'enrichissement par apports latéraux de carbonate.

Sur les remplissages des lacs et marais sont développés localement des sols particuliers surtout hydromorphes (voir description des terrains: Ly).

La végétation naturelle^{*} serait la forêt feuillue représentée par la Chênaie-Charmaie en versant nord et nord-est et la Chênaie pubescente en exposition sud sur calcaires massifs. En altitude la Chênaie-Charmaie s'enrichit en hêtres à partir de 700 à 900 m suivant l'exposition et passe à la Hêtraie.

Partout l'occupation humaine a réduit la forêt, mais la zone montagnarde est moins atteinte par la déforestation en raison de son climat rigoureux qui a cantonné l'agriculture dans les synclinaux et les zones basses abritées, également pour des raisons historiques: peuplement plus tardif (Moyen-Age) et propriété du sol par les ordres religieux jusqu'à la Révolution.

Dans les régions les plus anciennement occupées, dès le Moyen-Age, les forêts feuillues étaient défrichées. Seules les parcelles d'accès difficile ou impropres à la culture étaient épargnées. Les coupes à blanc étoc trop souvent répétées ont empêché le développement des espèces climaciques. Les riches sols forestiers se sont dégradés entraînés par les eaux de ruissellement.

En altitude, après l'acquisition des biens de l'Eglise, les communes sont devenues propriétaires d'immenses forêts dont elles ont accru le rendement par l'introduction d'espèces résineuses (Sapin, Epicea). Ainsi, l'aire originelle de la Hêtraie s'est considérablement rétrécie au cours des années.

La période récente est marquée par l'abandon d'une partie de l'espace cultivé.

^{*} Végétation et cultures ont été rédigées à partir de documents fournis et préparés par J. Girel (cf. Girel, 1974; Girel et coll., 1976).

Les pelouses et les prairies résultant de la déforestation se sont transformées en landes sans valeur économique ou sont retournées à la forêt par reboisement en résineux ou par colonisation naturelle.

Les groupements végétaux se répartissent en deux grands ensembles écologiques :

– **zone collinéenne :**

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

– Chênaie–Charmaie à *chêne sessile*, faciès neutrophile, bien représentée dans les chaînons les plus occidentaux,

– Chênaie–Charmaie à *chêne pubescent*, faciès thermophile, fréquente aux expositions sud, sud-est et sud-ouest, sur calcaires et marnes ; ce groupement offre quelques analogies avec la série suivante ;

● série de la *Chênaie pubescente* représentée par :

– La *Chênaie ouverte à chêne pubescent et Buis*, le plus souvent sur calcaire, quelquefois sur molasse (Valromey), aux expositions chaudes, sur des sols secs de type rendzine peu évolués et très perméables, rarement sous forme sylvatique, avec présence d'espèces « méditerranéennes »,

– *les landes* résultant de l'abandon des prairies et pelouses sèches qui évoluent vers la Chênaie pubescente : landes à Buis et Chênes pubescents rabougris sur les pentes, corniches et coteaux calcaires à sols très superficiels ; landes à Genévrier commun et Noisetier sur les molasses et les marnes ; landes à Cornouiller sanguin et Buis fréquentes sur les éboulis consolidés autrefois plantés en vignobles ;

– **zone montagnarde :**

● la *Forêt* couvre 60 % des sols. La plus grande partie est soumise au régime forestier et joue un rôle dans l'économie locale : revenus pour les communes, maintient de petites industries locales. Toutes relèvent de la Hêtraie *l.s.* avec enrésinement important par l'Homme :

– complexe de la *Hêtraie–Sapinière* enrésinée par l'Homme qui favorise le Sapin ou plante l'Épicéa et regroupant plusieurs séries proches :

● série de la *Hêtraie enrésinée*, faciès à *Épicéa*, développée localement (forêt de Meyriat), à partir de 1100 m, sur des sols superficiels légèrement prodzolisés,

● série de la *Hêtraie–Sapinière sur support calcaire* (Sapin favorisé). Développé plus bas en altitude, ce groupement occupe la surface la plus importante du Bugey montagnard : monts d'Ain, les Dergit, Cormaranche–les Mousières, Grand-Colombier,

● série de la *Hêtraie pure*, sous forme de futaie fragmentaire mais surtout de taillis sur souches sur les pentes des chaînons occidentaux ; à l'Est, enrésinée depuis longtemps, la Hêtraie pure enrésinée est difficile à séparer de la véritable Hêtraie–Sapinière ;

– série de la *Hêtraie mésophile–Hêtraie sèche sur sols superficiels*, vicariant montagnard de la Chênaie pubescente (nombreuses espèces communes), présente aux expositions sud, sud-est et sud-ouest, sur des sols secs, superficiels, squelettiques et riches en calcaire (mésop-xérophile) : flanc est de l'Avocat, Châtillon-de-Cornelle... ;

● *les landes et taillis* occupent, au sein des groupements précédents, l'espace cultivé abandonné. Les pelouses d'altitude obtenues autrefois par défrichage

évoluent par plantation de résineux (Epicéa surtout) ou par colonisation naturelle vers une lande de la série Hêtraie-Sapinière pour se transformer finalement en forêt de Hêtre et de Sapin ou d'Epicéa. Les prairies sèches se transforment peu à peu en Hêtraie mésophile.

Les cultures sont marquées actuellement par la réduction de l'espace cultivé qui s'accroît d'année en année. Celui-ci est limité aux meilleurs sols et aux parcelles les plus faciles d'accès. Les landes et les friches occupent des surfaces importantes dans la zone collinéenne : le canton de Saint-Rambert-en-Bugey est de tous les cantons du Jura français, celui qui compte la plus forte proportion en landes et friches.

La polyculture et l'élevage sont les ressources principales des exploitations existantes. La vigne est encore prospère dans les terroirs bien exposés. Les terres cultivées se répartissent en :

- *prairies de pâture* (alpages, terrains de parcours). Elles subsistent seulement sur les sols relativement profonds dans le Collinéen calcaire. Ailleurs elles sont situées le plus souvent sur les pentes calcaires des synclinaux et couvrent des surfaces importantes dans le Haut-Bugey et sur le plateau de Retord où ces pâturages constituent des milieux particuliers différents des autres zones agricoles ;
- *prairies de fauche et cultures*, souvent sur moraines ou alluvions glaciaires, occupent les terroirs les moins accidentés, proches des zones habitées. Les terres labourables sont occupées surtout par des cultures fourragères et par des céréales ;
- *vignobles* développés sur les versants bien exposés des petites vallées de la bordure ouest (Veyron, Riez, Oiselon) et de la cluse de Saint-Rambert jusqu'à Tenay. L'appellation d'origine contrôlée de Cerdon s'étend sur ceux de l'angle nord-ouest de la feuille.

L'occupation des sols agricoles est la suivante :

	Zone collinéenne	Zone montagnarde
Surfaces toujours en herbe	80-90 %	> 75 %
Cultures fourragères	< 20 %	15 %
Céréales	env. 10 %	< 10 %
Vignes	> 5 %	-

URBANISME ET GÉOTECHNIQUE

L'urbanisation reste faible : seule la station climatique d'Hauteville-Lompnès atteint quelque importance, dans un site qui ne pose pas de problèmes particuliers de génie civil.

Les principaux problèmes géotechniques sont des problèmes de *stabilité* en relation avec l'importance des formations marneuses et des placages glaciaires :

- *stabilité des versants rocheux* aux flancs des vallées, surtout les vallées étroites et encaissées de la moitié ouest, en particulier la cluse de Saint-Rambert où sont réunis plusieurs centres urbains (Saint-Rambert, Argis, Tenay) et deux voies de communication importantes (RN 504 et voie ferrée Lyon-Genève), les dépôts de blocs ou de panneaux rocheux glissés sur les marnes ou rendus instables par tassement de la semelle argileuse

sont la forme la plus fréquente ; exceptionnellement, à Argis, les niveaux instables étaient formés d'un éboulis alimenté par la falaise de calcaires bajociens reposant sur les niveaux callovo-oxfordiens marneux inclinés en direction de la vallée ;

- *stabilité des infrastructures routières* partout où celles-ci reposent sur le Lias marneux (entre Chaux et Vieillard), plus souvent sur les marnes et marno-calcaires oxfordiens (col de Richemond, col du Cendrier, CD 34 au Nord d'Oncieu...), également les marnes du Kimméridgien supérieur (CD 39 au Nord des Abergements).

L'habitat traditionnel a fait son profit de l'expérience tirée des « erreurs répétées » et s'installait préférentiellement sur les calcaires ; impropres aux cultures, ils allient la solidité des fondations à la facilité d'évacuer les nuisances par la *lézine*. Aussi dans les dépressions oxfordiennes de nombreux villages ou hameaux sont construits sur la barre calcaire des couches de Birmensdorf : Evosges, Oncieu, Cléon, Saint-Sulpice-le-Vieux...

Actuellement, les habitations dispersées sont plus nombreuses, avec des implantations variées qui peuvent demander quelques précautions.

HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU

Les circulations souterraines et les ressources en eau sont fortement influencées par l'importance des calcaires dans lesquels s'infiltré une grande partie des précipitations. Les formations superficielles, en particulier glaciaires, jouent aussi un rôle important.

● **Les calcaires jurassiques et crétacés** constituent les principaux aquifères et, d'abord, ceux du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur, normalement bien séparés par l'écran marneux imperméable de l'Oxfordien. Le réservoir du Crétacé inférieur est à peine distinct de celui du Jurassique supérieur, l'écran marneux peu épais du Purbeckien n'assurant pas un isolement rigoureux ; il n'a d'importance que dans les grandes dépressions synclinales : plateau d'Hauteville et Valromey.

Les aquifères, surtout ceux du Jurassique, sont souvent mis en communication par les failles, en particulier les accidents transversaux et les zones fracturées qui les accompagnent. Leur rôle de drain pour les circulations souterraines est bien mis en évidence par la coloration des pertes de la combe Danoi dans l'anticlinal du Crêt du Nû, en limite est de la feuille. Au travers de l'Oxfordien, ces pertes alimentent le réseau des calcaires du Jurassique moyen du cœur du pli pour réapparaître dans les émergences naturelles du lit de la Dorche et dans les conduits recoupés par les galeries de la mine d'Orbagnoux qui exploite les « schistes » bitumineux du Kimméridgien supérieur, sur le flanc oriental du Grand-Colombier de Culoz (feuille Seyssel). Les circulations utilisent la bande faillée en décrochement senestre col de la Cheminée-col de Richemond pour traverser l'écran marneux oxfordien au travers de deux anticlinaux (Enay, 1971).

Les exurgences sont conditionnées essentiellement par la topographie et par la structure ; elles se placent au pied des principaux reliefs et/ou dans les zones faillées. Les plus importantes sont, pour le Jurassique moyen, celles du flanc ouest de l'Avocat (la Fouge, les Combes) et celles de la cluse de Saint-Rambert à l'amont de Torcieu (grottes du Cormoran, du Crochet, du Pissoir...) ; dans le Jurassique supérieur, celles de la reculée de Charbotte et dans le Crétacé, la Doye de Luthézieu, les sources de Songieu, Bergon.

● **Les formations quaternaires** couvrent de grandes surfaces, mais ne renferment pas d'aquifères importants sur le territoire de la feuille. Les dépôts à perméabilité élevée (alluvions fluviales et fluvio-glaciaires) ont une extension

limitée et n'atteignent jamais la puissance nécessaire pour constituer des réserves importantes. L'essentiel des dépôts quaternaires est formé de moraines argileuses à perméabilité faible ou nulle; les passées plus graveleuses, discontinues, à réalimentation lente et difficile, renferment des nappes locales, peu profondes, presque toujours polluées.

Les sources importantes situées dans les talus d'éboulis et les placages de glaciaire au pied de reliefs ou dans les zones déprimées sont généralement alimentées par des eaux issues des calcaires au niveau de griffons cachés débitant directement dans l'éboulis ou le glaciaire qui régularisent leur débit et filtrent leur eau.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Les possibilités dans le territoire de la feuille sont réduites. Seules les exploitations de pierre de taille ont connu ou conservent encore une certaine importance.

Gîtes minéraux: fer. Il y a un seul gisement métallifère connu qui a fait l'objet, entre 1826 et 1894, de plusieurs concessions:

- Saint-Sorlin (feuille Montluel, 699.4.4001)
- Souclin (feuille Belley, 700.1.4001)
- Mont de l'Ange (ou Lange) (feuille Saint-Rambert, 676.5.4001 et 5.4002)
- Vaux (feuille Saint-Rambert, 676.5.4003).

Il s'agit d'un minerai oolithique phosphoreux, assez pauvre (18 à 30 % de fer) en couche de 0,7 à 0,9 m (2 en général), exploitées séparément, situées au contact des marnes du Lias supérieur et des calcaires du Jurassique moyen.

Sur la concession de Vaux, ont été extraites 500 à 600 t de minerais à 25-30 % de fer et sur celle du Mont de l'Ange, 4 200 à 4 500 t à 25 % de fer.

Hydrocarbures. Aucune exploitation sur l'étendue de la feuille, mais des indices, peut-être des ressources potentielles, existent.

● **Gaz combustible.** Les grès triasiques traversés par les forages de Vaux--Torcieu (et qui ont révélé les premières structures chevauchantes de ce secteur, connues sous le nom d'«écailles d'Ambérieu»), à proximité immédiate de l'angle sud-ouest de la feuille, ont alimenté en gaz les industries de la région entre les deux guerres. Le gisement est actuellement épuisé.

● **«Schistes» bitumineux.** Les calcaires laminés bitumineux, appelés improprement «schistes», sont exploités en carrière souterraine et distillés à Orbanoux, commune de Corbonod, sur le flanc est du Grand-Colombier (feuille Seyssel). Ce faciès des calcaires en plaquettes du Kimméridgien supérieur est développé également dans l'angle nord-est de la feuille, sur le flanc ouest du Grand-Colombier au Nord de la grange de Léaz et dans le massif de Retord.

Le produit qui imprègne la roche (Gubler et Louis, 1956) a subi une maturation incomplète et se rapproche d'un «protopétrole»: les hydrocarbures sont absents; les corps gras organiques, entrés à l'état d'acides, ont été sulfurés rapidement, en tout cas avant la compaction du sédiment, sans migration hors des roches-mères. La matrice et les liquides expulsés au toit de la couche sont autant sulfurés que le produit resté dans le calcaire bitumineux.

Pierres de taille et de construction. Tous les calcaires de la région ont été utilisés pour la construction locale, en pierres sèches ou moellons non appareillés. Les tufs, légers, suffisamment résistants pour un tel usage et peu sensibles aux

variations de température, étaient utilisés dans la construction traditionnelle pour les cheminées (conduit de fumée et cheminée extérieure).

Par contre, les *pierres d'appareil* (ou *de taille*), connues dans la région sous le nom de *choin* (qui serait une altération de l'expression «Pierre de choix») ont acquis une réputation qui déborde largement la région.

Le *choin de Villebois* ou *de Montalieu* est ainsi nommé d'après ses principaux centres d'exploitation, maintenant abandonnés, sur les feuilles voisines Belley et Montluel. Sur Saint-Rambert il conserve son faciès caractéristique dans la partie sud-ouest de la feuille où les anciennes carrières sont nombreuses. C'est un niveau du Bathonien (cf. Description des terrains).

Le *choin d'Hauteville* est activement exploité autour de cette ville. Il est utilisé comme pierre de taille ou ornementale, en revêtement et placage. Son poli remarquable et la teinte due à la patine en font une pierre appréciée en France et à l'étranger. Il s'agit d'un faciès local de la partie supérieure du Valanginien.

Pierres à chaux et ciments. La concentration de cette industrie sur des sites mieux situés en dehors de la feuille (Bouvesse-Quirieu dans l'île Crémieu) a entraîné la disparition des exploitations existantes sur le territoire de la feuille Saint-Rambert.

Deux niveaux étaient exploités en carrières souterraines :

- les *marnes des monts d'Ain* du Bathonien supérieur, à l'Est du Jujurieux, près de Poncieux, commune de Boyeux-Saint-Jérôme ; les anciennes carrières sont maintenant utilisées comme champignonnières ;
- Les *marno-calcaires oxfordiens*, près de Tenay.

Autres matériaux ou substances utiles. Les sables et graviers quaternaires sont exploités pour les seuls besoins locaux ; de même les *groises* sont utilisées pour l'empierrement de chemins non revêtus.

Les *calcaires compacts* du Jurassique moyen (niveaux à polypiers), du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (Valanginien, Urgonien) sont susceptibles de fournir des matériaux d'empierrement brut, ou après concassage (ballast) et des granulats.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES ET ITINÉRAIRES D'EXCURSIONS

En dehors des livrets-guides d'excursions inédits, on trouvera des descriptions de sites et d'itinéraires intéressant la feuille Saint-Rambert-en-Bugey (itinéraires 8 et 9) dans le Guide géologique régional : Jura, publié en 1975, par P. Chauve et collaborateurs, Masson et Cie, éditeur, Paris.

COUPES DE SONDAGES

Deux sondages profonds ont été exécutés dans le territoire de la feuille, qui ont servi à la rédaction du chapitre consacré aux terrains non affleurants. La banque des données du sous-sol du B.R.G.M. peut fournir des données plus complètes sur les terrains rencontrés par ces forages (fig. 13).

● **Sondage de reconnaissance d'hydrocarbures à Jujurieux (Bugey 101, 676.1.2) :** $x = 839,175$; $y = 119,370$; $z = 302,86$.

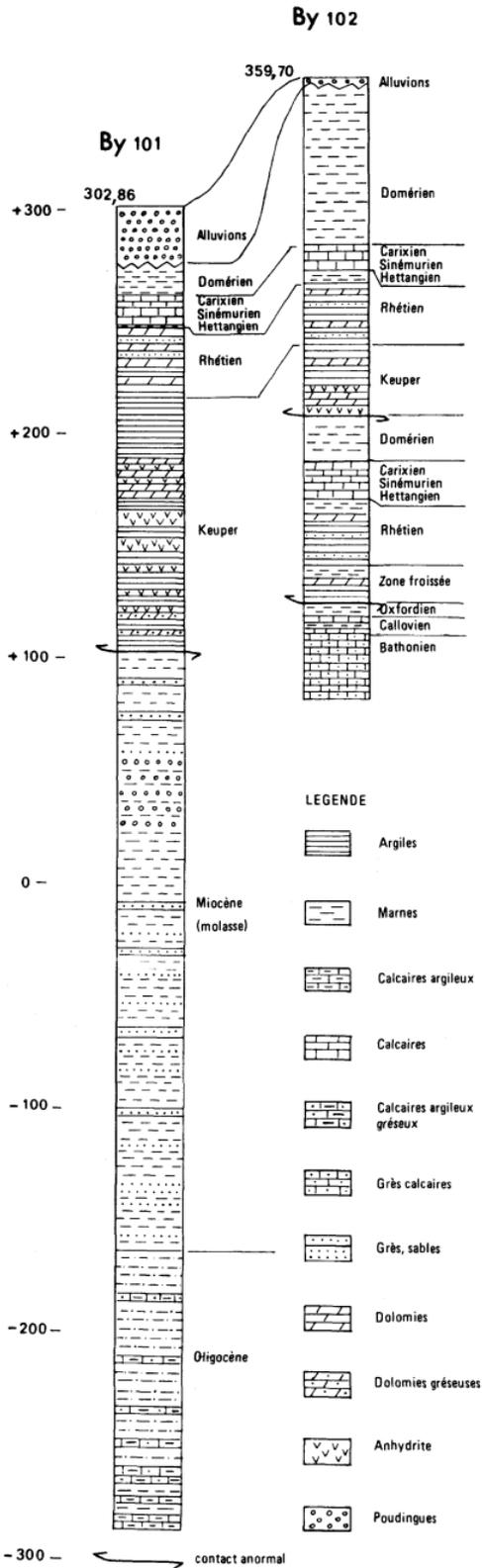


Fig. 13 - Coupes des sondages de reconnaissance d'hydrocarbures

Bugey 101 et 102

Documents R.A.P. communiqués par la S.N.E.A. (P)

Profondeur par rapport au sol et cote NGF du toit des formations rencontrées.

- 0 m, + 302,86: alluvions.
 - 25 m, + 277,86: Pliensbachien: marnes micacées.
 - 41 m, + 261,86: Sinémurien: calcaires spathiques.
 - 53 m, + 249,86: Rhétien: dolomies, argiles, grès.
 - 85 m, + 217,86: Keuper: argiles, dolomies, anhydrite.
- contact anormal sur:

- 200 m, + 102,86: Tertiaire: conglomérats et marnes gréseuses;
calcaires marneux et marnes ocre.
- 595,8 m, - 298,94: Arrêt du forage dans le Tertiaire

● **Sondage de reconnaissance d'hydrocarbures à Boyeux-Saint-Jérôme (Bugey 102, 676.1.1):** x = 841,45; y = 118,470; z = 359,70.

Profondeur par rapport au sol et cote NGF du toit des formations rencontrées.

- 0 m, + 359,70: alluvions.
 - 3 m, + 356,70: Pliensbachien: marnes micacées.
 - 77 m, + 282,70: Sinémurien: calcaires spathiques.
 - 85 m, + 274,70: Rhétien: marnes, dolomies, argiles et grès.
 - 119 m, + 240,70: Keuper: argiles, dolomies et anhydrite.
- contact anormal sur:

- 151 m, + 208,70: Pliensbachien: marnes micacées.
 - 175 m, + 184,70: Sinémurien: calcaires spathiques.
 - 188 m, + 171,70: Rhétien: marnes, dolomies, argiles et grès.
 - 216 m, + 143,70: Zone froissée comprenant des argiles et dolomies du Keuper; des marnes provenant vraisemblablement du Jurassique supérieur sous-jacent et, au sommet, 3 m de marnes sableuses, grès et sables d'âge indéterminé.
- contact anormal sur:

- 235 m, + 124,70: Callovien: marnes et calcaires à oolithes ferrugineuses.
- 249 m, + 110,70: Bathonien: calcaires gréseux.
- 278 m, + 81,70: Arrêt du forage.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les explorations et recherches poursuivies sur le territoire de la feuille depuis plus de 150 ans ont fourni un abondant matériel, des fossiles surtout, mais aussi des roches et des documents préhistoriques. Ils sont conservés pour une faible part auprès du Muséum de Lyon et du Service géologique régional du B.R.G.M. (sondages), pour l'essentiel dans les collections du Département des Sciences de la Terre de l'université Claude-Bernard Lyon I.

Les documents inédits, en particulier ceux concernant les sondages, doivent être consultés dans la Banque des données du sous-sol du B.R.G.M.

Adresses des services concernés :

- Université Claude-Bernard Lyon I, Département des Sciences de la Terre, 27-43 Bd du 11 Novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cédex (tél. (78) 89.81.24);
- Muséum d'Histoire naturelle, 28 Bd des Belges, 69006 Lyon (tél. (78) 24.76.56).;
- Bureau de recherche géologiques et minières (B.R.G.M.)
- S.G.R. Rhône-Alpes, 43 Bd du 11 Novembre 1918, BP 6083, 69604, Villeurbanne-Croix-Luizet Cédex (tél. (78) 89.72.02);
- 191 rue de Vaugirard, 75015 Paris (tél. (1) 783.94.00).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Sont signalés, ci-après, tous les ouvrages cités dans le texte de la notice, ainsi que des travaux inédits, à partir desquels on trouvera une bibliographie régionale plus exhaustive, en particulier dans ceux marqués d'un astérisque. Tous les travaux de la région peuvent être consultés dans la bibliothèque du Département des Sciences de la Terre.

- AINARDI R. (1977) – Un paysage margino-littoral: le Purbeckien» du Jura méridional. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 7, t. XIX, n° 2, p. 257-264, 5 text. fig., pl. III-IV.
- AUBERT D. (1975) – L'évolution du relief jurassien. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 68, n° 1, p. 1-64, 29 text. fig., 4 tabl.
- BERGERAT F. (1978) – Un linéament du Jura méridional: l'accident de Cerdon-Culoz (Bugey). *Ann. Cent. univ. Savoie*, Chambéry, t. III, Sc. nat., p. 59-70, 4 fig.
- BERNIER P. (1973) – Mise en évidence de deux séquences sédimentaires dans le Kimméridgien-Portlandien de la région de Molinges (Jura). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 66, n° 2, p. 345-349, 1 text. fig.
- BERNIER P. (1979) – Un exemple de séquence d'estran dans le Portlandien du Jura méridional. *Geobios*, Lyon, n° 12, fasc. 4, p. 591-595, 2 text. fig.
- BERNIER P. et COURTINAT B. (1979) – Le microplancton (*Leiosphaeridae*) et la matière organique des calcaires d'arrière-récif du Kimméridgien supérieur dans le Jura méridional. Systématique, conditions de genèse et d'environnement. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 75, p. 95-117, 3 text. fig., 2 pl.
- BERNIER P. et ENAY R. (1972) – Figures d'émersion temporaire et indices de sédimentation à très faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (Calcaires en plaquettes) du Grand-Colombier-de-Culoz (Ain, France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 7, t. XIV, p. 281-292, 2 text. fig., 2 pl.
- BERNIER P. et GAILLARD C. (1980) – Bioconstructions du Jura méridional. *Geobios*, Lyon, mém. spéc. 4, p. 55-75, 9 text. fig., pl. 1-2.
- BOISTEL A. (1898) – Nouvelles observations sur la bordure tertiaire du Jura à l'Ouest du Bugey. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, t. XXVI, p. 11-35.
- BOULLIER A. (1977) – Les Térébratulidés de l'Oxfordien du Jura et de la bordure sud du Bassin de Paris. *Ann. scient. Univ. Besançon*, Géol. sér. 3, fasc. 27 (1976), p. 1-457, 212 text. fig., 28 tabl., pl. I-XXV.
- BUSNARDO R., ENAY R. et PITRE B. (1966) – L'Hauterivien inférieur et ses ammonites près d'Hauteville (Ain). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, N.S., n° 13, p. 229-241, 3 fig., pl. 15.
- CARBONNEL G. (1970) – Les Ostracodes du Miocène rhodanien (systématique, biostratigraphie écologique, paléobiologie). *Docum. Lab. Géol.*

Fac. Sc. Lyon, n° 32 (1969), fasc. 1, p. 1-228, text. fig. 1-11, tabl. 1-4, pl. 1-16 ; fasc. 2, p. 229-469, text. fig. 12-48, tabl. 5-57.

- CARBONNEL G. et DEMARCO G. (1965) – Présence d'une faune d'Ostracodes marins dans les marnes et sables du Miocène supérieur de la région d'Ambérieu-en-Bugey. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 260, p. 3116-3119, 1 text. fig.
- CHAUVE P. et coll. (1975) – Guides géologiques régionaux. Jura. Masson éd., Paris, 216 p., 126 fig., 6 pl.
- * CHAUVE P., ENAY R., FLUCK P., SITTLER C. et EDEL J.-B. (1980) – Vosges--Fossé rhéno-Bresse-Jura. 26^e congr. géol. intern., Paris 1980, *Ann. scient. Univ. Besançon*, Géol., sér. 4, fasc. 1, p. 3-80, 42 text. fig.
- CLIN M. (1967) – Interprétation cinématique en chaîne plissée sous faible couverture : le Jura méridional in « Etages tectoniques ». Colloque de Neuchâtel, 18-21 avril 1966, p. 315-332, 11 fig., 1 pl. en couleur.
- CLIN M. et PERRIAUX J. (1964) – Contribution à la géologie des feuilles de Moirans-en-Montagne et de Nantua au 50 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, n° 276, t. LX (1963-1964), p. 425-500, 19 text. fig.
- COMBÉMOREL R. (1972) – Biostratigraphie du Miocène de la bordure Dombes-Jura (Ain). *Bull. B.R.G.M.*, Paris, 2^e sér., sect. 1, n° 3, p. 45-55, 5 text. fig.
- CORBEL J. (1951) – Le relief du Sud-Ouest du Bugey (morphologie karstique). *Bull. Soc. Nat. Archéol. Ain*, p. 128-136.
- DAHANAYAKE K. (1974) – Les oncolithes du Jura français. Classification, formation, répartition séquentielle et milieux de dépôt. Thèse 3^e cycle, univ. Nancy, 98 p., XIX text. fig., 4 tabl., pl. A-I.
- DAVID L. (1958) – Quelques précisions sur les terrains miocènes du Valromey (Jura méridional). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 247, p. 1475-1476.
- DAVID L. (1959) – Quelques considérations sur la topographie anté- et post-vindobonienne dans la région du Bas-Dauphiné. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 249, p. 141-142.
- DEJOU J. (1964) – Étude des sols hydromorphes et des tourbes du marais d'Aranc (Ain). *Ann. agron.*, Inst. nat. rech. agron., Paris, 15(1), p. 25-58; 14 fig., 2 tab.
- * DEMARCO G. (1970) – Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. B.R.G.M.*, Paris, n° 61, 257 p., 56 text. fig., 4 pl., 3 tabl.
- * DONZE P. (1958) – Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la « fosse vocontienne » (massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands Causses, Provence, Alpes Maritimes). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, N.S., n° 3, 221 p., 32 text. fig., pl. I-VI.

- DONZE P. (1969) – Sur la présence d'un niveau d'émergence à *Cypridea* dans le Valanginien inférieur du flanc est de la montagne du Grand-Colombier (Jura méridional). *C.R. som. Soc. géol. France*, Paris, fasc. 1, p. 8.
- DONZE P. et THIEULOY J.-P. (1975) – Sur l'extrême condensation du Valanginien supérieur dans le Jura neuchâtelois, en particulier dans le stratotype de Valangin, et sa signification dans l'ensemble des formations valanginiennes du Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 280., sér. D, p. 1661-1664, 1 tabl.
- DUBOIS M. (1959) – Le Jura méridional. Soc. Edit. Enseignement supérieur, 642 p., 43 fig., 3 pl.
- ENAY R. (1965) – Les formations coralliennes de Saint-Germain-de-Joux (Ain). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 7, p. 23-31, 3 fig.
- *ENAY R. (1966) – L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Étude stratigraphique. *Nouv. Arch. Mus. Lyon*, fasc. VIII, t. I, p. 1-323, text. fig. 1-90; t. II, p. 331-624, text. fig. 91-178, pl. 1-40.
- ENAY R. (1971) – Morphologie karstique, circulations souterraines et accidents transversaux dans le Haut-Jura méridional (col de Richemont, près Seyssel, Ain). Actes du Colloque d'Hydrologie en pays calcaire, Besançon, 1971. *Ann. scient. Univ. Besançon, Géol.*, 3^e sér., fasc. 15, p. 49-57, 3 fig.
- ENAY R. et ELMIS S. (1964) – Précisions sur la stratigraphie de l'Aalénien dans le Bugey occidental. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1962. *C.R. et Mém. Inst. Gd Duc. Sc. nat., phys. et math.*, Luxembourg, p. 559-565.
- ENAY R. et HESS H. (1962) – Sur la découverte d'Ophiures (*Ophiopetra lithographica* n.g., n.sp.) dans le Jurassique supérieur du Haut-Valromey (Jura méridional). *Eclog. geol. Helvet*, Bâle, vol. 55, n^o 2, p. 657-673, 6 fig., 2 pl.
- ENAY R. et HESS H. (1970) – Nouveaux gisements à Stelléroïdes dans le Kimmérien supérieur (Calcaire en plaquettes) du Jura méridional (Ain, France). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 63/3, p. 1093-1107, pl. I-II, 4 text. fig.
- FALSAN A. (1873) – Sur la place qu'occupe dans le Jura du Bas-Bugey la zone à *Ammonites tenuilobatus*. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, t. I, p. 170-174, pl. II.
- FALSAN A. et CHANTRE E. (1874-1879) – Monographie géologique des anciens glaciers et du terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. *Ann. Soc. Agr. Lyon*, sér. 4, t. 7 (1874), p. 611-864; t. 10 (1877), p. 117-141; sér. 5, t. 1 (1878), p. 509-874; t. 2 (1879), p. 205-474.
- GAILLARD C. (1971) – Les formations à Spongiaires des Calcaires lités (Oxfordien supérieur du Jura méridional). *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n^o 45, p. 19-130, 3 pl., 34 fig.

- GIBERT J., LAURENT R., BOURNE J.-D. et GINET R. (1978) – L'écosystème karstique du «massif de Dorvan» (Torcieu, Ain, France). I – Présentation de l'environnement physique et le peuplement animal souterrain. Actes 6^e congr. suisse Spéléo., Porrentruy, p. 37-53, 6 fig., 4 tabl., 1 pl.
- GIREL J., VARTANIAN M.-C. et VIGNY F. (1976) – Carte écologique au 1/100 000, Bourg-en-Bresse. Essai de cartographie écologique intégrée. *Doc. Cart. écol.*, vol. XVIII, p. 11-42, 1 carte coul. h.-t.
- GUBLER Y. et LOUIS M. (1956) – Études d'un certain milieu du Kimméridgien bitumineux de l'Est de la France. *Rev. Inst. fr. Pétr. Ann. Combust. liq.*, Paris, vol. XI, n° 12, p. 1536-1543, 4 fig., 2 tab.
- GUÉRIN S. (1958) – Contribution à l'étude géologique et paléontologique du Trias supérieur et du Lias inférieur de la région de Saint-Rambert-en-Bugey (Jura méridional). *Sciences Terre*, Nancy, t. V, n° 1 (1957), p. 13-51, 4 text. fig., pl. I-IV.
- * GUILLAUME S. (1966) – Le Crétacé du Jura français. *Bull. B.R.G.M.*, Paris, nos 1, 2, 3, 5, 297 p., 95 fig., VI pl.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1958) – Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Thèse, Paris, sér. 4, n° 3976, p. 1-170, pl. I-X, 54 text. fig.
- * MANGOLD C. (1971) – Stratigraphie des étages Bathonien et Callovien du Jura méridional – Les *Perisphinctidae* (*Ammonitina*) du Jura méridional au Bathonien et au Callovien. Thèse, univ. Cl. Bernard, Lyon, n° 718, et *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 41, fasc. 1, 376 p., 119 fig.; fasc. 2, 246 p., 160 fig., 16 pl.
- MANGOLD C. et LATHUILLIÈRE B. (1979) – L'âge des «Calcaires à petites huîtres» de l'île Crémieu (Jura méridional tabulaire); corrélation des formations du Bajocien supérieur de la région lyonnaise. *Géobios*, Lyon, n° 12, fasc. 4, p. 609-614, 2 text. fig.
- MEIN P., TRUC G. et BALLELIO R. (1972) – Age des formations de la Côtière de Dombes à la lumière d'éléments paléontologiques nouveaux. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, sér. D, p. 2016-2018.
- PELLETIER M. (1950) – L'âge des calcaires à entroques et des calcaires à poly-piers du Bajocien dans le «Jura méridional». *C.R. som. Soc. géol. France*, fasc. 16, p. 293-295.
- PELLETIER M. (1953) – Sur l'existence d'un calcaire dolomitique fossilifère dans le Séquanien supérieur du «Jura méridional». *C.R. som. Soc. géol. France*, fasc. 16, p. 349-350.
- PELLETIER M. (1953) – Observations stratigraphiques sur les formations coralligènes du Bugey (Ain). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 237, p. 1540-1542.
- POUYET S. (1971) – Les bryozoaires du Miocène du Valromey (Jura méridional). *Bull. Soc. linn. Lyon*, n° 10, p. 303-309, 3 fig.

- *RICHE A. (1893) – Étude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura méridional. *Ann. Univ. Lyon*, VI, 3, 396 p., 40 fig., 2 tabl., 2 pl.
- RICHE A. (1894) – Esquisse de la partie inférieure des terrains jurassiques du département de l'Ain. *Ann. Soc. linn. Lyon*, XLI, p. 1-104.
- RICHE A. (1905) – Feuille de Lyon au 320 000°. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua, Chambéry. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XVI, n° 105, p. 72-76, 3 fig.
- RICHE A. (1911) – Feuille de Lyon au 320 000°. Révision des feuilles de Saint-Claude, Nantua et Chambéry au 80 000°. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXI, n° 128, p. 67-74.
- SAINT-SEINE P. de (1949) – Les poissons des calcaires lithographiques de Cerin (Ain). *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, fasc. II, 351 p., 120 fig., XXVI pl.
- SAINT-SEINE P. de (1950) – La vie dans le chenal de Cerin (Ain) au Jurassique supérieur. *C.R. som. Soc. biogéogr.*, Paris, n° 234, p. 66-69.
- *SIGAL J. (1962) – Contribution à l'étude du faisceau occidental du Jura bugeysan entre le Rhône, la Cluse des Hôpitaux et le Furan (feuille de Belley au 50 000°). *Bull. Serv. Carte géol. France*, Paris, n° 268, t. LIX, p. 3-77, 3 text. fig., pl. I-II.
- *SITTLER C. (1965) – Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Études sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, vol. 24, 392 p.
- STEINHAUSER N., BRONNIMANN P. et KOEHN-ZANINETTI L. (1969) – *Keramosphaera allobrogensis* n.sp. from the Upper Berriasian of the Jura Mountains and the Subalpine Region. *Arch. Sc. Genève*, vol. 22, fasc. 1, p. 205-214, 10 fig., pl. I-IV.
- STEINHAUSER N. et CHAROLLAIS J. (1971) – Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Géobios*, Lyon, vol. 4, fasc. 1, p. 7-59, 17 fig.
- STEINHAUSER N. et LOMBARD A. (1969) – Définitions de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, N.S., vol. 4, fasc. 1, p. 100-113, 3 fig.
- TAUGOURDEAU-LANTZ J. et DONZE P. (1972) – Un aperçu de l'environnement végétal pendant l'épisode régressif du Berriasien terminal dans le Jura méridional (France). *Rev. Micropaléont.*, Paris, vol. 14, n° 5, p. 102-120, 5 pl.
- THORAL M. et RICOUR J. (1950) – Examen de quelques échantillons provenant du sondage de Torcieu (Ain) et conservés au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon. *C.R. som. Soc. géol. France*, Paris, fasc. 14, p. 249-250.

Travaux et rapports inédits

- BEAUCHAMP J. (1962) – Étude géologique du faisceau de Saint-Rambert-en-Bugey. Feuilles de Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n^{os} 1 et 5. Dipl. Et. sup., Lyon, 144 p. dactyl., 28 fig., 2 pl. de coupes, 1 carte.
- CAILLON G., MICHEL P. et PEREBASKINE V. (1956) – Sondages Bugey 101 et 102. Rapport de fin de sondage. Docum. R.A.P., 11 p., 2 profils, 1 coupe géol.
- COURSAT (1936) – Mines de fer de Vaux. Notice descriptive. Archives du Service des Mines.
- DORIDOT M. (1963) – Étude géologique de la terminaison sud des Monts d'Ain et du synclinal d'Hauteville (Ain). Feuilles de St-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n^{os} 2, 3, 6 et 7. Dipl. Et. sup., Lyon, 151 p. dactyl., 26 fig., X pl. + 1 pl. de coupes, 1 carte.
- DUBOIS Y. (1963) – Contribution à l'étude géologique de l'anticlinal de l'Avocat. Levés cartographiques sur les feuilles de Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n^{os} 1, 2 et les feuilles de Nantua à 1/20 000, n^{os} 2, 5 et 6. Dipl. Et. sup. Lyon, 127 p. dactyl., 17 fig., 12 pl. + 3 pl. de coupes, 1 carte.
- DURAND J.-G. (1954) – Étude géologique de la partie médiane du faisceau de Saint-Rambert-en-Bugey (Ain). Feuille de Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n^o 5. Dipl. Et. sup., Lyon, 81 p. dactyl., 5 fig., XV pl. + 1 pl. coupes, 1 carte.
- GIREL J. (1974) – Contribution à l'étude écologique du Jura de l'Ain. Thèse Doct. 3^e cycle Biol. végét. université de Grenoble I, 100 p., 2 cartes couleur à 1/50 000, Saint-Rambert-en-Bugey et Nantua.
- GUDEFIN H. et CAMUS R. (1968) – Recherche des causes de la pollution organique constatée dans l'eau d'exhaure de la mine d'Orbagnoux (Ain). Rapport BRGM/SGR Jura-Alpes, 68 SGL 14 4 JAL, 36 p., 5 fig.
- HANTZPERGUE P. (1975) – Le Kimméridgien à Céphalopodes du Jura méridional. Stratigraphie et paléontologie. Thèse 3^e cycle, univ. Claude-Bernard, Lyon, n^o 459, inéd., 287 p., 1 tabl.; atlas, 47 pl.
- LONGÈRE P. (1963) – Étude géologique de l'anticlinal d'Evosges-Corlier et de ses bordures occidentale et orientale. Feuilles de Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n^{os} 1, 2, 5 et 6. Dipl. Et. sup., Lyon, 93 p. dactyl., 15 fig., VIII pl. + 1 pl. de coupes, 1 carte.
- MATTEUDI T. (1967) – Valromey souterrain. Rapport du Centre du T.C.F. de la Lavanche, Chavornay (Ain). Touring Club de France, Paris, 20 p., 11 plans ou coupes.
- MÉLOUX J. (1975) – Alpes Nord. Bilan synthétique de dix années de prospection. Rapport B.R.G.M., 75 RME 023 FE.
- MEUNIER G. (1963) – Étude géologique de la région de Cerdon (Ain). Feuilles

de Nantua à 1/20 000, n° 1-2. Dipl. Et. sup., Lyon, 116 p. dactyl., 25 fig., 2 tab., 5 pl., 1 carte.

PITRE J.-B. (1965) – Étude géologique de la région comprise entre la cluse de Tenay et le flanc occidental du synclinal du Valromey (Ain). Feuilles de Saint-Rambert-en-Bugey à 1/20 000, n° 6 et 7. Dipl. Et. sup., Lyon, 112 p. dactyl., 13 fig., 10 pl. h-t., 1 carte.

Cartes géologiques

Nantua, 1/80 000: 1^e édition (1887) par E. Benoît;

2^e édition (1936) par A. Riche, Ch. Depéret, M.-L. Doncieux et Daresté de la Chavanne.

3^e édition (1964) par R. Enay, J. Tricart et A. Lombard.

Lyon, 1/250 000: 1^e édition (1980) par J.-C. Chiron, R. Bouiller et Y. Kerrien.

Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Lyon* (1979), par A. Emberger et J. Méloux.

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

La carte géologique Saint-Rambert-en-Bugey à 1/50 000 est comprise en totalité dans les limites de la feuille Nantua à 1/80 000. La carte Lyon à 1/250 000, parue récemment, couvre partiellement la feuille à 1/50 000 Saint-Rambert.

St-Rambert 1/50 000	Formations/Étages	Nantua 1/80 000		Lyon 1/250 000
		1936	1964	
Ly	Dépôts de lacs et de marais postwurmiens	a ²	a ²	Lz
Uy	Tufs postwurmiens	At	At	
E	Éboulis indifférenciés	A	A	E
R	Formations résiduelles sur calcaires jurassiques	Ad	Ad	
Fy-z	Alluvions fluviales post-wurmiennes et modernes	a 1 ^f	agl, a ²	Fz
Fx	Alluvions fluviales wurmiennes indifférenciées	a 1 ^c	agl	
FGx6b	Alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes du stade de la Bourbre-Lagnieu	a 1 ^e	agl ^{a-b} 	FGy
Gx	Complexe morainique wurmien indifférencié d'origine alpine	Gl ₁ , Gl ²⁻¹	Gl ^b 	Gy
GxJ	Complexe morainique wurmien indifférencié d'origine locale	Gl	Gl ^b 	Gy
Fw	Alluvions fluviales villafranchiennes	p ¹	p ¹	p ²
m2bC	Miocène supérieur (Tortonien) continental	p ¹ (1), m ⁴	p ¹ (a), m ⁴	} m ³
m2bM	Miocène supérieur (Tortonien) marin	m ³ b-a	m ³	
m1b	Miocène inférieur (Burdigalien)	m ²	m ²	m ¹
g	Oligocène	m ₁	m ₁	g
n4-5U	Barrémien—Aptien à faciès urgonien	c III	c III	nU
n3	Hauterivien	c IV	c IV	n3
n1b-2	Berriasien moyen—supérieur et Valanginien	c V	c V	n1-2
jP	Purbeckien	j ⁸	j ⁸	jP

St-Rambert 1/50 000	Formations/Étages	Nantua 1/80 000		Lyon 1/250 000
		1936	1964	
j9	Portlandien	j ⁷	j ⁷	j9
j8b	Kimméridgien supérieur	j ⁶⁻⁵	j ^{6b}	j7-8
j7-8a	Kimméridgien inférieur et supérieur (<i>pars</i>)	j ⁴	j ^{6a-5, j⁴}	
j6b	Oxfordien supérieur : calcaires pseudolithographiques	} j ³	} j ³	j6
j6a	Oxfordien supérieur : calcaires lités			
j5b	Oxfordien supérieur : couches du Geïssberg et d'Effingen			
j5a	Oxfordien moyen : Couches de Birmensdorf	} j ²	} j ²	j4-5
j4	Oxfordien inférieur			
j3	Callovien	j ¹	j ¹ } j ^{2a}	j3 } j2-3
j2	Bathonien	j _{I-III}	j _{I-III}	
j1c	Bajocien supérieur	j _{IVa}	j _{IVa}	} j1
l9b-j1b	Aalénien supérieur — Bajocien inférieur et moyen	j _{IVb}	j _{IVb}	
l7-9a	Toarcien — Aalénien inférieur	l ⁴	l ⁵⁻⁴	} l
l6	Domérien	l ³	l ³	
l1-5	Hettangien — Sinémurien — Carixien	l ^{3, l²⁻¹}	l ^{3, l²⁻¹}	
t7-9	Keuper	l _{I-t³⁻¹}	l _{I-t³⁻¹}	t

GLOSSAIRE.

La toponymie locale et le vocabulaire utilisé couramment dans la région sont riches de termes, au sens bien précis, ayant un lien plus ou moins étroit avec la géologie. Les définitions données ci-après sont volontairement concises.

Balme : falaise, abrupt souvent creusé de grottes, abris sous roche...

Bourbouillon : orifice fonctionnant comme perte ou comme émergence temporaire.

Choin : serait une déformation de l'expression « pierre de choix » ; utilisé pour désigner les pierres de taille ou d'appareil.

Combe : n'a pas toujours le sens normalisé de dépression anticlinale ou de flanc dégagée dans une formation tendre ; peut désigner aussi une vallée synclinale : Combe du Val.

Crêt : relief allongé surplombant une dépression.

Dérochoir : talus d'éboulis actif alimenté par une falaise vive, en calcaire gélif ; les plus actifs sont au pied des reliefs de calcaires pseudolithographiques.

Doye : source ascendante pérenne.

Embossieu : entonnoir de grande dimension au fond duquel l'eau peut séjourner plus ou moins longtemps avant de disparaître.

Embouteillou : entonnoir dans lequel l'eau disparaît rapidement.

Emposieux : synonyme de *embossieu*.

Golet : col, passage, souvent resserré (cf. collet dans d'autres régions).

Gour : perte.

Groin : émergence temporaire

Groise : éboulis calibrés, parfois lités, formés par gélivation, accumulés au pied de certains reliefs en calcaires gélifs.

Joux : flanc d'anticlinal boisé ; les joux noires sont plantées de résineux (*Epicea*) ; les joux blanches sont couvertes de feuillus (hêtres).

Lavanche : couloir ou talus très penté parcouru par des coulées ou des chutes de blocs.

Lésines (ou *lézines*, *laizines*) : fentes en réseau, parfois très profondes, installées sur des fractures tectoniques agrandies par dissolution.

Mollard : relief isolé ou bien découpé, de forme arrondie, formé souvent par un amas de glaciaire ou dégagé dans des marnes.

Mont : relief à structure anticlinale.

Val : vallée synclinale.

AUTEUR DE LA NOTICE

R. ENAY, professeur à l'université Claude Bernard, Lyon I.

Ont fourni des informations ou documents figurant sur la carte ou utilisés pour la notice :

– BARDIN, professeur d'écologie végétale à l'université de Lyon I et J. GIRREL, du laboratoire de biogéographie de Grenoble, pour les sols et la végétation ;

– LAURENT, technicien CNRS au laboratoire d'hydrobiologie et écologie souterraines de l'université de Lyon I pour les cavités souterraines et l'hydrologie karstique ;

– M. DE MONTJAMONT, ingénieur géologue au BRGM (SGR Jura-Alpes), pour le Valromey ;

– H. VILAIN, attaché de recherche CNRS au département des Sciences de la Terre de l'université de Lyon I, pour les sites préhistoriques et archéologiques.

Achévé d'imprimer
par **Cid éditions**

Dépôt légal janvier 1983