



Geologischer Atlas der Schweiz  
Atlas géologique de la Suisse  
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

# 1182 Ste-Croix

Notice explicative

par  
DANILO RIGASSI  
avec contributions de MARC WEIDMANN

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

95

Geologischer Atlas der Schweiz  
Atlas géologique de la Suisse  
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

# 1182 Ste-Croix

Notice explicative

17 figures, 10 tableaux et 1 planche hors texte

par

DANILO RIGASSI

avec contributions de MARC WEIDMANN

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Office fédéral de topographie swisstopo**

### **Recommandation pour la citation en bibliographie**

*Carte:*

RIGASSI, D. & JACCARD, M. (1995): Feuille 1182 Ste-Croix. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 95.

*Notice explicative:*

RIGASSI, D. (2011): Feuille 1182 Ste-Croix. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. 95.

### **Illustrations de couverture**

*Jaquette:*

Couches d'Effingen: marnes et marno-calcaires. Carrière de Baulmes (Canton de Vaud). Largeur de la prise de vue: env. 3,5 m. Photo L. Jemelin, 2010.

*Notice explicative:*

Polypier au sein des Calcaires oolithiques et pelletaux du «Séquanien» (Oxfordien supérieur – Kimméridgien basal). Aiguilles de Baulmes. Photo D. Fischer, 2010.

### **Editeur**

© 2011, Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern. – Tous droits réservés. Toutes traductions ou reproductions de ce document ou partie de celui-ci, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (analogique ou digital), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

L'Office fédéral de topographie swisstopo est un domaine d'armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-00-3

## TABLE DES MATIÈRES

Préface de l'éditeur .....	4
Résumé .....	6
Zusammenfassung .....	7
Riassunto .....	8
Abstract .....	9
Remarques préliminaires de l'auteur .....	10
Introduction - Travaux antérieurs .....	12
Stratigraphie .....	14
Socle antéstéphanien .....	14
Carbonifère supérieur .....	14
Trias - Aalénien .....	16
Jurassique .....	17
Dogger .....	17
Malm .....	22
Crétacé .....	28
Tertiaire .....	41
Eocène .....	41
Oligocène .....	41
Miocène .....	42
Quaternaire .....	60
Pléistocène .....	60
Holocène .....	70
Tectonique .....	77
Généralités .....	77
Tectonique du socle .....	77
Tectonique descriptive de la couverture .....	80
Glaciotectonique .....	95
Substances minérales utiles .....	98
Hydrologie .....	101
Morphologie .....	107
Morphologie karstique .....	107
Morphologie glaciaire .....	115
Morphologie fluviale .....	116
Données géophysiques .....	120
Forages .....	121
Paléontologie et préhistoire .....	122
Bibliographie .....	123
Cartes géologiques publiées .....	137

## PRÉFACE DE L'ÉDITEUR

Dans le cadre de ses recherches sur la géologie du Jura, Monsieur Danilo Rigassi a entrepris en 1973, en accord avec la Commission Géologique d'alors, mais à titre privé, ses premiers levés sur le territoire de la feuille Ste-Croix. En 1988, au vu de l'avancement de ses travaux, le Service hydrologique et géologique national (SHGN) lui a confié un mandat de cartographie pour assurer l'achèvement de ses levés dans les meilleurs délais. Pour ce faire, il a été secondé dans son travail par Madame Martine Jaccard.

Dans son découpage original, la feuille Ste-Croix de la CN 1:25 000 est couverte à près de 54% par du territoire français, lui-même reporté sur la feuille 557 Pontarlier de la Carte géologique de la France au 1:50 000. Un tracé favorable de la frontière a conduit le SHGN à renoncer à une publication de la feuille complète, pour se limiter au territoire suisse et à sa bordure immédiate. La minute originale de cette carte au format réduit, ainsi que le manuscrit de la présente notice, rédigé en 1990, ont été remis par l'auteur au SHGN en 1991.

Les faibles moyens à disposition du SHGN de l'époque, et la situation de transition entre une cartographie conventionnelle et l'application de techniques informatisées, sont en partie responsables du retard pris dans la publication de la feuille Ste-Croix, parue en 1995. Ensuite, lors de l'adaptation du texte original de la notice aux formes communément usitées pour l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000, d'insurmontables divergences d'opinion sont apparues entre l'auteur et la rédaction, ce qui a eu pour conséquence un important report des travaux d'édition. Plus récemment, l'état de santé de D. Rigassi s'est malheureusement altéré et il n'a plus pu reprendre son texte.

Le contenu de la présente notice déborde largement le cadre généralement fixé pour le descriptif devant accompagner une feuille d'Atlas. Cependant, afin de ne pas hypothéquer plus longtemps la parution et au vu de la qualité et de l'intérêt scientifique du texte, le Service géologique national (SGN), qui a remplacé le SHGN en 2006, a décidé de le faire paraître dans sa totalité et, dans la mesure du possible, tout en respectant le style, la forme et le contenu de la contribution de D. Rigassi, mais sans pouvoir toujours les approuver dans leur intégralité. Monsieur le Dr M. Weidmann s'est engagé dans la relecture du manuscrit de D. Rigassi pour en assurer la publication. L'esquisse tectonique qui accompagne la carte géologique est partiellement une compilation; elle peut intégrer, en dehors du périmètre de la feuille Ste-Croix, certaines données reprises des feuilles adjacentes déjà publiées, et qui ne reflètent pas nécessairement l'opinion des auteurs de ces cartes.

Depuis la rédaction originale, plus de vingt années se sont donc écoulées, au cours desquelles ont paru divers travaux qui, de près ou de loin, concernent la feuille Ste-Croix et qu'il importe de citer et d'intégrer dans le texte original de D. Rigassi, sans toutefois modifier ce dernier. De plus, quelques ajouts ont paru indispensables aux rédacteurs; ils figurent en petits caractères.

Le SGN exprime sa reconnaissance aux auteurs de la feuille Ste-Croix pour leur remarquable travail et tient à remercier toutes les personnes qui, à un titre ou à un autre, ont contribué à la réalisation de cette carte par la fourniture d'informations ou l'expression de conseils critiques. Notre gratitude va également aux divers organismes officiels et aux bureaux privés qui ont bien voulu ouvrir leurs archives pour permettre aux auteurs d'accéder à de nombreuses données inédites. L'engagement personnel de M. le Dr M. Weidmann a permis la publication de la notice explicative dans sa forme actuelle et nous lui en devons une gratitude toute particulière.

Octobre 2010

Office fédéral de topographie swisstopo  
Service géologique national

## RÉSUMÉ

La feuille Ste-Croix de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 est presque entièrement située dans le Jura plissé. L'ossature topographique est formée principalement par les assises de calcaires massifs du Jurassique supérieur, déformées en une succession de structures anticlinales et synclinales qui sont décrites en détail. Généralement orientées SSW-NNE, elles déterminent une morphologie de crêtes et de combes dont les altitudes varient entre 1000 et 1500 m. Dans les combes anticlinales affleurent les terrains les plus anciens, datés du Dogger, alors que les combes synclinales font apparaître les terrains crétacés et tertiaires.

L'auteur présente une description très détaillée des formations rencontrées, ainsi que des considérations stratigraphiques et paléogéographiques qui débordent souvent le cadre restreint de la feuille Ste-Croix. Une attention particulière est portée aux dépôts molassiques – qui se retrouvent dans l'angle sud-est de la feuille et dans plusieurs synclinaux intrajurassiens – et notamment à l'extension et au biseautage des formations de la Molasse d'eau douce inférieure (USM), ainsi qu'à la limite USM-OMM.

La cause et le mécanisme des plissements de la chaîne jurassienne sont particulièrement discutés. L'auteur défend l'hypothèse selon laquelle les plissements traduisent l'adaptation de la couverture – en partie plastique – à des grands décrochements affectant le socle antétriasique, ceci en opposition à l'hypothèse d'une poussée («Fernschub») liée à la tectonique alpine.

Lors du dernier maximum glaciaire (LGM), le glacier rhodanien n'a envahi que la partie sud-est de la région concernée, limitée au nord-ouest par la ligne de crêtes au niveau du col des Etroits. Les blocs alpins retrouvés plus au nord-ouest, dans la cuvette de L'Auberson, doivent être considérés comme des témoins d'une invasion glaciaire rhodanienne plus ancienne. Même si les affleurements de moraine jurassienne sont rares, le développement d'une calotte glaciaire jurassienne au LGM semble attesté par l'abondance, dans les sols, de galets de roches locales, polis et striés.

Le modelé topographique est principalement dicté par les phénomènes karstiques qui affectent surtout les terrains du Kimméridgien et du Tithonien, avec de multiples dolines, de nombreux bassins fermés, polje et ouvala.

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Ste-Croix des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 liegt fast vollständig im Faltenjura. Das landschaftliche Gerüst wird hauptsächlich durch die Kalke des Späten Malms gebildet, welche in eine Abfolge von Antiklinal- und Synklinalstrukturen deformiert wurden. Generell SSW-NNE orientiert, bauen sie Grate und Mulden auf, deren Höhe zwischen 1000 und 1500 m variiert. In den Antiklinalmulden sind als älteste Schichten jene des Doggers, in den Synklinalmulden sind kretazische und tertiäre Einheiten aufgeschlossen.

Der Autor liefert eine detaillierte Beschreibung der im Kartengebiet auftretenden Formationen sowie stratigraphische und paläogeographische Betrachtungen, die oftmals über den Rahmen des Gebietes von Atlasblatt Ste-Croix hinausreichen. Spezielle Bedeutung wird den Molasseablagerungen zugemessen, welche in der Südostecke des Kartengebietes und mehreren Jurasynklinalen vorkommen. Besonders die Ausdehnung und das Auskeilen der Molasseformationen der Unteren Süsswassermolasse (USM) sowie deren Übergang zur Oberen Meeresmolasse (OMM) sind von speziellem Interesse.

Ursache und Mechanismus der Jurafaltung werden diskutiert. Der Autor vertritt die Hypothese, wonach die Falten in den teilweise plastischen Deckschichten durch grosse Transversalverschiebungen im prätriassischen Sockel gebildet wurden. Dies steht im Gegensatz zur gängigen Fernschubhypothese, welche von einem Deckenschub im Zuge der alpinen Kompressionstektonik ausgeht.

Während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) bedeckte der Rhonegletscher nur den Südostteil des Gebietes von Atlasblatt Ste-Croix, begrenzt im Nordwesten durch die Grate auf der Höhe des Col des Etroits. Die alpinen Erratiker, welche noch weiter im Nordwesten, im Becken von L'Auberson, gefunden wurden, müssen als Zeugen einer älteren, weiterreichenden Vergletscherung betrachtet werden. Die seltenen Vorkommen von Lokalmoräne, überliefert durch das Auftreten von polierten und gekritzten Lokalgeröllen in Böden, scheinen das Vorhandensein einer jurassischen Eiskalotte während des LGM zu bestätigen.

Das Landschaftsbild ist durch Karstphänomene geprägt (viele Dolinen, zahlreiche Geländemulden ohne oberirdischen Abfluss, Poljen und Uvalas), die vor allem in den Einheiten des Kimméridgiens und Tithoniens auftreten.

## RIASSUNTO

Il foglio Ste-Croix dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25 000 è quasi interamente situato nel Giura a pieghe. La struttura topografica è data principalmente dalle basi di calcare massiccio del Giurassico superiore, deformate in una successione di strutture anticlinali e sinclinali che sono descritte in dettaglio. Generalmente orientate SSO-NNE, esse delineano una morfologia di creste e valli le cui altitudini variano tra 1000 e 1500 m. Nelle valli anticlinali affiorano i terreni più antichi, risalenti al Dogger, mentre le vallate sinclinali espongono i terreni cretacei e terziari.

La descrizione delle formazioni rilevate presentata dall'autore è molto dettagliata, così come le considerazioni stratigrafiche e paleogeografiche che spesso vanno oltre all'area circoscritta del foglio Ste-Croix. Un'attenzione particolare è rivolta ai depositi molassici - che si trovano nell'angolo sud-est del foglio e in diverse sinclinali intragiurassiche - e specialmente all'estensione e al susseguirsi delle formazioni della molassa inferiore d'acqua dolce (USM) e al limite USM-OMM.

La causa e il meccanismo di piegamento della catena giurassiana sono particolarmente discussi. L'autore difende l'ipotesi secondo la quale le pieghe manifestano l'adattamento della coltre di copertura - in parte plastica - a dei grandi sovrascorrimenti che intaccano il basamento antetriassico. Questa teoria è in contrasto con l'ipotesi di una spinta («Fernschub») legata alla tettonica alpina.

Durante l'ultimo massimo glaciale (LGM), il ghiacciaio del Rodano invade solamente la parte sud-est della regione discussa, limitata a nord-ovest dalla linea di creste del «Col des Etroits». I blocchi alpini ritrovati più a nord-ovest nella conca di L'Auberson, devono essere considerati come testimoni di un'invasione glaciale del Rodano più antica. Anche se gli affioramenti di morena giurassica sono rari, l'abbondanza nel suolo di ciottoli di rocce locali levigati e striati, sembra attestare lo sviluppo di una calotta glaciale giurassica all'LGM.

Il rilievo topografico è dettato principalmente dai fenomeni carsici che intaccano soprattutto i terreni del Kimmeridgiano e del Titanico, con molteplici doline, numerosi bacini chiusi, polje e ouvala.

## ABSTRACT

The map sheet Ste-Croix of the Geological Atlas of Switzerland 1:25 000 is located almost entirely within the folded Jura Mountains. The topographic framework is formed mainly by the assembly of calcareous massifs of the Upper Jurassic, which is described in detail as a succession of anticlinal and synclinal deformation structures. Generally oriented SSW–NNE, they express a morphology of crests and troughs with altitudes varying between 1000 and 1500 m. In the troughs anticlines outcrop as the oldest terrain, dated to the Dogger, while the synclinal troughs appear as Cretaceous and Tertiary terrain.

The author presents a very detailed description of encountered formations and stratigraphic and paleogeographic considerations, which commonly exceeds the restricted boundary of the Atlas sheet Ste-Croix. Particular attention is given to the Molassic deposits – which are indicated in the southeastern corner of the map sheet and are present in several intra-Jurassic synclines – and specifically to the extension and bevelling of the Lower Freshwater Molasse (USM) and its boundary with the Upper Marine Molasse (OMM).

Notable discussion concerns the cause and the mechanism of the folding of the Jura Mountains. In opposition to the hypothesis of thin-skinned detachment (“Fernschub”) associated with alpine tectonics, the author defends the hypothesis according to which large transversal displacements affecting the pre-Triassic basement shaped the folds in the partially plastic overlying strata.

During the Last Glacial Maximum (LGM), the Rhône Glacier covered only the southeastern part of the subject area, limited in the northwest by the ridge line at the altitude of Col des Etroits. Alpine erratics, found further northwest in the L’Auberson basin, should be considered as testimony to an older and more extensive incursion by the Rhone Glacier. Although outcrops of moraines in the Jura Mountains are rare, the development of an ice dome in the region during the LGM is apparently evidenced by the abundance of striated and polished local pebbles in the soil.

Principal control of the topographic model is karstic phenomena, such as multiple dolines, numerous dry valleys, poljes and uvalas, which affect particularly the Kimmeridgian and Tithonian units.

## REMARQUES PRÉLIMINAIRES DE L'AUTEUR

Cette notice et la carte qu'elle accompagne sont dédiées à la mémoire d'André Caire (1923-1979), dont les travaux constituent une contribution essentielle à la connaissance du Jura et des orogènes circum-méditerranéens, auteur de la plus belle carte géologique jurassienne, la feuille Salins-les-Bains au 1: 50 000.

Danilo Rigassi, aout 1991.

Toutes les coordonnées citées dans cette notice, y compris pour la partie française de la carte, sont celles du carroyage kilométrique suisse.

Des termes tels que «Kimméridgien», «Portlandien» sont utilisés dans un sens purement lithostratigraphique, sans préjuger de leur âge exact - il n'y a, à ce jour, aucun outil biostratigraphique permettant de le connaître. Une démarche plus correcte serait de rechercher, dans l'abondante littérature, les noms réellement lithostratigraphiques qui pourraient s'appliquer à telles ou telles couches de la région cartographiée, au besoin en définissant de nouvelles coupes-types pour les formations qu'ils désignent; il va de soi que cela dépasserait le cadre restreint de la présente étude. Ce qui est à éviter, c'est d'encombrer un peu plus la littérature en créant de nouveaux termes lithostratigraphiques purement locaux (et l'on sait que c'est une habitude qui a tendance à s'instaurer depuis quelques décennies). Quant à certains noms d'unités effectivement lithostratigraphiques, mais définies de façon peu formelle («Dalle nacrée», etc.), nous les utilisons non seulement parce qu'ils sont largement entrés dans l'usage, mais aussi parce que leur «sens précis ne prête pas à confusion» (RITTENER 1902).

Les limites difficiles à tracer dans le Malm calcaire ont été prises à la base de couches régressives: une régression est un évènement plus bref qu'une transgression et, souvent, ces couches régressives ont une expression morphologique qui permet de suivre les contacts même en l'absence de bons affleurements.

Certains chapitres stratigraphiques sont traités plus en détail. Les auteurs du 19<sup>ème</sup> siècle ont établi les étages Valanginien et Hauterivien non seulement sur les coupes de Neuchâtel, mais aussi sur celles de la région de Ste-Croix. Le Crétacé «moyen» mérite une attention spéciale en raison de sa richesse paléontologique et du problème de l'étage «Vraconnien» de RENEVIER (1868, 1869). Seule une connaissance approfondie des dépôts tertiaires permet de mieux comprendre l'évolution tectonique de l'orogène jurassien. De plus, le Crétacé «moyen» et le Tertiaire posent, dans la région de Ste-Croix, d'assez gros problèmes géotechniques.

Il a semblé utile de tenter, sur la base des données géophysiques et de considérations régionales, une description des terrains non affleurants. Ils peuvent en effet receler des ressources: charbon du Stéphaniens, eaux géothermales, hydrocarbures, saumures, aquifères profonds. Et, conformément à la conception parfait-

tement fondée mais souvent méconnue de WEGMANN (1963) et PAVONI (1961), c'est par la connaissance de la tectonique du socle antétriasique que l'on pourra comprendre les structures de la couverture mésozoïque. C'est dans cette même optique - d'une tectonique de la couverture induite par celle du socle - que nos coupes (fig. 7, pl. I) ne sont pas des coupes «équilibrées» («balanced cross-sections») et on verra, dans le chapitre sur la tectonique, que cette technique tant prisée à la fin du siècle dernier, ne paraît pas applicable au Jura.

Il me reste à remercier toutes les personnes et institutions qui, d'une façon ou d'une autre, m'ont aidé dans ce travail<sup>1)</sup>: les Autorités communales de Baulmes, Bullet, Buttes, La Côte-aux-Fées, Les Fourgs, Ste-Croix, Les Verrières, Les Verrières-de-Joux et Vuiteboeuf; M. Audétat (Ste-Croix), L. Bardet (Aménagement du territoire, Lausanne), A. Baud (Musée géologique, Lausanne), G. Berthoud (Econat, Yverdon), P. Blanc (Le Mont s/Lausanne), BP Exploration (Londres) et J. R. Moser (BP Switzerland, Thalwil), Prof. A. Burger (Neuchâtel), Prof. P. Chauve et son équipe (Besançon), M. Chevalley (chemin de fer Yverdon-Ste-Croix), S. Debrand-Passard (BRGM, Orléans), P. Dériaz (Bossonens), MM. Fauquex et Jaccard (Dépt. TP. Lausanne), MM. F. Francillon et D. Weidmann (Serv. des Monuments historiques, Lausanne), A. Gruenig (Birmenstorf), Prof. P. Hainard (Lausanne), H. Hürzeler et B. Engesser (Musée d'Histoire naturelle, Bâle), J.-Y. Jeanin (Centre d'hydrogéologie, Neuchâtel), B. Matthey (Montezillon), J. Mautner (hydrogéologue cantonal, Lausanne), J. Meia (géologue cantonal, Neuchâtel), J. Rossat (FMN, Corcelles-NE), M. Weidmann (Jongny), et Prof. J. Winistörfer (Lausanne).

Des remerciements chaleureux vont à Martine Jaccard (Institut de Géographie, Fribourg) qui m'a accompagné sur le terrain durant une trentaine de jours et aidé dans la recherche de documentation.

---

<sup>1)</sup> Les fonctions des personnes remerciées sont celles qu'elles occupaient lors de la rédaction de la Carte et de la Notice explicative par D. Rigassi, avant 1991.

## INTRODUCTION - TRAVAUX ANTÉRIEURS

La carte couvre 114 km<sup>2</sup>, répartis entre le Canton de Vaud (56%), celui de Neuchâtel (25%) et le Département du Doubs (19%). A son angle sud-est, un petit triangle (4 km<sup>2</sup>) est à ranger morphologiquement dans le Moyen-Pays et géologiquement dans le Bassin molassique, bien que s'y trouve le monoclinale chevauchant de Feurtille<sup>1)</sup>. D'ailleurs, si la limite morphologique entre Jura et Moyen-Pays est parfaitement nette, la frontière entre plis du Jura et Bassin molassique ne l'est pas: la Molasse a largement empiété sur ce qui est aujourd'hui le Jura, et les faciès de plate-forme du Mésozoïque s'étendent loin vers le sud-est sous la Molasse, au moins jusqu'à une ligne Lavaux - Bulle.

La presque totalité de notre carte est située dans le Jura plissé, plus précisément dans la Haute-Chaine. Une ligne Col de l'Aiguillon - Buttes délimite deux régions morphologiques: dans la région sud-est (Aiguilles de Baulmes - Chasseron, 47 km<sup>2</sup>), les crêtes dépassent toujours 1200 m et parfois 1500 m, le relief est accusé mais à peu près conforme; la région nord-ouest (L'Auberson - La Côte-aux-Fées - Les Verrières, 63 km<sup>2</sup>) est beaucoup plus douce, l'altitude n'excède que rarement 1200 m, la morphologie n'est que peu conforme.

Le point le plus bas, à l'angle sud-est de la carte, est à la cote 527 m, le Chasseron culmine à 1607 m. Mais, dans cette fourchette de 1080 m, les altitudes sont loin d'être réparties également: leur premier quartile est à 1020 m, leur médiane à 1125 m, leur troisième quartile à 1190 m.

Du point de vue des écoulements superficiels (que l'on suppose largement surclassés par les écoulements karstiques), 61% du territoire appartiennent au bassin de l'Areuse, 29% à celui de l'Arnon et 2% à celui de l'Orbe (ce sont donc 92% des écoulements qui rejoignent le lac de Neuchâtel). Une petite région à l'angle nord-ouest (8%, Les Verrières) relève du bassin du Doubs.

Les forêts couvrent 35% de la région, dont le reste consiste principalement en pâturages. Sauf dans le petit triangle molassique, les cultures sont sporadiques.

CAMPICHE & DE TRIBOLET (1858) ont publié la première carte géologique d'une partie de la feuille Ste-Croix. On doit à RITTENER (1902) une carte de la partie suisse au 1:25 000, carte de bonne qualité malgré les défauts prévalant à l'époque: failles souvent négligées, contours géologiques très arrondis, pendages rares (et, bizarrement, signes de pendages inversés: la barre verticale du «T» est vers l'amont-pendage!). CUSTER (1927) a exécuté des levés, qui ne furent jamais publiés, et apportent quelques améliorations à la carte de RITTENER, en particulier une délimitation plus précise des éboulis. Sur territoire français, deux feuilles au 1:50 000 (DREYFUSS et al. 1964, GLANGEAUD et al. 1960) souffrent d'avoir été levées

---

<sup>1)</sup> Feurtille: toponyme de l'ancienne carte Siegfried pour la colline au SE de Baulmes (531.1/182.1), utilisé par de nombreux auteurs (entre autres CUSTER 1928). Cette colline porte le nom de Pipechat sur les cartes nationales actuelles.

sur un fond topographique dressé à la planchette et assez aléatoire; les limites de formations du Malm calcaire ne semblent pas toujours correspondre au même horizon stratigraphique; comme pour la partie suisse, beaucoup de failles sont omises et les pendages sont rares; les dolines et bassins fermés ne sont pas figurés.

S'il existe une énorme littérature sur la paléontologie de la région de Ste-Croix, les études stratigraphiques sont en général assez sommaires; les âges précis de la plupart des formations jurassiques ne sont pas connus; la tectonique, établie dans ses grandes lignes grâce à RITTENER (1902) et CUSTER (1934), restait à préciser.

## STRATIGRAPHIE

### TERRAINS NON AFFLEURANTS

#### Socle antéstéphanien

Dans un rayon de 50 km autour de Ste-Croix, le socle a été atteint par quelques forages du Jura français (tab. 1). Dans le Bassin molassique, il faut aller à plus de 100 km au nord-est de notre région et à 80 km au SSW pour trouver des forages pénétrant le socle. Ce dernier est mieux connu sous la bordure occidentale du Jura (Lons-le-Saunier, Bresse). D'après les données magnétiques (DEBEGLIA, *in* DEBRAND-PASSARD et al. 1984), le soubassement du Nord vaudois est fait de granit et de gneiss ou micaschistes. Il n'y a pas, ici, d'épaisses séries dévono-dinantiennes riches en roches très basiques comparables à celles qui provoquent les fortes anomalies magnétiques de La Chaux-de-Fonds-Chasseral-Singine et de Rolle-Oron (BITTERLI 1972, KLINGELE 1983a, RIGASSI 1986, 1987, 1988).

Tableau 1: *Forages ayant atteint le socle, Jura central.*

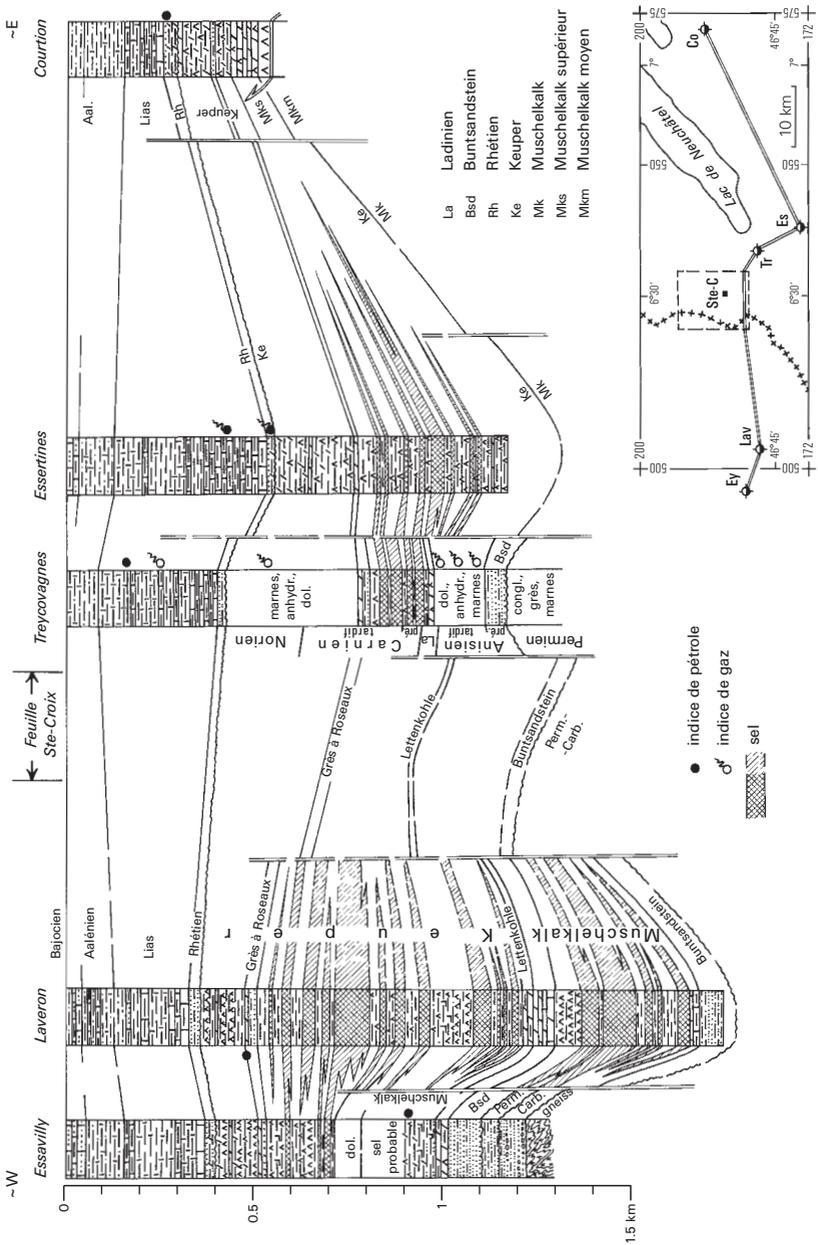
Forage	Situation par rapport à Ste-Croix	Cote et nature du socle	
Essavilly 1	32 km à l'W	- 1234 m	Gneiss
Thésy 1	45 km à l'WNW	- 354 m	Granite
Valempoulières 1	40 km à l'W	- 736 m	Gneiss et migmatite
Bonlieu 1	50 km au SW	- 1040 m	Gneiss sombre à biotite
Orsans 1	50 km au N	- 462 m	Granite rose à muscovite

#### Carbonifère supérieur

Si du Westphalien B-C a été signalé, au forage Entlebuch 1 (VOLLMAYR & WENDT 1987), le Stéphanien ou des roches plus jeunes sont discordants sur le socle en Haute-Alsace, dans le Jura, en Bresse. Le Stéphanien limno-fluviatile, grés-argileux, gris, est très épais dans les fossés de direction varisque de St-Etienne, du Bas-Dauphiné, de Lons-le-Saunier, du substratum bressan et de Ronchamp (RIGASSI 1990) et dans celui, d'orientation armoricaine, du Jura suisse septentrional (MULLER et al. 1984). Plus près de Ste-Croix, le Stéphanien ne mesure que 68 m à Essavilly (fig. 1).

---

Fig. 1: Stratigraphie régionale des formations non affleurantes.



Sauf à St-Etienne, au Bas-Dauphiné et dans le Jura suisse septentrional, où l'Autunien gris lacustre succède au Stéphanien sans hiatus détectable, le Permien rouge (Saxonien probable) ou le Trias sont discordants sur le Stéphanien ou sur des formations plus anciennes, ce qui témoigne de mouvements saaliens et/ou palatins. Sous la discordance basale du Trias (profondeur 2743 m, cote -2270 m), le forage Treycovagnes 1 (4 km ESE de la feuille Ste-Croix) a foré sur 478 m des conglomérats et grès rouges à ciment quartzitique avec rares intercalations d'argilites rouges, sans atteindre la base de cette formation attribuée – sans preuve paléontologique – au Saxonien (SHELL SWITZERLAND 1978). Au forage d'Eternoz (42 km NW de Ste-Croix), des silts et grès rouges à nodules dolomitiques et anhydritiques (Saxonien et, peut-être, Thuringien) dépassent 1200 m. Près de Rolle, la sismique suggère la présence d'un Paléozoïque supérieur épais de 3–4 km et se biseautant vers La Sarraz; le tiers supérieur, à peine discordant sous le Trias, pourrait appartenir au Permien tardif, alors que les couches plus profondes, plus inclinées d'une dizaine de degrés, seraient stéphanien. La sismique – quoique d'interprétation plutôt hasardeuse dans le Jura – confirme la présence de Paléozoïque tardif dans la région de Ste-Croix–Yverdon–Orbe (fig. 7); divers réflecteurs discontinus s'étagent de quelques centaines de mètres à 2,5 km sous la base du Trias, bien reconnaissable.

Dans la région Nyon–Jorat, d'assez nombreux petits édifices volcaniques basiques, détectés par la sismique et la magnétique, marquent la discordance d'entre Permien et Trias (RIGASSI 1987, 1990); ils sont à mettre en relation avec une phase initiale – vite avortée – de «rifting» au flanc SE du Bassin jurassien, qui deviendra subsident du Trias moyen à l'Oxfordien (RIGASSI 1990); si de telles masses n'ont pu, à ce jour, être reconnues sur le territoire de la feuille Ste-Croix, il y en a 4–9 km au S (Valeyres–Bofflens), 7–10 km au SSE (Essert–Pittet–Suchy) et 13 km à l'ESE (Donneloye–Bioley–Magnoux).

### Trias – Aalénien

La figure 1 résume la stratigraphie régionale du Trias et du Lias. Les épaisseurs qu'elle indique à Treycovagnes sont approximatives; ce forage a en effet recoupé plusieurs failles, tant inverses que normales, et la structure profonde du Chamblon est bien plus complexe que ne le suggère JORDI (1990, fig. 3): il s'agit en fait d'une structure en gerbe («flower structure») double (positive de la surface au toit du Trias, négative plus bas), liée au grand décrochement latitudinal dextre Baulmes–Yverdon–Cuarny. Les grès de base du Trias à faciès Buntsandstein sont attribués au Trias précoce dans le Jura français, alors qu'à Treycovagnes les paly-nomorphes suggèrent un âge anisien moyen (SHELL SWITZERLAND 1978). L'épaisseur de ces grès devrait atteindre 40–80 m dans la région de Ste-Croix, où le Trias moyen comprend d'importants niveaux évaporitiques, mais moins développés

qu'au Laveron. Les corps salins du Keuper moyen («Gipskeuper») et les passées d'anhydrite situées entre l'ensemble Grès à Roseaux - Dolomie de Beaumont et le Rhétien sont ici assez épais, sans cependant être aussi prépondérants qu'aux forages du Laveron et d'Essertines. Les formations liasiques ne se distinguent probablement guère de celles d'autres régions jurassiennes et sous-molassiques; la sismique montre de grandes variations d'épaisseur, tant originelles (gonflement diapirique synsédimentaire des évaporites triasiques) que posthumes (halokinèse du Trias durant le Tertiaire). L'Aalénien (Marnes à *Opalinus* et Couches à *Murchisonae*) n'affleure nulle part, mais pourrait être masqué par un mince voile d'éboulis juste au sud de la feuille Ste-Croix, dans le cœur d'un petit demi-anticlinal (feuille Orbe, 525.3/181.4).

## TERRAINS AFFLEURANTS

### JURASSIQUE

#### Dogger

- i<sub>1</sub>**        **Calcaires à *Pecten dewalquei*** (Bajocien)  
**Calcaires sombres siliceux** (Bajocien)

Les calcaires sombres siliceux, synonymes du Calcaire inférieur bleu-noir, à fossiles siliceux d'AUBERT & DREYFUSS (1963) et des Calcaires foncés, siliceux, à *A. blagdeni* de RITTENER (1902), ainsi que les calcaires à *P. dewalquei* (AUBERT 1943) équivalents aux «Calcaires gris verdâtres en alternance» de SCHARDT (1903b), peuvent être distingués juste au sud de la feuille Ste-Croix, dans le cœur du petit pli couché de Grange Neuve (feuille Orbe, 526.00/181.55, AUBERT & DREYFUSS 1963), où ces deux formations sont respectivement épaisses de plus de 15 m (base invisible) et d'une trentaine de mètres. Sur la feuille Ste-Croix, les deux formations, tectoniquement entremêlées, forment la charnière du pli couché de Grange Neuve - Montjovet (526.8/182.0); sur la carte, le tout est montré avec une seule couleur et le monogramme i<sub>1</sub>. Les auteurs attribuent, sans arguments paléontologiques bien convaincants, un âge bajocien aux deux formations.

- i<sub>1o</sub>**        **Oolithe inférieure (Oolithe subcompacte)** (Bajocien)

Par souci d'homogénéité, nous reprenons ici la désignation adoptée par AUBERT & DREYFUSS (1963). Historiquement, une formation semblable et occupant une position stratigraphique voisine fut nommée «Älterer Hauptrogenstein» par MERIAN (1821) dans le Jura bâlois, et Oolithe subcompacte par THURMANN

(1830) dans le Bruntrutain. Puis DESOR & GRESSLY (1859) utilisèrent, dans le Jura neuchâtelois, le terme de Calcaire à Entroques. Enfin, MOESCH (1874), en Argovie, propose «Unterer Hauptrogenstein» – terme repris depuis par de nombreux auteurs, soit tel quel, soit transcrit en Oolithe inférieure. A Ste-Croix, RITTENER (1902) parle indifféremment d'Oolithe inférieure et de Calcaire à Entroques, alors que pour SCHARDT (1905) il s'agit du Calcaire à Pentacrines.

Le toit et le mur de la formation sont mal définis, les passages des Calcaires à *P. dewalquei* à l'Oolithe inférieure et de celle-ci aux Couches de Brot étant transitionnels. On pourrait tenter de mieux tracer mur et toit en les calant sur tel ou tel niveau reflétant un bref hiatus sédimentaire, parfois marqué par un «hard-ground» ou par une pellicule limonitique; mais, outre que les coupes continues manquent, les niveaux d'émergence (ou régressifs) sont nombreux dans tout le Dogger. L'Oolithe inférieure est faite de calcarénites et de calcaires oolithiques et pelletaux riches en débris de crinoïdes; la stratification, oblique et entrecroisée, témoigne d'assez forts courants tidaux balayant une plate-forme interne. De couleur ocre, brune, jaunâtre ou roussâtre à la patine, les carbonates sont gris bleutés à la cassure fraîche. De rares feuillettes légèrement marneux s'intercalent parfois entre dalles ou paquets de couches.

L'Oolithe inférieure affleure vers le sud de la feuille Ste-Croix dans le flanc normal (NW) de l'anticlinal de Grange Neuve – Montjivet; les éboulis la cachent dans le flanc SE, renversé, du pli, mais elle y est visible à l'extrême nord de la feuille Orbe, entre La Combette et Grange Neuve. 1,5 km au nord-est des affleurements, deux forages démarant dans la Grande Oolithe ont atteint l'Oolithe inférieure; l'un (528.50/183.12, recherche de matériaux pierreux, BLANC 1985) n'a pénétré que les 4 m supérieurs de la formation, l'autre (env. 528.45/183.10, carottage sismique BP, 1988) l'a forée entre une profondeur de 40–50 m et le fond (75 m) sans en atteindre la base.

Sous La Merla, la coupure d'érosion la plus profonde, creusée à la faveur d'un décrochement dextre NW–SE, a entamé l'Oolithe inférieure – formant ici (530.57/189.20) le cœur de l'anticlinorium Cochet – Crêt de la Neige – sur une épaisseur d'une trentaine de mètres, et non de 60 m comme indiqué par CUSTER (1934, p. 343), sans en atteindre la base.

L'Oolithe inférieure est considérée comme bajocienne, sans preuve paléontologique.

**i<sub>2B</sub> Couches de Brot** (Bajocien? – Bathonien)  
(JACCARD 1869)

Cette formation marno-calcaire forme une vire entre l'Oolithe inférieure et la Grande Oolithe au flanc NW de l'anticlinal de Grange Neuve – Montjivet (526.5/182.0–527.3/182.3), et une auréole autour du cœur de l'anticlinal du Cochet – Crêt de la Neige (530.4/189.0–531.00/189.75). Elle affleure fort mal à la pre-

mière localité; à la deuxième, elle est recouverte par du sol et un voile d'éboulis, mais apparaît fréquemment dans les trous laissés par les souches d'arbres abattus ou tombés; sa base est ici prise à un «hardground» coiffant le banc sommital de l'Oolithe inférieure, le toit correspondant à l'apparition assez brutale des calcaires oolithiques de haute énergie de la Grande Oolithe. Lithologiquement, les Couches de Brot sont des calcaires plus ou moins marneux, noduleux, alternant avec quelques minces marno-calcaires et marnes. Les bancs sont souvent lumacheliques, avec des lamellibranches, des polypiers et des brachiopodes en général silicifiés. La sédimentation s'est faite sur une partie relativement externe de la plate-forme, domaine affecté par d'assez forts courants qui pouvaient à la fois apporter du large une certaine quantité d'argile, et ronger ou détruire de petits édifices coralliens ou des bancs de bivalves. On ne voit pas d'indices de l'action des marées, tels qu'ils abondent dans l'Oolithe inférieure et la Grande Oolithe.

Un forage pour matériaux pierreux (528.50/183.12; BLANC 1985) a traversé les couches suivantes:

Grande Oolithe: 1,9-12,1 m	– Calcaires pseudo-oolithiques beiges et bruns
Couches de Brot: 12,1-18,9 m	– Calcaire biodétritique noduleux gris foncé à bivalves et coraux
18,9-21,0 m	– Calcaire pseudo-oolithique gris, partiellement recristallisé
21,0-35,6 m	– Alternance de calcaire à pâte fine gris foncé localement siliceux et de calcaire marneux noir
Oolithe inférieure: 35,6-40,0 m (PF)	– Calcaire biodétritique brun-gris à débris de crinoïdes, quelques dé-lits marneux

Près de Grange Neuve, SCHARDT (1905) estimait l'épaisseur de la formation à 32 m, alors qu'il donne 15 m dans l'anticlinal Le Cochet-Crêt de la Neige (chiffre également cité par CUSTER 1934). En fait, dans les deux régions d'affleurements, l'épaisseur des Couches de Brot est de 20 m environ. Les auteurs attribuent, sans preuve paléontologique, un âge bathonien aux Couches de Brot, certains suggérant que leur partie basale pourrait encore appartenir au Bajocien.

## i<sub>20</sub>      **Grande Oolithe** (Bathonien) (THURMANN 1830)

Cette formation affleure assez largement dans les deux anticlinaux de Grange Neuve-Montjovet (526.0/182.0-529.1/183.1) et du Cochet-Crêt de la Neige (530.45/187.90-531.3/190.2). Sa base, nette, reflète la progradation, vers le SE, de dépôts de plate-forme interne s'avancant sur ceux d'un domaine plus externe en partie marneux (Couches de Brot). Sous La Merla (530.65/189.10), RITTENER (1902) et CUSTER (1927, 1934) ont cru reconnaître, entre la Grande Oolithe et les Marnes à *Rhynchonella varians*, le Calcaire roux sableux (THURMANN 1830). CUSTER (1927) a cartographié, de manière d'ailleurs assez grossière, un liseré de cette dernière for-

mation tout autour du cœur anticlinal. De son côté, SCHARDT (1905) voit dans cette région une formation qu'il dit épaisse de 20 m et qu'il assimile au Calcaire roux marneux du Furcil (SCHARDT & DUBOIS 1902). Mais aucun de ces auteurs n'a retrouvé cette formation dans l'anticlinal de Grange Neuve - Montjovet, pas plus d'ailleurs qu'AUBERT (1963) n'a pu la distinguer sur la feuille Orbe. En réalité, sous La Merla et près de la Dénériaz Dessus (531.3/190.2), les bancs sommitaux de la Grande Oolithe, plus minces que dans la masse de la formation, montrent des signes d'émersion; des plaques lumachelliques à brachiopodes sont intercalées; la stratification souvent très oblique des bancs lenticulaires est l'indice de forts courants, mais de minces bancs de marne grise, annonçant le faciès plus externe des Marnes à *Rh. varians*, ne tardent pas à apparaître. Ainsi, aux barres oolithiques intertidales (ou même, parfois, supratidales) succèdent d'autres, riches en apports argileux d'origine lointaine et correspondant à une transgression. Nous avons placé la limite Grande Oolithe - Marnes à *Rh. varians* entre les calcaires oolithiques francs et les couches où alternent calcaires oolithiques, lumachelles et marnes, ces dernières couches constituant le Calcaire roux des auteurs précités. Le choix de cette limite - et le fait que nous n'ayons pas cartographié séparément un supposé équivalent du Calcaire roux - ne se justifient pas par ces seules considérations sédimentologiques, mais aussi parce que c'est le sommet des calcaires oolithiques francs qui fournit le meilleur repère morphologique, donc cartographiable; les couches supposées représenter le Calcaire roux sont très généralement masquées, soit par du matériel argileux lessivé des Marnes à *Rh. varians* (situation d'amont-pendage: La Merla), soit par des éboulis de Grande Oolithe (aval-pendage: flanc NW de l'anticlinal de Grange Neuve - Montjovet à l'W des Praz).

Les calcaires oolithiques ou, parfois, pelletaux, prédominent. Les calcarénites sont plus rares. La stratification est oblique ou entrecroisée; les variations d'obliquité, celles du grain de la roche et celles de la qualité du granoclassement correspondent à des cycles d'énergie alternativement forte et moyenne à faible.

La Grande Oolithe est épaisse de 50-60 m. Les auteurs la considèrent comme bathonienne, ce en l'absence de marqueurs paléontologiques fiables.

### **i<sub>3</sub> Marnes à *Rhynchonella varians* (Bathonien - Bajocien)** («*Varians*-Schichten», MOESCH 1867)

Il serait probablement plus conforme aux règles de nomenclature stratigraphique de nommer cette formation Marnes du Furcil (SCHARDT & DUBOIS 1902). Mais, d'une part, le terme introduit par MOESCH, quoique moins formel, a pour lui l'antériorité et a été utilisé par bien des auteurs dans tout l'arc jurassien; d'autre part, les affleurements du Furcil, très faillés, ne montrent pas le mur de la formation (SCHARDT & DUBOIS 1902, pl. 11), dont la lithologie, quoique semblable, n'est pas identique à celle des couches équivalentes du Jura vaudois. Pour ces raisons et par souci d'homogénéité avec la feuille Orbe contiguë nous préférons le terme:

Marnes à *Rhynchonella varians*. Le contact entre ces Marnes et la Grande Oolithe a été discuté plus haut (p. 20). Le sommet de la formation, probablement diachrone, est tranché: les calcarénites de la Dalle nacrée traduisent la rapide progradation vers le SE de dépôts de plate-forme interne, en eau agitée, succédant à ceux plus externes des Marnes à *Rh. varians*. Mais quelques bancs de calcaire gréseux ou même de calcarénite, dans le tiers ou le quart supérieur de la formation, annoncent le milieu de dépôt et le faciès de la Dalle nacrée.

Les Marnes à *Rh. varians*, grises, sont finement silteuses; des bancs discontinus et des miches un peu plus calcaires sont intercalés ici et là; ces intercalations sont particulièrement abondantes autour du périclinal NE de l'anticlinal de Grange Neuve – Montjovet (530.25/183.00 – 530.55/183.05) et dans le ruisseau de la Dénériaz (531.3/190.4 – 530.9/189.9). Les affleurements sont assez fréquents mais ne montrent généralement que quelques mètres de cette formation: il n'y a pas de coupe continue. L'épaisseur de la formation est donc difficile à estimer, d'autant plus qu'elle semble être souvent affectée par un certain foisonnement tectonique. Dans l'anticlinal de Grange Neuve – Montjovet, elle est de 50–60 m, exceptionnellement de 80 m (SCHARDT 1905 donne 70–80 m). Dans l'anticlinal du Cochet – Crêt de la Neige, les Marnes à *Rh. varians* ne semblent pas dépasser 50 m ou, exceptionnellement, 60 m d'épaisseur (selon SCHARDT 1905: 70–80 m).

L'affleurement dessiné par RITTENER (1902) et CUSTER (1927) le long de l'Arnon dans le village de Ste-Croix (528.30/186.57) n'est plus visible; mais la morphologie suggère, sous la couverture quaternaire et les constructions, une extension assez grande des Marnes à *Rh. Varians* dans la région apicale de l'anticlinal des Gîtes – Mouille Faison; la Grande Oolithe est d'ailleurs probablement présente, sous le Quaternaire relativement mince (pl. I, coupe 9 a.). L'âge des Marnes à *Rh. varians* a donné lieu à bien des controverses, fin du 19<sup>ème</sup> – début du 20<sup>ème</sup> siècle; dans notre région, elles seraient surtout calloviennes, leur base (y compris les couches assimilées par certains au Calcaire roux) appartenant encore au Bathonien.

### **i<sub>3c</sub>**      **Dalle nacrée** (THURMANN 1830)

Elle consiste en calcarénites disposées en minces bancs et dalles à stratification faiblement oblique; les surfaces de bancs sont souvent tapissées de fragments d'huîtres qui donnent à la roche son aspect nacré. Comme les autres carbonates du Dogger, les calcarénites de la Dalle nacrée, grises et bleuâtres dans les coupes fraîches, deviennent brunes et rougeâtres à la patine. Des lacunes sédimentaires, en particulier vers le haut de la formation, soulignent son caractère progradant et régressif. Le toit de la formation correspond partout à un hiatus sédimentaire en général dû à une émerision: le banc sommital de la Dalle nacrée est perforé et/ou altéré, des huîtres en position de vie sont fixées sur lui, il est souvent enduit de limonite, parfois recouvert par une mince zone à oolithes ferrugineuses. La Dalle

nacrée est épaisse de 25–30 m dans l’anticlinal du Cochet–Crêt de la Neige et de 10–25 m dans celui de Grange Neuve–Montjovet. Elle affleure également dans la culmination de l’anticlinal faillé de La Vraconnaz<sup>1)</sup>. Dans le cœur de l’anticlinal des Gîtes–Mouille Faison n’existe qu’un seul petit affleurement, mais tant la morphologie que de menus débris dans le sol pédologique permettent de suivre, approximativement, le contact Dogger–Malm.

Quoique la Dalle nacrée soit dépourvue de fossiles marqueurs, son encadrement permet de la placer dans le Callovien, plus exactement dans le tiers ou la moitié inférieure de l’étage.

### **Callovien supérieur et Oxfordien inférieur (non cartographiés)**

Les minces couches (de quelques décimètres à quelques mètres) situées entre la Dalle nacrée et les Couches de Birmenstorf sont généralement couvertes. Là où elles sont particulièrement minces (Ste-Croix, 528.20/186.65, La Vraconnaz, 527.30/188.45), il s’agit de calcaire un peu marneux à oolithes ferrugineuses et nodules phosphatés. Lorsque l’épaisseur est d’ordre métrique (529.65/183.35 – gisement dit de La Rochette de RITTENER 1902, SCHARDT 1905, MILLIoud 1951; 526.25/182.33 – gisement des Praz de MILLIoud 1951), la lithologie (calcaires et marnes à oolithes ferrugineuses, couronnés par un banc évoquant les Couches de Birmenstorf, mais glauconieux), les hiatus sédimentaires souvent soulignés par de la limonite et le mélange des faunes d’ammonites témoignent de remaniements et de condensations; les faunes vont du Callovien moyen (*Reineckeia anceps*) au sommet de l’Oxfordien précoce (zone à *Cordatium*). Enfin, dans l’anticlinal du Cochet–Crêt de la Neige (531.30/190.53, 530.37/189.29, 529.68/188.24, 529.72/188.18), il s’agit de marnes sombres silteuses à miches et bancs lenticulaires de marno-calcaires silteux reposant sur la Dalle nacrée et atteignant jusqu’à 3 m d’épaisseur; parmi les ammonites, on note *Cardioceras cordatum*.

## **Malm**

### **i<sub>5B</sub> Couches de Birmenstorf (Oxfordien moyen)**

(«Birmensdorfschichten», MOESCH 1867; = Calcaire à Scyphies, DESOR & GRESSLY 1859; = Spongitiën, JACCARD 1869)

Ce sont des calcaires gris, parfois un peu beiges, grumeleux, légèrement marneux, en bancs irréguliers, noduleux, séparés par de minces strates ou délits marno-calcaires et marneux. Les spongiaires sont abondants, de même que les ammonites, souvent corrodées. L’épaisseur varie de 10 à 20 ou 25 m. Le banc ba-

<sup>1)</sup> Orthographiée «La Vraconne» sur certaines anciennes cartes et dans de nombreuses publications.

sal glauconieux mentionné plus haut, ravinant, contient des *Cardioceras cordatum*, que nous croyons cependant remaniés, comme les oolithes ferrugineuses disséminées dans ce banc. Vers le haut, le passage aux Couches d'Effingen est assez brusque, mais pourtant transitionnel. Les ammonites citées par les auteurs appartiennent aux zones à *Plicatilis* et *Transversarium* de l'Oxfordien moyen.

**i<sub>5E</sub> Couches d'Effingen** (Oxfordien moyen – tardif)

(«Effingerschichten», MOESCH 1867; = Argovien p.p., MARCOU 1848; = Marnes et calcaires hydrauliques, DESOR & GRESSLY 1859)

C'est une monotone alternance de marnes un peu silteuses, de marno-calcaires et de calcaires légèrement marneux gris. Il y a localement quelque bancs de calcaire plus dur, silteux, et – en particulier vers le haut de la formation – des calcarénites grises à patine roussâtre parfois couvertes d'une pellicule limonitique (p.ex. 529.70/188.45, 530.02/183.60). Le milieu de sédimentation correspond à une zone assez externe de la plate-forme. Mais quelques figures sédimentaires montrent que les fonds restaient généralement dans la zone d'influence des vagues; les rares bivalves indiquent eux aussi une profondeur assez faible de la mer. Ces mêmes critères reflètent un faible mais régulier approfondissement marin du nord-ouest vers le sud-est. Aucun auteur n'a signalé d'ammonites déterminables des couches d'Effingen de notre région. Par comparaison avec d'autres régions du Jura, on peut estimer que la formation inclut peut-être la partie supérieure de l'Oxfordien moyen, et les parties inférieure et moyenne de l'Oxfordien tardif, donc l'intervalle allant de la zone à *Transversarium* à celle à *Bimammatum*. La patiente recherche d'ammonites, ou le recours à d'autres organismes (p.ex. Dinoflagellés) permettraient seuls de préciser. Les Couches d'Effingen sont épaisses de 150–200 m, mais les plissements dysharmoniques et les étirements qui les affectent peuvent beaucoup modifier ces chiffres.

*Bancs calcaires: passées plus calcaires dans les Couches d'Effingen*

RITENER (1902) distingue, dans son Argovien supérieur (donc dans les Couches d'Effingen) deux paquets surtout marneux séparés par une zone de calcaires hydrauliques; mais, sur sa carte, les calcaires hydrauliques ne sont dessinés qu'autour de l'anticlinal de Grange Neuve–Montjovet et du périclinal NE de la structure des Gîtes–Mouille Faison. En fait, s'il y a bien en certaines régions (anticlinaux du Cochet–Crêt de la Neige et des Gîtes–Mouille Faison) une seule zone plus calcaire, elle est tantôt plus proche du sommet des Couches d'Effingen, tantôt de leur base; ailleurs, on peut distinguer deux zones calcaires: ainsi, à l'est de La Vraconnaz, y a-t-il deux zones épaisses d'une dizaine de mètres, l'une à une vingtaine de mètres au-dessus du mur de la formation, l'autre 30–40 m sous son toit. Au nord de Baulmes, les bandes calcaires deviennent fréquentes: le long du chemin de fer Yverdon–Ste-Croix (530.10/183.15) on en observe trois, dont

l'épaisseur varie de 15–35 m, étagées entre 35 m et 130 m sous le toit des Couches d'Effingen; à l'ancienne carrière de ciment (529.9/183.1), les bancs calcaires constituent près de la moitié des couches et, comme à St-Sulpice NE (REICHEL 1928), on y a trouvé un rameau flotté de conifère (MEISSER 2007). Ainsi, les passages calcaires, à l'évidence lenticulaires, ne constituent pas des repères stratigraphiques; ils ont peut-être une certaine signification paléogéographique, leur abondance croissante du NW au SE indiquant peut-être un approfondissement de la mer. Sauf au nord de Baulmes, où elles sont trop rapprochées pour être représentées à l'échelle du 1: 25 000, nous avons dessiné ces passées afin de rendre plus lisible la tectonique de la masse argovienne.

**i<sub>6</sub> Calcaires oolithiques et pelleteaux («Séquanien») (Oxfordien tardif-Kimméridgien précoce)**  
 («Séquanien», MARCOU 1848; = p. p. Verena-Oolith, LANG 1863)

Il y a transition de l'«Argovien» au «Séquanien». On a vu plus haut que des bancs calcarénitiques annonçant le faciès «séquanien» apparaissent dans la partie supérieure des Couches d'Effingen; de même, des intercalations marneuses grisâtres – mais toujours riches en bioclastes – existent dans la base du «Séquanien». Sur sa carte, RITTENER (1902) distingue des «marnes inférieures du Séquanien inférieur» au NNE de Baulmes; comme CUSTER (1927), nous n'avons pas suivi cette démarche, car cette zone de transition est le plus souvent masquée par les éboulis de Malm calcaire. Le contact «Séquanien»/«Argovien» reflète la progradation vers le sud-est de la plate-forme carbonatée, après une brève régression; il y a très vraisemblablement, du nord-ouest au sud-est, passage latéral et indentation entre carbonates «séquaniens» et marnes «argoviennes». Le sommet du «Séquanien» correspond à une assez brusque baisse du niveau marin, grâce à laquelle on passe des faciès de plate-forme interne à assez haute énergie «séquaniens» aux couches de milieu intertidal du «Kimméridgien» basal. Le «Séquanien» est principalement fait de calcaires oolithiques; les oolithes, généralement millimétriques, atteignent par endroits 3–5 mm de diamètre; des bancs à oncolithes algaires dépassant 2 cm s'observent ici et là (p. ex. 528.05/188.30). Les calcarénites parfois grossières ne sont pas rares dans le tiers inférieur de la formation. Tous ces carbonates sont jaunâtres ou beiges. Ils se sont généralement déposés sous une énergie moyenne, mais, localement, apparaissent des bancs à bioclastes grossiers et stratification oblique témoignant d'une forte énergie. L'épaisseur du «Séquanien» varie de 130 à 150 ou 175 m; les plus grandes épaisseurs sont atteintes au Chasseron et aux Aiguilles de Baulmes: la présence de marnes (passées marneuses, voir plus bas) et d'assez nombreux polypiers, ainsi que la lithologie suggèrent une accumulation de barres oolithiques et calcarénitiques au voisinage du passage de la plate-forme interne à la plate-forme externe. Aucun document paléontologique ne permet de dater avec précision le «Séquanien»; par comparaison avec d'autres régions juras-

siennes, on peut lui attribuer un âge allant de l'Oxfordien tout à fait tardif au Kimméridgien précoce.

### *Passées marneuses*

Ce sont les «marnes moyennes» cartographiées par RITTENER (1902) et CUSTER (1927) dans le secteur Petites Roches-Chasseron; comme eux, nous n'avons distingué ces marnes que dans cette région, où elles permettent de mieux visualiser la tectonique, en particulier la naissance, au sud-est du Chasseron, de l'anticlinal de La Vaux qui prend toute son ampleur sur la feuille Grandson. Ailleurs (partie neuchâteloise du vallon de Noirvaux, gorges de Covatanne), plusieurs bancs marneux dans le tiers inférieur du «Séquanien» sont trop minces, parfois trop rapprochés et probablement lenticulaires pour être utilement cartographiés. Aux Petites Roches, la passée marneuse principale épaisse d'une douzaine de mètres au maximum est à environ 40 m du mur du «Séquanien»; un autre niveau marneux bien plus mince, quelque 15 m plus bas, n'a pas été cartographié. Au Chasseron, la zone marneuse principale est 60–70 m au-dessus de la base du «Séquanien»; trois autres zones marneuses, métriques, sont situées respectivement 10–15 m, 30 m et 40–50 m plus bas; la marne principale du Chasseron peut se suivre jusqu'au bord de la feuille (532.5/191.0) et au-delà: c'est probablement la même marne qui affleure 250 m au nord-ouest, ce qui implique un chevauchement assez important quoique guère visible sur le terrain (pl. I, coupe 3). D'après leur faciès, leurs fossiles (pholadomyes et autres gros lamellibranches) et leur contexte – elles surmontent parfois un hardground et passent vers le haut rapidement à des calcaires de plate-forme interne – ces marnes enregistrent le retour d'une mer temporairement vaseuse après une brève et locale émerision.

### **i<sub>7</sub> Calcaires micritiques («Kimméridgien»)** (Kimméridgien précoce – Tithonien précoce)

Le passage du «Séquanien» aux couches de base du «Kimméridgien» (voir plus bas) a été évoqué ci-dessus. La masse du Kimméridgien consiste en calcaires micritiques blanchâtres et beiges, souvent riches en nérinées et en petites huîtres; les couches profondément bioturbées par les crustacés sont fréquentes: c'est le faciès des «calcaires à tubulures» du Jura méridional français, qui serait peut-être d'âge portlandien précoce. Des dolomies et des calcaires oolithiques clairs forment localement de minces lentilles. De petits bancs stromatolithiques ne sont pas rares; ils deviennent fréquents dans certaines régions (anticlinorium du Mont des Verrières – Montagne de Buttes, flanc SE du synclinorium de La Côte-aux-Fées – Buttes, région des Roches Blanches – Petite Robella) mais ils n'y sont ni assez épais, ni assez continus pour être cartographiés; sur les niveaux à stromatolithes cartographiables et les passées marneuses, voir plus loin.

Le sommet du «Kimméridgien» a été choisi au passage, brusque mais probablement diachrone, des calcaires micritiques bioturbés à nérinées aux calcaires et dolomies souvent stromatolithiques intertidaux (et parfois supratidaux) cartographiés sous le nom de «Portlandien». Ainsi défini, le «Kimméridgien» s'étend probablement du milieu ou de la fin du Kimméridgien précoce au Portlandien précoce inclus. L'épaisseur du «Kimméridgien» dépasse partout 150 m et peut atteindre 200 m.

#### *Couches de base à stromatolithes*

Ces couches de base sont caractérisées par la présence, en alternance avec les lithologies banales du «Kimméridgien», de bancs de calcaire et dolomie micritiques, souvent très finement lités (stromatolithes), contenant des algues (*Dasycladales* et, plus rarement, *Charophytes*), des Foraminifères benthiques (individus parfois nombreux, mais ne représentant qu'une ou de rares espèces) et des Ostracodes. Des grains pelletaux ou des oolithes noirâtres ou rougeâtres sont fréquemment dispersés dans la pâte micritique, on a parfois des faciès «à cailloux noirs». Les structures stromatolithiques sont bien développées, mais nous n'avons jamais vu de figures sédimentaires («tepee structures», polygones de dessiccation) impliquant un milieu supratidal, même temporaire. Il n'est pas toujours possible de cartographier séparément ces couches de base: elle peuvent atteindre jusqu'à 40–50 m d'épaisseur, voire 70 m vers l'angle nord-ouest de la feuille; elles semblent parfois se biseauter, ou alors sont limitées à quelques bancs décimétriques dans les 5–15 m basaux du «Kimméridgien». En plusieurs endroits, nous n'avons pas dessiné ces couches en raison de la mauvaise qualité des affleurements: leur extension, sous la couverture végétale et pédologique, pourrait donc être plus grande que ne le montre la carte.

#### *Passées marneuses*

RITTENER (1902) a assimilé aux Marnes du Banné (MARCOU 1856, 1860) des marnes qu'il a observées dans le Kimméridgien (Covatanne: 531.05/185.45, 530.65/185.00, 531.8/184.8; Cochet: 530.0/187.4; Noirvaux: 529.42/190.05) bien que ne les ayant pas suivies entre ces affleurements dispersés. Certes, lithologie et contenu faunistique de ces marnes et de celles du Banné sont très voisins. Mais, dans notre région, il s'agit de plusieurs niveaux de peu d'extension, lenticulaires. A Noirvaux (529.42/190.05), il y a, dans un intervalle de 14 m (base à 55 m au-dessus de la base du «Kimméridgien») quatre bancs marneux épais de 0,3–1,5 m et totalisant 3,4 m; ces niveaux ne semblent pas se poursuivre très loin vers le nord-est, dans des parois inaccessibles; ils disparaissent rapidement vers le sud-ouest où, à leur place dans la colonne stratigraphique, plusieurs bancs de calcaires lumachelliques (528.3/188.4) contiennent une faune identique. Nous n'avons pas cartographié les niveaux marneux minces et très localisés du type de ceux de Noirvaux. Ce n'est

qu'à Covatanne que deux niveaux marneux méritaient d'être dessinés; le premier, reposant directement sur le «Kimméridgien» basal stromatolithique, est épais de 5–10 m; le second, situé 15–20 m plus haut, n'excède pas 3–6 m, et son extension est limitée.

#### *Couches à stromatolithes*

En deux régions – Les Jeannet (527/192) et le flanc S du Chasseron (531.5/188.0) – on peut distinguer des couches stromatolithiques semblables à celles de la base du «Kimméridgien». L'épaisseur de l'intervalle riche en stromatolithes atteint une vingtaine de mètres aux Jeannet, 30 m au Chasseron. On notera, en ce dernier endroit, le non parallélisme des couches à stromatolithes et de la base du «Kimméridgien» (pl. I, coupes 4, 5, et 6). On peut supposer que ces couches stromatolithiques se sont déposées sur des hauts-fonds de la plate-forme interne, locaux et assez temporaires.

#### **i<sub>8</sub>**      **Calcaires et dolomies stromatolithiques («Portlandien»)** (Tithonien)

Quoique assez rapide, le passage du «Kimméridgien» au «Portlandien» est progressif: par endroits, il y a quelques bancs stromatolithiques «flammés» sous la limite cartographique; de même, il peut y avoir récurrence de bancs micritiques à nérinées et petites huîtres et de calcaires «à tubulures» en dessus de cette limite. Le sommet de la formation est franc: les bancs sommitaux, saccharoïdes, ont l'aspect d'une dolomie largement cristallisée; en fait, il s'agit de calcaires dédolomités sous l'action des eaux séléniteuses au «Purbeckien» (JACCARD 1990). Mais le contact «Purbeckien»/«Portlandien» n'affleure que rarement, à la faveur de coupes artificielles.

Le «Portlandien» est fait de carbonates en petits bancs, qui se débitent en dalles, nommées autrefois «jaluzes» par les carriers. Les structures stromatolithiques abondent. La couleur varie du blanc crème au gris clair un peu verdâtre et au beige; la roche est souvent parsemée de taches rougeâtres en surface, grises et bleuâtres à la cassure fraîche, taches produites par la bioturbation de micro-organismes: ce sont elles qui justifient les expressions de «calcaires flammés» ou de «calcaires à taches roussâtres» employées par plusieurs auteurs. Les polygones de dessiccation, les «tepee structures», les brèches provenant du démantèlement de stromatolithes, les rides dues soit à de petites vagues, soit au flux et au reflux sont fréquentes. Peu en dessous du sommet de la formation, on trouve (en particulier au flanc SE du synclinorium de La Côte-aux-Fées) des bancs de calcaire micritique pétris de coprolithes de crustacés. Le milieu était principalement intertidal, parfois supratidal. BLÄSI (1980) a décrit en détail une coupe du vallon de Noirvaux, et JACCARD (1988, 1990) plusieurs autres coupes. Le «Portlandien» est épais d'une centaine de mètres. Son âge exact n'est pas connu, il s'agit probablement de Tithonique moyen – tardif.

## CRÉTACÉ

### Remarques sur certains étages du Crétacé inférieur

Bien que les créateurs du Néocomien, du Valanginien et de l'Hauterivien aient surtout établi ces étages d'après les affleurements de la ville de Neuchâtel et de ses environs immédiats, ils tinrent également compte des coupes de la région de Ste-Croix, parfois très fossilifères.

Au 19<sup>ème</sup> siècle, on ne faisait guère de distinction entre litho-, bio- et chronostratigraphie (cette distinction continue d'ailleurs à être parfois méconnue aujourd'hui). On pensait qu'à une formation, définie par son (ses) faciès - au sens originel donné à ce terme par GRESSLY (1838-1841), c'est-à-dire: la somme des caractères lithologiques et paléontologiques d'un groupe de roches - correspondait un âge précis, la notion de diachronie n'était pas perçue. Les nouveaux étages étaient principalement créés sur des critères paléontologiques, souvent étudiés en cabinet. Au lieu du cheminement intellectuel logique, de la lithostratigraphie à la biostratigraphie, celle-ci étant ensuite transcrite en termes chronostratigraphiques plus ou moins précis, on parlait de la biostratigraphie (considérée comme un chronographe parfait, puisqu'elle reflétait des Créations successives) que l'on tentait ensuite de plaquer sur les unités lithostratigraphiques.

Au début du 19<sup>ème</sup> siècle, les auteurs attribuaient ce qui allait devenir le «Purbeckien» et le Valanginien au Jurassique, le Crétacé débutant avec les Marnes d'Hauterive. MONTMOLLIN (1833) abaisse un peu la base du Crétacé, en la faisant coïncider avec la base du Calcaire roux (alors désigné sous le nom de «limonite»); c'est d'ailleurs sur la base de ses travaux que THURMANN (1836) crée l'étage Néocomien, correspondant aux couches situées entre le Marbre bâtard et le Tertiaire - mais il est patent qu'il songeait à celles constituant aujourd'hui le Valanginien supérieur, l'Hauterivien et le «Barrémien». MARCOU (1848) introduit le terme de Marnes de Hauterive. D'ORBIGNY (1852) subdivise le Néocomien en un Néocomien supérieur, pour lequel il propose le nom d'étage Urgonien, et un Néocomien inférieur ou Néocomien *stricto sensu*. DESOR (1854) réduit ce Néocomien *str.s.* en créant un nouvel étage, le Valanginien, correspondant au Calcaire roux. Mais NICOLET (1855) montre que le Marbre bâtard est à ranger dans le Crétacé; accessoirement, il pense que le mot Valangien serait étymologiquement plus correct que Valanginien. En 1859 paraissent les travaux de DESOR & GRESSLY et de MARCOU, fin lithostratigraphe. Ces auteurs proposent une nomenclature cohérente que résume le tableau 2.

COQUAND (1862) crée l'étage Berriasien que surmonte le Néocomien *l.s.* comprenant le Néocomien *str.s.* au sommet et le Valanginien à la base; puis, en 1871 et 1875, il introduit le nouvel étage Barrémien, qu'il considère, au moins partiellement, comme un équivalent pélagique de l'Urgonien. RENEVIER (1873, 1874) propose le nom de Hauterivien pour ce que ses prédécesseurs nommaient Néo-

Tableau 2: *Stratigraphie du Crétacé inférieur.*

MARCOU (1859)	DESOR & GRESSLY (1859)	ETAGES (1991)	
	Aptien	Aptien	
Roches du Maumont	Urgonien supérieur Urgonien inférieur	Barrémien	
Groupe du Château: Pierre jaune de Neuchâtel Marnes de Hauterive	Groupe néocomien Néocomien <i>str. s.</i> : Pierre jaune de Neuchâtel Marnes de Hauterive	Hauterivien	
Groupe de Ste-Croix: Limonite de Métabief Roches d'Auberson (MARCOU 1859, <i>nec</i> JACCARD 1869)		Valangien (ou Valanginien) Limonite (= Calc. roux, = Calc. ferrugineux) Calcaire compact (= Marbre bâtard) Marnes valanginiennes	Valanginien
Marnes de Villiers-le-Lac (MARCOU 1859, <i>nec</i> JACCARD 1869)		Terrain dubisien	Berriasien

comien *str. s.*; il y range toutes les couches allant du toit de l'Hauterivien au mur de son nouvel étage Russillien, sous-jacent à l'Urgonien. Malheureusement, la limite entre Pierre jaune et Urgonien est peu claire à Neuchâtel et à Ste-Croix, où sont rares les passées marneuses fossilifères constituant le stratotype du Russillien.

KILIAN (1894) décide de faire coïncider la base de l'Hauterivien avec la base de la zone à *Radiatus*; il sera suivi par BAUMBERGER (1901) et par la majorité des auteurs du 20<sup>ème</sup> siècle, y compris les pères de l'hypostratotype vocontien du Valanginien (BUSNARDO et al. 1979). C'est faire fi du droit d'antériorité des stratigraphes du 19<sup>ème</sup> siècle. C'est aussi arriver à une impasse: dès lors qu'un stratotype est défini ou redéfini principalement ou même uniquement sur la base de son contenu paléontologique, et non sur son faciès (au sens de GRESSLY 1838-1841), la notion même de stratotype et d'étage perd tout intérêt.

*Ex définitione*, la limite Hauterivien/Valanginien se confond avec le contact Marnes d'Hauterive/Calcaire roux; mais, dans le Nord vaudois et à Neuchâtel, ce contact reflète un hiatus sédimentaire, les quelques décimètres ou mètres basaux des Marnes d'Hauterive présentent des mélanges de faunes.

Il conviendrait de déterminer quelle part du Berriasien de COQUAND (1862) est contemporaine du Valanginien stratotypique: si l'on s'en tenait rigoureusement au principe d'antériorité, le Berriasien serait amputé de cette part, qui tom-

berait en synonymie avec le Valanginien. Mais, dans la région stratotypique, le Valanginien est entrecoupé de hiatus, et les trois formations proposées par DESOR & GRESSLY (1859) sont loin d'être nettement délimitées. Il n'y a pas de formations bien définies et cartographiables, comme c'est le cas dans le Jura méridional: Calcaire roux, Marnes d'Arzier, Calcaire du Val-de-Fier, Couches de la Corratierie, Calcaire de Thoiry (MOUTY 1966). Notons en passant que les formations proposées par STEINHAUSER & LOMBARD (1969) tombent toutes en synonymie avec celles de MOUTY (1966) ou d'auteurs plus anciens.

**i<sub>8</sub>-c<sub>1</sub> Marnes et calcaires limno-saumâtres («Purbeckien») (Berriasien précoce – moyen)**

(= Dubisien, DESOR & GRESSLY 1859; = Marnes de Villers-le-Lac, MARCOU 1859; = Goldberg-Formation, HAEFELI 1964)

Une combe ou vire herbeuse marque cette formation, qui affleure très rarement. Le «Purbeckien» correspond à des conditions laguno-lacustres, conséquence d'une fermeture à peu près hermétique du Bassin jurassien par une barrière récifale aujourd'hui enfouie sous ou un peu en avant du front alpin. De plus, cette époque correspond à une baisse globale du niveau des mers. Les calcaires marins du Valanginien surmontent le «Purbeckien» qu'ils ravinent quelque peu. Lithologiquement, le «Purbeckien» est fait d'alternances de marnes blanchâtres, grisâtres et verdâtres, de petits bancs calcaires beiges ou bruns, et de dolomies claires, plus rares. L'épaisseur du «Purbeckien» est de l'ordre de 20–30 m. Mais cette formation plastique intercalée entre les massifs calcaires du Malm et du Valanginien est souvent affectée par un foisonnement tectonique ou, au contraire, étirée ou laminée. D'après les Ostracodes et les Charophytes, le «Purbeckien» est d'âge berriasien précoce et moyen, le Tithonique supérieur n'étant cependant pas exclu pour les couches basales (OERTLI *in* HAEFELI et al. 1965, MOJON & STRASSER 1987). Un âge surtout crétacé est d'ailleurs aujourd'hui admis pour le stratotype anglais du Purbeckien.

**c<sub>1-2</sub> Marbre bâtard et Calcaire roux (Valanginien)**

(DESOR 1854, *em.* NICOLET 1855; DESOR & GRESSLY 1859)

Il n'est pas possible, sur la feuille Ste-Croix, de cartographier séparément les trois formations constituant, selon DESOR & GRESSLY (1859), le stratotype du Valanginien. Leurs Marnes valanginiennes (= Zone des calcaires et marnes oolithiques gris, BAUMBERGER & MOULIN 1898; «Mergel- und Kalkzone», HAEFELI 1964, HAEFELI et al. 1965) sont soit absentes soit – plus souvent – couvertes par un voile d'éboulis tombés du Marbre bâtard. Si, dans la partie inférieure, les bancs à faciès Marbre bâtard (calcaires micritiques et pelletaux blancs et crème) sont fréquents, et si les 5–10 m sommitaux sont uniquement formés de calca-

rénites plus ou moins limonitiques jaunes et rousses (Calcaire roux), les deux lithologies s'indentent; on ne peut distinguer ici les Marnes d'Arzier: plusieurs minces bancs marneux sont disséminés dans l'ensemble valanginien. Au sommet, un banc de calcaire à oolithes ferrugineuses, épais de 0,1–1 m, n'affleure que rarement (526.65/189.90, 525.75/189.20, région entre L'Auberson et La Limasse); en d'autres endroits, la teinte rouille du sol manifeste sa présence. La base du Valanginien ravine légèrement le «Purbeckien», et son sommet est marqué par un «hardground» parfois enduit de limonite. Les stratifications sont souvent irrégulières dans les bancs à faciès Marbre bâtard, obliques ou entrecroisées dans ceux en plaquettes du type Calcaire roux. Plusieurs surfaces faiblement ravinantes, parfois rougeâtres, indiquent de brefs hiatus. Le Valanginien est épais de 50–60 m. Comme AUBERT & DREYFUSS (1963, partie N de la feuille Orbe), RITTENER (1902) et CUSTER (1927), nous n'avons pas tenté de subdiviser cartographiquement le Valanginien.

**c<sub>3m</sub> Marnes d'Hauterive** (Hauterivien précocé)  
(MONTMOLLIN 1835)

A ces marnes, rarement visibles, correspond une combe. La distinction – au reste assez fallacieuse même dans de bons affleurements – d'une partie supérieure (Marnes à concrétions calcaires, DESOR & GRESSLY 1859) n'est guère possible. Quant à la Couche à *Astieria* (TRIBOLET 1859, = Marnes jaunes, DESOR & GRESSLY 1859), elle se confond lithologiquement avec les marnes sus-jacentes dont elle ne peut être séparée que par ses (rares) ammonites; elle semble d'ailleurs constituer un horizon de condensation, avec mélange de formes des zones à *Callidiscus* et *Radiatus* (respectivement dernière zone du «Valanginien» et première zone de l'«Hauterivien» vocontiens); certaines espèces indiquent un brusque et éphémère approfondissement de la mer (BUSNARDO & THIEULOY 1989). Dans leur ensemble, les Marnes d'Hauterive, légèrement silteuses, avec des miches et minces bancs lenticulaires un peu plus calcaires, sont jaunâtres à la patine et grises et bleues en coupe fraîche. On a vu que leur base, légèrement ravinante, repose sur un «hardground» coiffant le banc sommital du Calcaire roux. A première vue, le passage à la Pierre jaune de Neuchâtel est progressif: les marnes se chargent en miches plus calcaires, des bancs calcaires oolithiques à stratification oblique s'intercalent; mais la présence de joints de stratification irréguliers montre qu'il y eut une série spasmodique de petites régressions et transgressions; malgré tout, ce passage marque la progradation, vers le SE, des faciès de plate-forme plutôt interne sur les marnes de la plate-forme externe. Les deux affleurements classiques du Remblai (526.7/186.3) et de Colas (529.20/184.82, anciennement Collaz; SCHARDT 1895) ont été réétudiés récemment, malheureusement de façon assez contradictoire (REMANE et al. 1989, fig. 10a et b, BUSNARDO & THIEULOY 1989, fig. 7; voir aussi ADATTE & RUMLEY 1984 et WALTER 1972); pour la coupe de Colas, il est dommage

que les nouvelles études n'aient pas tenu compte du contexte tectonique délicat (les couches, très redressées, sont tantôt normales, tantôt renversées), ni des affleurements situés 700 m en aval. Ici, les Marnes d'Hauterive seraient épaisses de 50 m selon RITTENER (1902); mais, dans ce chiffre, il comptabilise deux fois le lit du ruisseau (ses «niveaux» hIb13 et hId2); REMANE et al. (1989) donnent 49 m; dans les deux cas, l'épaisseur des couches hIb de RITTENER a été très surestimée; l'épaisseur totale de la formation n'excède pas 30 m; en aval (529.83/185.34–530.075/185.500), où le Valanginien et l'Hauterivien sont moins redressés, on a 30–35 m de Marnes d'Hauterive. Ces mêmes chiffres se retrouvent dans les synclinaux de La Chaux-L'Auberson, La Côte-aux-Fées et Les Verrières. La base des Marnes d'Hauterive (Couche à *Astieria*) contient des ammonites d'âge à la fois valanginien tardif et hauterivien précoce; le gros de la formation appartient au Zones à *Radius* et *Loryi*; les couches de passage des Marnes d'Hauterive à la Pierre jaune représentent une partie de la Zone à *Nodosoplicatum* (BUSNARDO & THIEULOY 1989); les Marnes d'Hauterive seraient donc de l'Hauterivien précoce, au sens où cet étage est compris dans le domaine vocontien. Mais, en même temps, les Dinoflagellés (par exemple à la coupe de Colas) évoqueraient un Hauterivien plutôt tardif (FAUCONNIER 1989).

**c<sub>3k</sub> Pierre jaune de Neuchâtel** (Hauterivien tardif)  
(MARCOU 1859)

Elle est faite de calcaires oolithiques et pelleteaux, un peu sableux, presque toujours riches en glauconie. Les bancs, en général minces à moyens, sont le plus souvent obliques ou entrecroisés; ce sont parfois des remplissages de chenaux de marées. Il y a quelques minces intercalations un peu marneuses, dépassant rarement un décimètre; on ne trouve pas d'équivalent cartographiable des Marnes d'Uttins (JORDI 1955), qui atteignent 4–5 m dans la région d'Yverdon. La formation est jaune, parfois un peu verdâtre ou rougeâtre à l'altération, gris bleutée dans les coupes fraîches. Il y a d'assez nombreux diastèmes, en particulier dans le tiers supérieur de la formation. La limite supérieure de la formation est mal définie: aux couches obliques succèdent des stratifications plus horizontales, la glauconie disparaît, les calcaires, même frais, sont de couleur beige jaunâtre. La Pierre jaune de Neuchâtel est épaisse de 40–50 m. Son âge est mal connu: formellement, et *ex definitione*, elle constitue l'Hauterivien tardif; mais, on l'a vu, son toit est flou, et aucun auteur ne l'a clairement situé; la seule datation par des ammonites concerne les Marnes d'Uttins du Chamblon qui appartiennent à la Zone à *Nodosoplicatum* (BUSNARDO & THIEULOY 1989). A Neuchâtel et Colas, des dinoflagellés de l'Hauterivien supérieur (au sens vocontien) existent dans toute l'épaisseur des Marnes d'Hauterive (FAUCONNIER 1989); dans la Pierre jaune, les échantillons de surface, oxydés, sont stériles (MILLIoud 1967), mais il conviendrait d'étudier des échantillons de forage, non altérés.

**c<sub>4</sub> Calcaires micritiques, oolithiques et pelletaux (Barrémien)**  
 («Urgonien», «Russilien»)

Avant l'introduction de l'étage Urgonien (D'ORBIGNY 1852), ces couches étaient rangées dans l'étage néocomien; elles furent ensuite désignées sous le nom, soit de Néocomien supérieur, soit d'Urgonien. Après la création de l'étage Barrémien (COQUAND 1871), les auteurs ont parlé tantôt d'Urgonien, tantôt de Barrémien. Ils ont généralement distingué deux formations: le «Barrémien» inférieur (ou Urgonien jaune) – formation que RENEVIER (1873, 1874) éleva au rang de stratotype de son Russilien – et le «Barrémien» supérieur (ou Urgonien blanc). Le «Barrémien» inférieur, oolithique, calcarénitique, à minces passées un peu marneuses, serait épais de 55–60 m dans la région d'Orbe (CONRAD & MASSE 1989 b) où l'on peut fixer de manière assez satisfaisante sa limite supérieure; cette limite devient floue vers le nord, et vers Neuchâtel où les couches que l'on peut paralléliser avec le «Barrémien» inférieur d'Orbe-Mormont ne dépassent pas 20 m, les deux faciès s'indentent (SCHARDT & DUBOIS 1902). Tel est aussi le cas sur la feuille Ste-Croix. L'érosion karstique durant l'Eocène (et peut-être aussi au Crétacé moyen) a éliminé le «Barrémien» dans le synclinal des Verrières, bien qu'il ait été préservé plus au nord-ouest dans le synclinorium du Bief-des-Lavaux-Morteau. Le «Barrémien» est bien développé entre Buttes et Chez-la-Leuba, où sa partie inférieure (20–30 m) consiste uniquement en calcaires oolithiques et calcarénites jaunes – dont la limite avec la Pierre jaune sous-jacente est assez imprécise – alors que la partie supérieure (environ 40 m au maximum) est faite d'alternances de ces mêmes carbonates jaunes et de calcaires bioclastiques clairs dont certains contiennent des coraux et des rudistes. Le «Barrémien» peut atteindre jusqu'à une centaine de mètres dans le synclinal de L'Auberson-La Chaux; à Entre Roches (527.40/187.05) où l'on mesure environ 80 m, la partie inférieure où prédominent les calcaires jaunes et la partie supérieure où ils alternent avec des bancs blancs sont d'épaisseur sensiblement égale; ailleurs aux bords sud-est et sud-ouest de la cuvette, le «Barrémien» affleure mal, et il est redressé et renversé, probablement en partie laminé le long de son flanc NW. Les affleurements disséminés du vallon de Noirvaux et du Grand Suvagnier (528.08/187.95, 528.90/188.35, 529.05/188.75, 529.6/189.6, 530.1/190.4) et ceux de La Jougna (525.37/182.10, 525.65/182.10), sont souvent tectonisés. Ceux des bords sud et sud-est de la cuvette de Ste-Croix-La Sagne et ceux de Feurtille (Pipechat) sont médiocres. Au sud-ouest de Baulmes (529.55/182.10), la Molasse de l'Oligocène supérieur repose directement sur le «Barrémien» inférieur à faciès de La Russille, épais d'une trentaine de mètres et aujourd'hui plutôt couvert (RITTENER 1902, p. 48 s). A Buttes, à La Jougna, au sud-est de La Sagne et près de Baulmes, le «Barrémien» est tronqué par la discordance sous-tertiaire. De L'Auberson à La Chaux et à Noirvaux Dessous, il est surmonté par des couches aptiennes qui le ravinent faiblement. Le manque de netteté de la limite lithostratigraphique entre Pierre jaune de Neu-

châtel et «Barrémien» et le manque de fossiles marqueurs entre Marnes d'Uttings et Aptien font qu'on ne peut guère préciser l'âge de la formation; mais il est certain qu'elle est, en bonne partie, barrémienne: les travaux des paléontologues qui étudièrent, au 19<sup>ème</sup> siècle, les faunes de mollusques, d'échinodermes, etc., en font foi, comme d'ailleurs les travaux plus récents sur les foraminifères benthiques (REICHEL *in* HAEFELI et al. 1965, ARNAUD-VANNEAU & MASSE 1989). Dans la région Orbe-Vaulion-Mormont, ces derniers auteurs attribuent à l'Hauterivien supérieur ou au «Barrémien» inférieur leur ensemble faunistique moyen, apparaissant, en lithostratigraphie (selon les coupes peu convaincantes de CONRAD & MASSE 1989 b, qui n'ont guère tenu compte de la carte d'AUBERT 1963), vers le quart ou le tiers du «Barrémien» inférieur. L'ensemble supérieur, d'âge barrémien, débute soit près du sommet du «Barrémien» inférieur (Orbe, ARNAUD-VANNEAU & MASSE 1989, tab. 2, *nec* fig. 2), soit à la base du «Barrémien» supérieur (Vaulion), soit un peu plus haut (Mormont); à cette dernière localité, la base du «Barrémien» supérieur contient une espèce du «Barrémien» supérieur et de l'Aptien.

En conclusion, il se peut que la partie basale du «Barrémien» inférieur soit encore hauterivienne, mais la masse du «Barrémien» est bel et bien d'âge barrémien. Certains auteurs (REMANE et al. 1989, CLAVEL 1989, CLAVEL & CHAROLLAIS 1989) ont tenté de vieillir le «Barrémien»: mais aucune ammonite n'a jamais été signalée, dans le Nord vaudois et à Neuchâtel, entre les Marnes d'Uttings et le Gargasien (JACOB 1907). Il n'y a aucun argument paléontologique permettant de placer la limite chronostratigraphique Barrémien/Hauterivien ailleurs qu'à la base ou dans le «Barrémien» inférieur, qui, d'ailleurs, est coupé par de nombreux hiatus: à de faibles épaisseurs peuvent correspondre de longs intervalles de temps.

Cette question n'a pas encore été tranchée et, depuis la rédaction des lignes précédentes par D. Rigassi en 1991, la controverse perdure et a suscité de très nombreux travaux; on en trouvera une liste sommaire dans les bibliographies de CLAVEL et al. (2007) et de ADATTE et al. (2005).

**c<sub>7-8</sub> Calcaires et marnes (Albien tardif – Cénomannien)**

**c<sub>5-7</sub> Sables phosphatés et glauconieux, argiles, calcaires gréseux et lumachelles (Aptien – Albien moyen)**

Le Crétacé post-barrémien de la région de Ste-Croix a suscité une abondante littérature paléontologique qui permet d'en démêler assez correctement la biostratigraphie. Malheureusement, la lithostratigraphie, bien connue dans ses grandes lignes depuis plus d'un siècle, reste peu précise dans le détail; cela tient d'ailleurs autant à la médiocre qualité des affleurements et à la complexité tectonique de la région au SSE de La Vraconnaz qu'à un certain manque de rigueur des stratigraphes. Le dessin manuscrit inédit de MAILLARD est probablement le plus fidèle de tous les documents consultés (fig. 2); il montre la coupe-type de l'étage Vra-

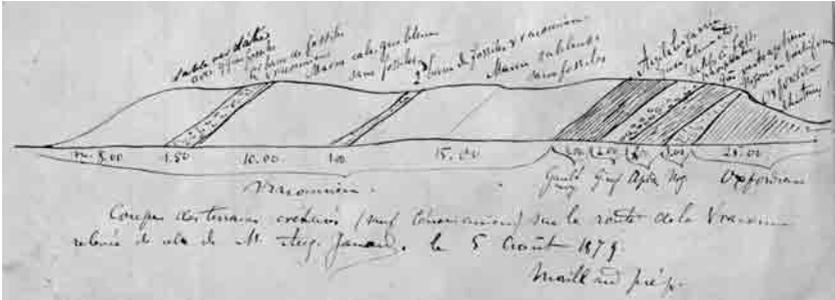


Fig. 2: Coupe-type de l'étage Vraconnien de RENEVIER (1867), relevée par Aug. Jaccard au lieu-dit Les Parchets, le long de l'ancienne route de La Vraconnaz, entre 527.25/187.90 et 527.26/187.95.

Dessin inédit, recopié dans les notes d'Auguste Jaccard par MAILLARD et daté du 5.8.1879.

Archives du Musée cantonal de géologie, Lausanne.

connien de RENEVIER (1867) qui affleurerait au lieu-dit Les Parchets (ne figure pas sur la CN), entre 527.25/187.90 et 527.26/187.95. RITTENER (1902, p. 53) exécuta là deux petites fouilles. En 1964, le Musée d'Histoire naturelle de Bâle creusa une tranchées dans le même secteur (527.24/187.88 – 527.26/188.94) dans l'espoir de mieux situer l'étage Vraconnien de RENEVIER (1868), but qui ne fut pas atteint (RENZ & LUTERBACHER 1965). Par la suite, les investigations furent complétées par quelques petites fouilles à la pelle et sondages à la tarière (RENZ & JUNG 1978); les deux cartes des auteurs précités, au demeurant contradictoires, sont très interprétatives et erronées sur bien des points. Le tableau 3 et la figure 3 résument la stratigraphie de cette région; on y a porté les données des forages géotechniques du Miguet NOR, 600 m à l'est (BUREAU NORBERT 1970) et, surtout, notes inédites de M. Weidmann (1988), avec déterminations paléontologiques dues à M. Moulade, H. J. Oertli et O. Renz.

En 1999 a paru la thèse de SAUVAGNAT qui apporte de précieuses informations biostratigraphiques et paléocéologiques sur l'Aptien et l'Albien des secteurs du Miguet, de L'Auberson et de La Vraconnaz. SAUVAGNAT a étudié à nouveau le matériel des sondages NOR 1970 du Miguet et du sondage BP 12 de L'Auberson; il a en outre décrit un des nouveaux sondages CSD 1993 du Miguet, proche du sondage NOR 8, ainsi que de nombreux échantillons récoltés dans diverses fouilles et affleurements (voir SAUVAGNAT 1999, p. 21s, 113ss). Ses résultats sont résumés aux p. 134–136; ils diffèrent parfois de ceux exposés ci-dessous par D. Rigassi.

Rappelons que l'étage Vraconnien de RENEVIER (1867) n'avait pas été retenu par les stratigraphes du 20<sup>ème</sup> siècle et il fut abandonné. Mais il a été récemment question de le réhabiliter (AMEDRO 2008).

Certaines épaisseurs données par RENZ et al. (1963), RENZ & LUTERBACHER (1965) et RENZ & JUNG (1978) sont exagérées; les chiffres très bas reportés sur le dessin de MAILLARD (1879, inédit) pour l'Albien argileux et le grès aptien sont cor-

rects, mais il s'agit de couches tectonisées, proches du grand décrochement WNW-ESE mettant en contact le «Barrémien» écrasé et les Couches d'Effingen verticales.

Une surface encroûtée de limonite sépare l'«Aptien» du «Barrémien» karstifié et rubéfié; peu visible sur le terrain, elle a été observée par M. Weidmann (notes inédites 1988) dans le sondage NOR-1 du Miguët; de 6,7-8,2 m l'Albien phosphaté contient des *Palorbitolina lenticularis*, remaniées; de 8,2-13,2 m on a des calcaires gréseux et des sables plus ou moins argileux de l'Aptien qui contiennent cette même espèce; et de 13,2-16,5 m le «Barrémien» au toit «corrodé, taraudé, cuirassé de rouge», est parcouru de «fissures rouge grenat de moins d'1 mm d'épaisseur avec remplissage ferrugineux-argileux»; en raison du pendage de 50°, les épaisseurs vraies font 65% des épaisseurs intersectées. Non loin, un affleurement (527.83/187.68) recoupé par plusieurs failles NNW montre, sous 3-4 m de grès calcaires noduleux glauconieux, 1 m d'un calcaire grésoglauconieux lumachellique à grandes huîtres; les deux roches contiennent des oolithes ferrugineuses; immédiatement au sud-ouest, des argiles rouges et bleues pointent ici et là dans les éboulis: c'est l'Albien argileux à riche microfaune. 0,7-1 km au sud-ouest (527.33/187.10-527.15/187.00), il y a dans le sol des fragments d'Aptien: calcaire grésoglauconieux, marno-calcaires glauconieux jaunes verdâtres à orbitolines: c'est la «petite combe rhodanienne» de RITTENER (1902, p. 52). Même Aptien calcaréo-gréseux au lieu-dit La Scie Besse (527.40/187.87). Des blocs de calcaire aptien à grandes huîtres se voient dans certaines dolines au nord-ouest du Carre (nord de L'Auberson) et près des Granges Jaccard (525.4/187.3). Le forage de calibrage sismique BP 12 (env. 526.3/186.2) a traversé les calcaires lumachelliques gréseux de 36-39 m, les grès glauconieux argileux de 45-48 m et le «Barrémien» supérieur plus bas, le pendage reste inconnu (M. Weidmann notes inédites 1988; voir aussi SAUVAGNAT 1999). *Palorbitolina lenticularis* indique un âge bédoulien ou barrémien tardif; les foraminifères du «Barrémien» sous-jacent (REICHEL in RENZ & LUTERBACHER 1965) indiquent le «Barrémien» moyen ou supérieur; on ne peut donc estimer l'importance du hiatus, sans doute bref, séparant «Barrémien» et Aptien. Selon JACOB (1907), de rares ammonites de la région de la Scie Besse, en partie rubéfiées, indiqueraient le Gargasien et le Clansayésien auct.

Le contact Albien/Aptien est lui aussi ravinant; on sait que dans quelques régions du Jura, l'«Aptien» supérieur manque; ailleurs, il est représenté par de minces dépôts néritiques; mais les ammonites aptiennes remaniées ne sont pas rares dans l'Albien; on sait aussi que des poches karstiques à remplissage albien peuvent pénétrer jusque sous les Marnes d'Uttins au Mont Chamblon (JORDI 1955).

L'«Albien» inférieur sableux, glauconieux, phosphaté, est un faciès de condensation. Il n'affleure plus guère, mais on trouve parfois ses fossiles phosphatés dans le sol (S de La Vraconnaz, 527.35/187.85, doline près du Carre, 525.3/186.4, E de La Chaux, 527.25/187.05). Les sondages Miguët NOR-1 et NOR-2 l'ont tra-

versé. Des fouilles en quête de phosphates l'ont autrefois reconnu à l'est et au sud-est de La Chaix (FALCONNIER & LOMBARD 1943, GLAUSER 1943).

L'«Albien» moyen, argileux et pyriteux, fait suite à l'Albien phosphaté assez brusquement mais, semble-t-il, sans hiatus. Il reflète un milieu marin assez profond, en partie euxinique. Il n'affleure nulle part de façon satisfaisante; on en voit des traces en quelques points: sud de La Vraconnaz (527.25/187.90, 527.35/187.85), Le Miguet (527.83/187.67). Selon les auteurs et d'après les sondages du Miguet NOR, les argiles, à peine silteuses et riches en nodules et fossiles pyriteux, sont surtout grises, bleuâtres, noirâtres, mais aussi ocre, brunes, ou rouge brique; M. Weidmann (notes inédites 1988) a identifié cette formation dans le forage de calibrage sismique BP 12 (env. 526.3/186.2) entre 24 et 27 m, mais les ostracodes qui y ont été déterminés par SAUVAGNAT (1999, fig. 20) indiquent l'Albien précoce. Les ammonites montrent que le tiers ou la moitié supérieurs de l'Albien moyen manquent, sans que l'on puisse décider si c'est le résultat d'une absence de sédimentation, ou d'une érosion sous-marine.

Le contact de l'«Albien» supérieur gréseux sur l'«Albien» moyen argileux est très franc. Cet «Albien» supérieur représente des barres sableuses ou des dunes sous-marines, et ne s'est probablement déposé que par endroits. Entre «Vraconnien» à ammonites et Albien argileux, l'épaisseur de l'Albien sableux était de 3,5 m dans l'une des fouilles (env. 527.25/187.90) de RITTENER (1902), et de 2,1 m dans la seconde (env. 527.30/187.82). L'«Albien» supérieur et le «Vraconnien» manquent aux forages NOR-7 et NOR-8 du Miguet; un laminage tectonique semble exclu, car les argiles plastiques de l'«Albien» moyen sont conservées. L'«Albien» supérieur est visible dans la tranchée au sud de La Vraconnaz (527.25/187.92); un peu au nord-ouest, les grès et sables sont un peu argileux. Au forage BP 12 (env. 526.3/186.2), M. Weidmann (notes inédites 1988) attribue à l'Albien tardif des silts argileux et glauconieux forés entre 15 et 18 m, alors que pour SAUVAGNAT (1999), il s'agit probablement de l'Albien moyen.

Le mince «Vraconnien» stratotypique de RENEVIER (1868, 1869) a été essentiellement établi sur des bases paléontologiques, en raison de la richesse inouïe de sa faune – plus de cent espèces d'ammonites, des centaines d'espèces d'autres mollusques, etc. Cette faune suggère qu'il s'agit d'une thanatocénose.

Les marno-calcaires clairs à foraminifères planctiques du Cénomaniens ravinent légèrement les dépôts de l'Albien: ils contiennent à leur base des fragments et des fossiles remaniés de celui-ci; le hiatus fut pourtant de faible durée, puisqu'il n'y a lacune d'aucune zone d'ammonites. Contrairement aux avancées marines du Crétacé précoce venues avant tout du sud ou du sud-est (BAUMBERGER 1901), la transgression du Crétacé tardif s'est faite du nord-ouest vers le sud-est (GUILLAUME 1966).

La fréquence, dans les dépôts tertiaires, de fragments rocheux et, surtout, de foraminifères planctiques remaniés indique que les dépôts albien et cénomaniens, mais aussi turoniens et sénoniens précoces étaient, à l'origine, assez large-

Tableau 3: Comparaison des épaisseurs du Crétacé «moyen», en mètres.

Ages	Zones d'ammonites	Formations (informelles)	Lithologie	SSE de La Vraconnaz (52715-52740/187.75-187.95)						Le Miguet (cf. fig. 3)		
				JACCARD 1879	RIITENER 1902	CUSTER 1934	RENZ et al. 1963	RENZ & JUNG 1978	RIGASSI 1991	Affleur. 527.83/187.68	Sondages N°1, 2	Sondages N°7, 8
CÉNOMAN.	Mantelli	Rotomangien	marmo-calc. gris clair.	6+		2-3	70+–11+	10+	6+			~ 4
	Dispar	Vraconnien s. str.	grès et sables argileux, glauconieux	0.6–0.9	0.7–1.2	~ 5	0.9–2	2.2	3-9			
Inflatum	Albien gréseux	4.8-9		2.1–3.5	22–28		22.6					
ALBIEN moyen	Cristatum											
	Lautus											
ALBIEN précéce	Dentatus	Albien argileux (A. pyriteux)	argiles noires et bariolées	1.8		10	10–15	13.9	8–10		~ 7	2+
	Raulinianus											
	Dutempleana	Albien phosphaté (A. sableux)	sable phosphaté glauconieux	1.2	à peine 1		1–1.8	1	1		1+	pas atteint
	Tardefurcata	zones condensées										
APTIEN précéce		Grès aptien	grès glauconieux	1.8	≤ 2–3	2–3	2–3	2	5	4.5+	~ 3.2	
		Rhodanien	calc. gréseux marnes				10	2				
BARR.		Urgonien blanc	calcaire biolastique									

ment distribués. Quelques affleurements du Jura français et certains forages bressans montrent que l'épaisseur totale du Crétacé tardif n'a nulle part dépassé 50–80 m.

Sur la carte, nous avons distingué les dépôts de l'Aptien – Albien moyen (c<sub>5-7</sub>) et ceux de l'Albien tardif – Cénomaniens (c<sub>7-8</sub>) afin de mettre en évidence les minuscules affleurements de ces derniers (S de La Vraconnaz), rarement préservés dans le Jura. La feuille Mouthe au 1:50 000 montre à Jougnena de l'Aptien (525.55/182.40) et de l'Albien (525.35/182.05 – 525.10/181.95, et 524.85/181.80); il s'agit en fait de confusions avec la Molasse marine miocène, ou avec la Pierre jaune de Neuchâtel.

Sur les minuscules affleurements d'Aptien et de Cénomaniens de Noirvaux Dessous et du Grand Suvagnier, voir p. 41 et 86 et fig. 3 B.

En 1993, trois nouveaux forages ont été faits au lieu-dit Le Miguet, à l'instigation du Bureau CSD (Le Mont, VD); numérotés de 8 à 10 (bien que les fo-

Fig. 3: Stratigraphie du Crétacé «moyen» et de la Molasse. A: La Vraconnaz – La Chaux – Le Miguet; B: Grand Suvagnier – Vallon de Noirvaux. Coupes projetées sur des plans environ NW–SE (longueurs: A 800 m, B 500 m). Emprunts à HUBER (1918), RITTENER (1902), JEANNET (1926), M. Weidmann (notes inédites, 1969–1977).



rages Miguët NOR 1970 du Bureau NORBERT soient déjà au nombre de 8!), il s'agit de:

- CSD-MIG-8, 527.905/187.745, env. 10 m au SSW de NOR-6:
  - 0-2,5 m, remblai et Quaternaire
  - 2,5-8,5 m (PT), Albien argileux.
- CSD-MIG-9, 527.85/187.70, env. 25 m SW de NOR-7:
  - 0-1,7 m, remblai et Quaternaire
  - 1,7-3,6, Albien argileux
  - 3,6-7,1 (PT), Aquitanién.
- CSD-MIG-10, 527.80/187.63, env. 20 m SSW de NOR-8:
  - 0-5,5 m, remblai et Quaternaire
  - 5,5-10,0 m (PT), Albien argileux.

L'Aquitanién de CSD-MIG-9 est incliné, alors que l'Albien de ce forage et des deux autres est sub-horizontale; ce qui suggère que les dépôts albiens plastiques, glissés, ont débordé les formations aquitaniennes vers le NW.

## TERTIAIRE

### Eocène

#### Sidérolithique

Sur la feuille Ste-Croix, le Sidérolithique est limité à des enduits argilo-limotiques rouges avec quelques petites pisolithes ferrugineuses tapissant les fissures des paléolapiez du synclinal des Verrières (523.7/193.9, AUBERT 1972, et, juste en dehors de notre carte, 522.55/192.90, RIGASSI 1977 b). L'élargissement d'un virage de la route Noirvaux-Chalet de la Maya (529.30/188.77) a dégagé les couches verticales du «Portlandien», dont l'une montre un petit conduit karstique colmaté par de l'argile brune et ocre avec lits de sable quartzeux. L'âge de ce remplissage n'est peut-être pas éocène (voir p. 58).

Les débris de croûte et les pisolithes ferrugineuses remaniées sont fréquents dans la Molasse. Les imprégnations rouges dans le «Barrémien» du Miguet (527.70/187.45–527.80/187.65) et du Carre (525.45/186.47) sont plus probablement liées à la brève émergence aptienne (p. 36) qu'à la phase latéritique éocène.

### Oligocène

#### Molasse d'eau douce inférieure (USM)

##### o<sub>3</sub> Calcaires lacustres; Marnes et grès fluviaux (Chattien précoce)

Près de Baulmes (529.63/182.20), quelques bancs de calcaire lacustre affleurent, à 2 m au-dessus du «Barrémien» inférieur; la lacune est probablement occupée par la marne rouge signalée par RITTENER (1902, p. 57), aujourd'hui invisible. On retrouve ces calcaires sur la feuille Orbe (528.60/196.07, 528.75/178.93), où ils sont à tort attribués à la formation des Calcaires et Dolomies du «Chattien» supérieur. Ces calcaires peuvent être attribués au Calcaire de Grilly (RIGASSI 1957), formation très diachrone qui reflète l'épisode initial de la subsidence molassique avant que n'arrivent les apports clastiques alpins; mais il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'une formation plus ancienne, comparable aux calcaires d'eau douce d'Orbe, d'âge oligocène précoce (WEIDMANN 1984). Des marnes bariolées et du grès affleurent très mal à l'angle sud-est de notre feuille (532.5/182.2), les affleurements étant un peu moins médiocres sur les feuilles Grandson (532.55/182.21, 532.72/182.20) et Orbe (532.2/181.8–532.30/181.95); il s'agit des Marnes bariolées *l.s.* de KISSLING (1974), ici non datées; l'âge de cette formation est discuté p. 44 et suivantes. La géophysique (MEYER DE STADELHOFEN 1973, LORIOL 1975, CGG 1976 et 1977, JORDI 1990), laisse supposer que cette formation est assez étendue, sous le Quaternaire, au SSE de Baulmes et de Vuiteboeuf (cf. schéma tectonique).

## Miocène

### Molasse d'eau douce inférieure (USM)

#### **m<sub>1</sub>** Marnes et silts lacustres et fluviaux (Aquitainien)

Les meilleurs affleurements – au vrai médiocres – sont ceux du synclinal de La Chaux – Suvagnier. Quoique cette formation soit traditionnellement rattachée à la Molasse, il s'agit de faciès atypiques, très distaux, où les grès à clastes alpins sont assez rares.

La base de la formation est visible à Noirvaux Dessous (529.50/189.81, fig. 3 B): sur les calcaires gréseux de l'Aptien ravinés avec fissures enduites de matériel argileux rouge repose une roche blanche, assez dure, *gompholithique*; les deux roches, entre lesquelles il n'y a pas de discordance angulaire perceptible, plongent d'une vingtaine de degrés au SE; la roche blanche, visible sur quelques décimètres, est un grès quartzeux extrêmement fin, cimenté par très peu de calcite; des galets de calcaires de l'«Aptien» et du «Barrémien» d'un diamètre de quelques millimètres à 2 cm, arrondis, souvent corrodés, toujours rubéfiés ou noircis, assez mal classés, forment moins de 50% de la roche; chaque galet est entouré d'une mince couche rougeâtre argileuse, à son tour entourée d'une ou plusieurs couche(s) calcitique(s): c'est le faciès de la gompholithe «pralinée», avec encroûtement par les cyanophycées. Cette gompholithe est surmontée par quelques centimètres d'une argile rougeâtre et jaunâtre; sur rive gauche de la Noiraigue, le «Portlandien», plongeant de 60° au SE, n'est qu'à une vingtaine de mètres de l'Aptien: la rivière coule donc sur un important accident tectonique (p. 88). Plus haut stratigraphiquement, RITTENER (1902, p. 56s) avait observé (env. 529.5/189.8 – 529.55/189.70) une marne argileuse rouge à gypse et fossiles crétacés remaniés. Près du pt 997 m (529.16/189.25 – 529.23/189.33) des argiles rouges et jaunes affleurent dans le lit de la Noiraigue; elles contiennent quelques galets arrondis, corrodés, rubéfiés, d'«Aptien» et de «Barrémien», et des lentilles d'un sable quartzeux très fin, un peu induré, et envahi par du gypse cristallisé. Au microscope, on y voit quelques petits quartz bipyramidés. Les marnes rouges, en position tectonique bizarre (p. 88), signalées par JEANNET (1926) au Grand Suvagnier (env. 529.65/190.25) ne sont plus visibles; on ne peut dire s'il s'agit d'Albien ou de Tertiaire.

Des coupes ont été décrites dans la région de Franc Castel (527.1/187.1 – 527.40/187.35) par RITTENER (1892, 1902), DOUXAMI (1895, 1896), puis par WEIDMANN et al. (2003). En 1977, une amélioration de la route Ste-Croix – La Vraconnaz a permis de lever une coupe plus au nord-est (527.65/187.60, fig. 3 A), montrant la transgression de l'OMM sur l'Aquitainien: le contact OMM/USM se voit également, mais moins bien, aux points 527.30/187.75, 526.9/187.8, et 527.52/187.48; il a été traversé – en position renversée – par le forage 3 du Miguet (M. Weidmann, notes inédites 1988). JEANNET (1926) a donné des coupes d'entre Noirvaux Des-

sous et Grand Suvagnier, et M. Weidmann (notes inédites 1977) a levé une coupe au pt 1052 m.

La Molasse d'eau douce inférieure aquitanaise de La ChauX-Noirvaux-Petit Suvagnier peut se subdiviser comme suit, de haut en bas:

- Calcaires blancs, rosés, brunâtres, parfois à oncolithes et autres structures algaires, lacustres (ou même saumâtres), et calcaires travertineux et calcrètes (*bancs calcaires*). Ils alternent avec des marnes grises, beiges, verdâtres ou noirâtres, lacustres et palustres. Un *banc gréseux* épais de 1-1,7 m forme la base de ces couches à l'ENE de La ChauX; encore affleurant, mais altéré, il avait été mis à nu, frais, dans une tranchée de drainage (527.54/187.42) en 1977; le faciès est celui de la Molasse grise de Lausanne, pourtant ici plus clair, moins verdâtre (quartz plus abondant, menus fragments de calcaires crétacés); les minéraux lourds (épidote: 85%, grenat: 3%, hornblende: 2%, résistants: 3%) sont voisins de ceux de l'Aquitainien et du Chattien terminal de la région Morges-Yverdon (VERNET 1958, 1964, WAGNER 1969, MAURER 1983); la plus forte teneur en épidote et celle plus faible en grenat reflètent la plus grande distance de transport; 12% des grains de quartz, bipyramidés ou en gerbe, «authigènes», sont probablement remaniés des couches sous-jacentes; d'après leurs inclusions, 73% des quartz détritiques proviennent de roches ignées et 27% de roches métamorphiques, ce qui est caractéristique de l'Oligocène terminal-Miocène basal (WAGNER 1969).

Cette série calcaréo-marneuse est épaisse de 20-30 m; c'est dans son tiers inférieur que se situe en 527.330/187.235 la riche faune de La ChauX, collectée par RITTENER en 1892, puis en 1918 et 1993-1994, lors de fouilles paléontologiques menées par les Musées d'Histoire naturelle de Bâle et de Lausanne (WEIDMANN et al. 2003; voir aussi STRUNCK 2001 et SCHÄFER 2005). La faune récoltée dans la couche 7 de la fouille de 1993-1994 constitue le type de l'«assemblage-zone» de La ChauX 7 de ENGESSER & MÖDDEN (1997), qui correspond à la zone MN 2 a de MEIN (1989), donc à la partie précoce de l'Aquitainien tardif. Le sondage 3 du Miguet a pénétré les quelques mètres sommitaux de cet Aquitainien tardif (M. Weidmann, notes inédites 1988).

- La partie inférieure, non datée paléontologiquement, serait surtout faite, à l'est de La ChauX, de marnes rouges (RITTENER 1892, 1902; DOUXAMI 1895, 1896); aujourd'hui, on ne voit plus que de minuscules pointements de marnes et marno-calcaires saumon, le sol sableux suggérant la présence de rares bancs de grès. Le forage Miguet 7 a traversé, sous le Cénomaniens renversé, quelques mètres de grès silteux gris, verts et beiges, et des marnes et argiles silteuses grises, verdâtres et brunes à hélicidés; à la base, les grès sont conglomératiques (M. Weidmann, notes inédites 1988); ces couches représentent la base de l'«Aquitainien» inférieur. A Noirvaux Dessous-Grand Suvagnier, les conglomérats parfois «pralinés» ( $m_{1a}$ ) et les argiles rouges à gypse suggèrent

des flaques éphémères sous un climat chaud, et des rivières temporaires. Ici, comme à La Chaux, l'«Aquitaniens» supérieur ne dépasse pas 20–30 m.

La lacune de l'Aquitaniens au sondage Miguet 4 est probablement stratigraphique.

Suite à un glissement de terrain, un nouvel affleurement est apparu en 1993 à Noirvaux, en 528.57/188.13. Une douzaine de mètres de marnes argileuses et silteuses avec quelques passées sableuses et de rares et minces niveaux calcaireux était renversée (15–20°/SE) sur l'OMM. Un petit niveau noirâtre a fourni d'abondants débris végétaux et quelques dents et os de poissons (M. Weidmann, notes inédites 1993). Cet affleurement n'est plus visible. Deux forages avaient été faits après le glissement:

- F-1, 528.54/188.13, vertical, a été arrêté à 21,3 m dans l'OMM,
- F-2, 528.555/188.120, incliné à 45° au SE, a atteint 16,2 m, dans la Pierre jaune de Neuchâtel (renseignements aimablement fournis par J.-M. Wicht, GEOTEST, Lausanne).

D'autres affleurements attribués à l'«Aquitaniens» à La Jougna (525.30/182.15 et 525.55/182.17) sont des conglomérats très peu granoclassés à galets anguleux ou subarrondis de Crétacé souvent rubéfiés; la rare matrice rougeâtre est argilo-sableuse. 3,5 km au sud-ouest (522.40/180.23), on voit, sous le «Barrémien» renversé, de bas en haut stratigraphiquement, une argile ocreuse tenace (0,1 m), un banc de calcaire travertineux à gros quartz disséminés et petites oncolithes (2–3 mm), une argile grise et jaune à caliche (0,1 m), et des silts rouges et jaunes avec quelques nodules de caliche et des passées conglomératiques (5 m); les galets proviennent de l'Hauterivien, du Barrémien, de l'Albien et du travertin sous-jacent; les rares minéraux lourds et le quartz sont principalement remaniés de l'Albien-Aptien; il y a de petites pisolithes ferrugineuses (Sidérolithique remanié) et quelques quartz bipyramidés ou en gerbes.

Près de La Sagne (528.4/184.8), 8 – 10 m de conglomérats reposent, semble-t-il, sur le «Barrémien»: les galets, relativement bien classés, dérivent du «Barrémien» pour les plus gros (plus de 5 cm), de l'ensemble du Crétacé inférieur pour les plus petits, et quelques-uns, très petits, du «Portlandien»; la matrice, sableuse, est jaunâtre.

Quelques mauvais affleurements de marnes sableuses grises et d'argile plastique ocre, rouge et grise apparaissent dans le cœur du synclinal Buttes – Chez la Leuba (530.4/192.5).

0,5–0,7 km au sud et au SSW de Buttes, on trouve dans le sol des fragments de marnes rouges, vertes et jaunâtres. Plus au nord-est (feuilles Grandson et Travers), ces marnes avec calcaires et grès intercalés affleurent mieux: elles sont là classiquement rangées dans l'Aquitaniens, sur des arguments paléontologiques plutôt précoces.

L'attribution des affleurements décrits ci-dessus à l'Aquitaniens est assez aléatoire: il pourrait s'agir, en tout ou en partie, de «Chattien», voire d'OSM. Cepen-

dant, la seule datation incontestable est celle fournie par la faune de La Chaux; la grande similitude lithologique et paléontologique (mollusques) des couches de La Chaux et des couches calcaréo-marneuses de Noirvaux Dessous–Grand Suva-gnier permet de ranger aussi ces dernières dans l'Aquitanien tardif. Quant à la partie inférieure de notre «Aquitaniens», ce qu'elle suggère en fait de paléoclimat, ainsi que des considérations régionales quant au biseautage des différentes formations molassiques, suggèrent un âge aquitanien.

Nous n'avons pas trouvé les calcaires d'eau douce cités par RITTENER (1902) à La Jougnena (525.45/182.28) et au Cul des Chemins (env. 527/184).

### **Remarques sur l'extension et le biseautage des formations de la Molasse d'eau douce inférieure (USM)**

Ce chapitre, rédigé en 1991 par D. Rigassi, n'a pas été modifié; il reflète les conceptions de l'auteur basées sur les données acquises à l'époque. Depuis, ont paru plusieurs travaux qui précisent ou parfois changent certaines datations, sans pour autant exiger des corrections aux grandes lignes de cet exposé. Il s'agit des publications de MARTIN et al. (1991), STRUNCK (2001), KÄLIN et al. (2001), BERGER et al. (2005a et b), CHAROLLAIS et al. (2006 et 2007), WEIDMANN (2008).

Depuis plus d'un siècle, on sait que la progradation de la Molasse du sud-est vers le nord-ouest est traduite par l'âge de plus en plus jeune, dans cette direction, de ses couches basales. La Molasse marine inférieure (UMM, Oligocène précoce–moyen) se biseaute, sous le Moyen-Pays, selon une ligne Annecy–Yvoire–Lausanne–sud de Fribourg. En ce qui concerne la Molasse d'eau douce inférieure (USM, Oligocène tardif–Aquitaniens), son biseautage progressif vers le nord-ouest est bien connu en Haute-Savoie et dans l'Ain (RIGASSI 1957, 1961, 1977b; MATTER et al. 1980, fig. 4 et 8; HOMEWOOD et al. 1989, fig. 16.9): à Lovagny (6 km à l'ouest d'Annecy), les couches de base (Calcaire de Grilly) contiennent la faune homonyme d'âge rupélien tardif, alors qu'à Pyrimont-Challonges (22 km NW de Lovagny), leur faune est celle de la zone de Fornant 11 (Aquitaniens précoce, mais pas basal). Ainsi, sur une distance originelle d'une trentaine de kilomètres, le rajeunissement franchit 14 zones paléomammologiques et correspond à 6–8 Ma. Au pied du Jura gessien, le Calcaire de Grilly appartient à la zone de Oensingen ou à celle de Mümliswil à Peissy (10 km W de Genève, KISSLING 1974) et à l'intervalle allant de la zone d'Oensingen à celle de Wynau à Sergy (12 km NW de Genève, BERGER et al. 1987); passée la chaîne du Reculet, la Molasse basale de la Valserine (Forens, La Rivière, Lélex, 18 km NW de Genève) appartenant lithologiquement au «Chatien» supérieur contient des mammifères de la zone de Küt-tigen; dans le synclinal de La Pesse (25 km NW de Genève), l'OMM d'âge burdigalien tardif (RANGHEARD et al. 1990) repose sur le Mésozoïque. Au Talent, la Molasse datée la plus basse, environ 40 m au-dessus du toit du Mésozoïque, correspond à la zone de Lovagny ou à celle de Grenchen 1 (ENGESSER et al. 1986). A leur localité-type (534.02/179.22, JORDI 1955), les Grès de Suscévaz sont à ranger

dans les zones de Fornant 6 à Küttigen, mais il y a, entre le village de Suscévaz et les affleurements crétacés du Chamblon, une faille WNW–ESE dextre à regard SSW reconnue par LORJOL (1975), CGG (1976, 1977) et figurée par JORDI (1993, 1994); on peut estimer que les Grès de Suscévaz sont environ 100–150 m au-dessus de la base de la Molasse.

A la Vallée de Joux (Les Rousses, 494.00/149.83, L'Abbaye, 514.77/167.45), les couches basales de la Molasse appartiennent probablement à la zone de Boudry 2 (Aquitarien basal), un âge oligocène terminal (zones de Küttigen ou Brochene Fluh) n'étant cependant pas entièrement exclu (lettre de B. Engesser au soussigné du 22/8/1991). Ainsi, le début de la sédimentation molassique serait sensiblement synchrone à La Vallée et dans le synclinal de La Chauv. Aux Verrières, les auteurs des dernières décennies (AUBERT 1972, GLANGEAUD et al. 1960, RANGHEARD et al. 1985 et 1990, RIGASSI 1977b) n'ont pas observé d'USM, l'OMM étant selon eux partout transgressive sur le Crétacé. Mais JACCARD (1869) mentionne sous Les Gauffres (env. 522/192) 6 m de marnes argileuses rouges et bigarrées à galets de Crétacé et de Jurassique et DOUXAMI (1896) a observé aux Boîtes (env. 523.5/193.5) des marnes grises à grosses poupées calcaires et à Mélanies qu'il compare à celles de La Chauv; COLLOT (1909) parle de «lambeaux de marne rose ocre avec cailloux encroûtés de calcaire» près de St-Pierre-de-la-Cluse (6 km SW des Verrières): il y a donc peut-être ici et là quelques menus restes d'USM sous l'OMM du synclinal des Verrières. Sur une transversale lac de Neuchâtel–Le Locle, les 80–100 m inférieurs de la Molasse de Boudry ne sont pas datés avec précision; les calcaires de Trois-Rods, reposant sur l'Urgonien, contiennent «*Helix ramondi*» (FREI 1926), mais leur attribution lithostratigraphique n'est pas nette: «calcaires et dolomies» de la base du «Chattien» supérieur pour KISSLING (1974), «Chattien» basal (Calcaire de Grilly) pour MOJON et al. (1985); de 80–250 m au-dessus de la base de la Molasse, les faunes de mammifères s'étagent de la zone de Fornant 6 à celle de Fornant 11 (Chattien tardif–Aquitarien précoce). Plus au nord-ouest des marnes bariolées («Molasse rouge», SCHARDT & DUBOIS 1902) du «Chattien» inférieur surmontent l'Albien au flanc SE du synclinal des Œillons–Champ du Moulin–Rocheport (JEANNET 1934), alors qu'au flanc NW, ce sont les «calcaires et dolomies» avec mammifères des zones de Rickenbach ou Küttigen (WEIDMANN 1986) ou les «grès et marnes gris à gypse» (SCHARDT & DUBOIS 1905) qui reposent sur le Cénomani. Au Val de Travers, de Buttes à Travers, l'USM est attribuée, sans grande preuve paléontologique, à l'Aquitarien. Au versant NW du synclinorium des Ponts-de-Martel, l'OMM transgresse sur le Crétacé; des marnes silteuses grises à Ostracodes (545.925/205.000) ont été rangées dans l'USM (WEIDMANN 1986), mais il s'agit d'une erreur, car JACCARD (1870) avait trouvé, vers ce même hameau du Voisinage, une faunule de mollusques semblable à celle de l'OSM du Locle, trouvaille confirmée par FAVRE et al. (1937). Enfin, dans le synclinorium du Locle–La Chauv-de-Fonds, une mince OMM transgresse sur le Crétacé inférieur au flanc SE, et l'OSM est discordante sur le Malm au flanc NW.

Dans le passé beaucoup d'auteurs ont postulé une très forte hétérochronie des différentes formations de l'USM, qui rajeunirait progressivement du sud-est au nord-ouest. Plus récemment, et suite aux travaux des géologues d'Exxon quant aux événements stratigraphiques globaux, on s'est mis à privilégier la quasi-homochronie. La réalité est plus complexe: certaines unités lithostratigraphiques sont violemment hétérochrones, ainsi les couches de base de la Molasse (Calcaire de Grilly, gompholithes et grès quartzeux associés avec minéraux lourds de la «Jura-Schüttung», MAURER 1983); d'autres, par exemple l'OMM, sont plus discrètement diachrones; mais la trilogie «Molasse rouge»-«Grès et marnes gris à gypse»-«Aquitaniens» reflète des changements climatiques, sédimentologiques et tectoniques assez importants pour être largement régionaux, sinon globaux, et la diachronie de ces trois formations à l'échelle du bassin n'est guère perceptible avec les moyens biostratigraphiques dont on dispose actuellement.

Les quelques remarques ci-dessus et les pages suivantes sur l'OMM et l'USM permettront au lecteur de corriger comme il convient la carte des affleurements molassiques du Jura que nous avons dressée il y a une vingtaine d'années (RIGASSI *in* JUNG 1982).

### Molasse marine supérieure (OMM)

#### **m<sub>2-3</sub>** Grès, conglomérats et silts glauconieux (Burdigalien tardif – Langhien)

Dans le synclinal de La Chauv – Noirvaux – Suvagnier, l'OMM ravine les dépôts aquitaniens. Près de La Chauv, où son sommet n'est pas connu, son épaisseur peut être estimée à 75–100 m. Il s'agit surtout de grès, tantôt argileux et tendres, tantôt durs, à ciment calcaire; il n'y a généralement que de rares filets silteux millimétriques; les lentilles et passées conglomératiques ne sont pas rares, avec des galets surtout locaux (Aquitaniens, Albien et ses fossiles phosphatés, Aptien, Barrémien, Néocomien), mais aussi alpins (quartzites, radiolarites). Comme dans toute cette partie du Jura, les minéraux lourds sont alpins (tab. 4). Des quartz bipyramidés, remaniés de l'Aquitaniens, existent à Noirvaux Dessus (2% des grains de quartz), au Chalet de Noirvaux (4%) et aux Granges Jaccard (8%). Les grès sont très glauconieux; une datation K/Ar par FISCHER (1987, 1988 et M. Weidmann, notes inédites) de  $28,9 \pm 0,3$  Ma suggère un mélange de quelques grains remaniés avec la glauconie authigène. Les stratifications sont presque toujours obliques ou entrecroisées et évoquent des dunes sous une faible tranche d'eau; en grand, les paquets de couches obliques sont irréguliers, lenticulaires; pour cette raison et aussi de par la dispersion et la médiocrité des affleurements, il paraît fallacieux de vouloir subdiviser la formation, comme l'ont proposé DOUXAMI (1895, 1896) et RITTENER (1902). Certains forages du Miguet (N° 4, fig. 3, et N° 5 et 6) ont foré à la base de la formation des silts épais de quelques mètres; on retrouve cette même lithologie dans le bas vallon de Noirvaux (529.52/189.58); en amont de ce dernier

Tableau 4: *Minéraux lourds de l'OMM (%)*.

Localité	Epidote	Grenat	Résistants	Hornblende	Glaucofane
Noirvaux Dessus (527.6/187.6)	78	15	4	3	0
Chalet de Noirvaux (529.01/188.75)	91	2	3	4	0
Granges Jaccard (525.85/187.30)	82	13	1	2	2
La Vraconne*	62	22	12	1	1
Les Verrières*	59	24	8	1	1
Grangette (522.55/192.90)	97	2	1	0	0
Ponts-de-Martel	88	10	1	0	1

\*DUPLAIX & GUILLAUME (1963); autres échantillons WAGNER & RIGASSI (inédit). Voir aussi les données publiées par STRUNCK (2001).

affleurement, des sondages géotechniques (528.70/188.45, BUREAU NORBERT 1980) ont foré, sur 10–13 m, des grès glauconieux. Près du Grand Suvagnier (pt 1052 m), l'OMM, reposant sur les calcaires de l'Aquitainien, affleure sur une épaisseur d'une quinzaine de mètres, à coup sûr en position normale, comme l'avait noté JEANNET (1926). Plus haut, M. Weidmann (notes inédites 1977) avait observé environ 7 m de marnes silteuses et de grès argileux grisâtres appartenant à l'OMM, et «surmontés» par 5 m de marnes argileuses rouges et ocre à galets et blocs, qu'il attribuait à l'USM, en considérant cette partie de la coupe (aujourd'hui couverte) comme renversée; cette interprétation est possible, puisqu'un peu au sud-est affleurent le Valanginien et le Portlandien renversés; mais, n'ayant pas observé dans l'OMM le moindre critère de renversement, et, aussi, parce que les photos aériennes suggèrent un chevauchement entre Molasse et Mésozoïque, nous préférons attribuer, sans certitude, ces couches à l'OSM; si cette interprétation est correcte, l'OMM dépasse à peine 20 m d'épaisseur. Les anciens auteurs ont signalé, entre Grand et Petit Suvagnier, des lumachelles à *Ostrea crassissima*; nous n'avons pas observé cette roche en place, par contre, de nombreux blocs de calcaires à grandes huîtres existent dans les éboulis du versant droit du Buttes en amont de Longeaigne (p. ex. 529.80/190.65); on se méfiait toutefois de la ressemblance de cette roche avec certaines lithologies de l'Aptien et de l'Hauterivien, dont parfois seule la présence de petits grains de radiolarite et autres roches alpines permet de la distinguer.

Près de Buttes, le sondage de calibrage sismique N° 23 de la BP (env. 532.5/193.2) a foré, sous une vingtaine de mètres de Quaternaire, 80 m d'OMM, avec quelques passées conglomératiques; le pendage est inconnu (M. Weidmann, notes inédites 1988).

Dans le synclinal de La Côte-aux-Fées, nous n'avons vu qu'un minuscule affleurement d'OMM (531.23/193.00).

Dans le synclinal des Verrières, l'OMM est connue depuis longtemps (nombreux auteurs anciens, puis RANGHEARD et al. 1985, 1990, et enfin MARTIN et al. 1991 dont la synthèse est parue après la rédaction de D. Rigassi). Il s'agit de grès plus ou moins argileux, de calcaires gréseux parfois lumachelliques, de marnes sableuses; des passées conglomératiques contiennent des galets et des fossiles remaniés du Crétacé supérieur, du Crétacé inférieur et du Portlandien, plus rarement des galets alpins; les pisolithes ferrugineuses remaniées du Sidérolithique sont fréquentes; la base de la formation est parfois envahie de colonies de bryozoaires; la teinte est surtout gris verdâtre, parfois jaunâtre, rarement rose rougeâtre. Le contact avec le Crétacé karstifié à l'Eocène est très franc, avec une légère discordance angulaire. Le contact OSM/OMM est plus complexe: à la station d'épuration des Verrières-de-Joux (524.30/193.95, localité i de RANGHEARD et al. 1985), il y a nette discordance entre les silts argileux rouge brique et jaune verdâtre de l'OSM et les marnes et calcaires sableux de l'OMM; à l'est du lapiez des Verrières (523.75/194.00, coupe e de RANGHEARD et al. 1985), un conglomérat (niveau 6, épais de 50 cm) marque la base de l'OSM, ici visible sur 2,5 m et faite d'argile blanchâtre; il n'y a pas de discordance angulaire entre l'OSM et l'OMM, épaisse d'à peine 3 m, et contenant vers le milieu (niveau 3) et au sommet (niveau 5) des bancs à caliche et nodules ferrugineux. Environ 500 m au sud-ouest (523.55/193.43, coupe f de RANGHEARD et al. 1985), l'OMM comprend de bas en haut 4 m de marne sableuse gris verdâtre et jaunâtre avec minces lits argileux rouges, et 8,2 m de marnes grises à nannoplancton (niveau 10); on ne sait s'il faut ranger dans l'OSM ou l'OMM 2 m de marnes grises azoïques avec lentilles conglomératiques (niveaux 11-14); plus haut stratigraphiquement, sans contact visible, des marnes rouges et grises (523.37/193.50) appartiennent à l'OSM. Au chemin du Larmont (524.60/194.62, coupe a de RANGHEARD et al. 1985), l'OMM - calcaires sableux parfois lumachelliques, niveaux 1 à 8, épaisseur 6,3 m - est surmontée par des calcaires marneux et sableux et des grès argileux jaunes et verdâtres, azoïques, visibles sur 3 m, que l'on peut ranger dans l'OSM. Enfin, à La Grangette (522.55/192.90, RIGASSI 1977b, fig. 3), l'OMM fossilise un minuscule anticlinal probablement présidérolithique.

Les coupes des Verrières montrent que la transgression miocène, soudaine et éphémère, s'est faite sur une surface très faiblement déformée avant la phase d'altération sidérolithique, surface que cette phase avait encore plus adoucie, mais pas entièrement arasée; le bref épisode marin fut coupé de moments supratidaux (caliche, argiles rouges), avec de rapides variations spatiales; le passage de l'OMM

à l'OSM s'est fait progressivement par ensablement et envasement d'une basse cote (coupes a et e de RANGHEARD et al. 1985), ou un peu plus rapidement dans des chenaux de marées (coupes d et f), ou brutalement par des chenaux fluviatiles ravinant leurs accotements (coupe i).

Près de Culliairy (527.75/184.33) des grès calcaires glauconieux à «ripple marks» et galets de Crétacé inférieur, parfois coquilliers, sont très quartzeux (quartz probablement dérivé de l'Albo-Aptien) et appartiennent à l'OMM; ils sont surmontés (contact invisible) par quelques mètres de conglomérats à galets crétacés et portlandiens arrondis avec de fines intercalations argileuses jaunes; nous attribuons, sans certitude, ces conglomérats à l'OSM. JACCARD (1869) mentionne, du «haut vallon de Colas», un sable fin molassique qu'il dit être recouvert, à Culliairy, par des marnes argileuses rouges.

Malgré leur mauvaise qualité, on peut attribuer sans hésitation les affleurements de Sur le Tour (525.72/182.85) et de La Jougnena (525.55/182.40) à l'OMM. Près du premier affleurement, des sondages géoélectriques (BUREAU CSD 1988) montrent une zone de faible résistivité large de 100–150 m, entre 525.75/182.85 et 526.15/183.10; elle pourrait refléter le cœur molassique du synclinal.

### Limite USM - OMM

La durée du hiatus entre USM et OMM et l'âge de l'OMM posent problème. Entre les couches contenant la faune de La Chaux (zone MN 2 a) et le toit de l'USM, une quinzaine de mètres plus haut, il ne semble y avoir aucun hiatus: on peut donc admettre que, dans l'USM de La Chaux, l'Aquitaniens terminal manque. Mais, après le dépôt des couches de La Chaux, il y a eu une certaine érosion: les galets de calcaires aquitaniens sont en effet fréquents dans l'OMM. D'après ses bryozoaires, VAVRA (*in* JUNG 1982) range l'OMM d'entre La Vraconnaz et Noirvaux Dessus dans l'Ottngien (Burdigalien tardif – mais pas terminal – approximativement zone MN 4 a). Aux Verrières, RANGHEARD et al. (1985), étudiant les huîtres, les peignes et les bryozoaires, concluent à un âge burdigalien tardif de l'OMM; dans leur coupe f, le nannoplancton indiquerait la zone NN 4 (tiers supérieur du Burdigalien et, peut-être, base du Langhien), zone à laquelle appartiendrait aussi (RANGHEARD et al. 1990) l'OMM de La Balie (8 km SE de St-Claude), de la Combe d'Evouaz (14 km S de St-Claude) et de St-Martin de Blavel (10 km N de Belley). Mais, en l'absence de nannoflores riches et bien conservées, la distinction n'est pas toujours aisée entre zones NN 4 et NN 5 (Langhien-Serravallien basal), et l'on sait que le nannoplancton calcaire est particulièrement résistant au remaniement. Récemment (KÄLIN et al. 2001), on a extrait de l'OMM des Ponts-de-Martel une nannoflore de la zone NN 5. Dans le synclinal de Tavannes, l'OMM basale contient des mammifères de la zone de Bierkeller (= partie supérieure de la zone MN 3a). Dans le synclinal un peu plus interne de St-Imier, à Cortébert,

un *Pseudotheridomys* peut appartenir à n'importe quel niveau du Burdigalien excepté le Burdigalien terminal (WEIDMANN 1986, ENGESSER 1989), ce que confirme la présence, parmi les séliaciens, du genre *Galeorhinus* (CAPETTA in DEBRAND-PASSARD 1984). Dans le Bassin molassique, au sud, sud-est et à l'est de Berne, l'OMM contient des nannoflores des zones NN2 et (vers son toit) NN3; en termes de foraminifères planctoniques, l'OMM n'atteint jamais la zone N7: elle est donc d'âge burdigalien précoce et moyen (J.-P. Berger, comm. orale d'avril 1991, et SCHOEPFER & BERGER 1989). Ainsi l'OMM des Verrières et des Ponts-de-Martel est nettement plus jeune que celle de Tavannes et du Moyen-Pays; or le synclinal des Ponts est plus interne que celui de Tavannes, même en tenant compte de mouvements senestres post-OMM le long du couloir décrochant Delle-La Tourne.

Si l'on veut essayer de comprendre ces diachronies, il faut évoquer l'histoire miocène du couloir rhodanien et de la Bresse, et celle du Bassin molassique allemand. Amorcée dès la limite Oligocène-Miocène en Languedoc, en Camargue et à Carry-le-Rouet, une première transgression atteint, par l'étroit couloir rhodanien, la Broye à la fin de l'Aquitaniens (BERGER 1985) et, de là, très rapidement, le bras méditerranéen rejoint la mer qui s'était établie dès la fin de l'Eocène sur la Haute-Autriche et la Basse-Bavière (Paratethys), mer dont la côte occidentale se situait à peine à l'est de Munich; les deux domaines marins se réunissent, la transgression envahit tout le sillon molassique et empiète sur le Jura de Souabe («Klifflinie»). Dans cette mer germanique, un premier cycle de l'Ottangien précoce (Burdigalien moyen) dépose les «Neuhofener Schichten» (= «Sandmergel»); légèrement ravinants, les sédiments du 2<sup>ème</sup> cycle (Ottangien supérieur, = Burdigalien tardif – mais pas terminal) ont reçu une foule de noms locaux: «Baltringer Schichten», «Glaukonitsande», etc. De l'Oligocène au Burdigalien précoce, les décharges clastiques issues des grands cônes fluviaux de l'Allgäu et de Suisse orientale s'incurvaient vers l'ENE au voisinage de l'axe du bassin; au Burdigalien moyen, elles proviennent à la fois du Napf et de la Salzach, et convergent près du méridien 10°30' E. La communication entre Basse- et Haute-Autriche, bonne lors du 1<sup>er</sup> cycle du Burdigalien moyen, devient aléatoire ou cesse lors du 2<sup>ème</sup> cycle (Burdigalien tardif): c'est le résultat d'un soulèvement de l'auge molassique entre long. 14°30' et 15°30' E, dû soit à des mouvements alpins compressifs (LEMCKE 1978, 1984), soit à des mouvements dextres le long des failles bordières WNW-ESE du Massif bohémien. Aux deux cycles marins burdigaliens succède une régression généralisée: une vaste région haute apparaît entre Augsbourg et le Bodan, des calcrètes («Albsteinkrustenkalken») s'y déposent, qui seront rapidement recouverts par des sédiments fluviaux progradant du front alpin vers le nord; entre la Schwäbische Alb et l'Albstein, un sillon fluvial ENE-WSW se creuse, de Donauwörth au Bodan («Ur-Main» de LEMCKE 1984); il recevait des affluents alpins venus du sud-est, du sud et du sud-ouest de Munich; des sables fluviaux grossiers riches en matériel moldanubien, mais contenant aussi des clastes alpins, remblaient ce

sillon («Graupensandrinne»), puis une très éphémère transgression venue du SW dépose les minces couches saumâtres de Kirchberg d'âge «carpathien» (Burdigalien terminal) qui passent vers le haut à l'OSM fluviatile, parfois lacustre. En aval de leurs cônes à matériel grossier, les rivières alpines, s'incurvant vers l'WSW, vont charrier jusqu'à la fin du Serravallien et peut-être encore durant le Tortonien précoce leurs sédiments plus fins dans une gouttière, la «Glimmersandrinne», plus large que son ancêtre la «Graupensandrinne» (et dont l'axe migrerait progressivement vers le NNW), d'Augsbourg jusqu'au Jura tabulaire argovien et bien au-delà; cette extension vers le SW de la «Glimmersandrinne» est mal connue, car d'une ligne Bâle - Thoun à la Bresse et au Bas-Dauphiné, les affleurements d'OSM sont très rares: on reconnaît pourtant par endroits des minéraux moldanubiens (Le Locle; près d'Alby 20 km au SW d'Annecy, etc.).

Durant le Burdigalien terminal qui marque, dans la région bernoise, le début de la sédimentation fluvio-lacustre de l'OSM (Langhien et une partie du Serravallien), le matériel clastique de la «Glimmersandrinne» atteignait le bras marin rhodanien entre Savoie et Bas-Dauphiné. Au Serravallien tardif - Tortonien précoce, ce bras franchit pour la première fois le seuil Vienne-Crémieu et envahit la Bresse jusqu'à Louhans; de minces sables originaires de la «Glimmersandrinne» se déposent dans ce golfe bressan peu profond. Il faudra attendre le Pliocène moyen pour que ce système Danube-Rhône s'inverse en un système Aar-Danube; puis, au Pliocène terminal, naît le système Aar- et Rhin-Doubs-Saône (graviers et sables du Sundgau et de la Forêt de Chaux).

Dans le Bassin molassique, les auteurs ont supposé, depuis plusieurs décennies, un rajeunissement progressif de la base de l'OMM du sud-est vers le nord-ouest; BERGER (1985) a affiné cette notion. Mais on peut se demander si la diachronie des «outliers» d'OMM jurassiens, plutôt que de refléter simplement une progradation continue vers le nord-ouest, ne correspondrait pas plutôt aux cycles de la Molasse allemande. L'OMM de Tavannes appartiendrait au cycle des «Neuhofener Schichten», la transgression allant du Val Romey vers Tavannes et l'Untersee. Lors du cycle des «Baltringer Schichten», on peut évoquer un sillon Bas-Dauphiné - La Chaux - Überlinger See. Enfin, l'OMM des Ponts-de-Martel et des Verrières aurait pu se déposer dans la partie sud-ouest, ennoyée par un bras de mer, du sillon à «Graupensande» et «Kirchberger Schichten»; des sédiments clastiques post-OMM tels ceux du Bief-des-Lavaux (CHAUVE 1959, 1975) jalonnent peut-être l'extension sud-occidentale de la «Glimmersandrinne». Cette conception de sillons descendant vers la mer rhodanienne puis bressane et migrant, mais de façon spasmodique, vers le nord-ouest, a l'avantage, sur celle d'une progradation continue, de rendre compte de l'absence ou de la rareté des galets et minéraux alpins dans l'OMM de La Jougna, Sur la Tour et Culliairy, alors qu'ils abondent dans la Molasse du Moyen-Pays à l'est d'Yverdon et dans le synclinal de La Chaux - Suvagnier.

### Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

#### m<sub>4</sub> Marnes et calcaires d'eau douce (Serravalien)

Cette formation n'est relativement bien représentée que dans le synclinal des Verrières. On a décrit plus haut (p. 49) son contact avec l'OMM. Lithologiquement, l'OSM consiste en marnes plus ou moins silteuses grises, vertes, rouges et jaunâtres, et en marnes calcaires et crayeuses blanchâtres; les nodules de caliche sont assez fréquents; il y a parfois de minces lentilles à galets de Crétacé et de Malm. L'OSM est surmontée par le Quaternaire; l'épaisseur maximum (523.0/192.8 - 523.2/192.9) ne dépasse pas 15-20 m; il y a là sur l'OMM (légèrement ravinée ?) un banc de grès blanc quartzeux, faiblement micacé (2-3 m) surmonté par des marnes rouges et ocres à caliche (5-8 m ?) passant vers le haut à des marnes crayeuses blanchâtres et jaunâtres (3 m et plus).

Les seuls fossiles sont *Cepaea sylvana* KLEIN et *Megalotachea turonensis* (DESH.), cette dernière souvent citée sous le nom de *Cepaea larteti* (DE BOISSY). TRUC & DEMARCQ (*in* RANGHEARD et al. 1985) signalent les deux espèces aux Verrières (524.30/193.95); ils mentionnent *C. sylvana* au chemin du Chazal (522.6/192.6) et au Bief-des-Lavaux (3,5 km NE de Pontarlier). Ils attribuent cette espèce au Burdigalien: or, elle existe au-dessus des couches à mammifères d'Anwil (zone d'Anwil = MN 8) et, au Locle, dans le complexe Ia de FAVRE et al. (1937) surmonté sans discontinuité par le complexe Ib à mammifères de la zone d'Anwil; JACCARD (1870) et FAVRE et al. (1937) la signalent aux Ponts-de-Martel, dans l'OSM surmontant l'OMM à nannoflore de la zone NN 5 (KĀLIN et al. 2001); cette espèce est également présente dans les couches-types de la zone de Vermes 2 (entre MN 8 et MN 9, ENGESSER 1990, ENGESSER et al. 1981): elle est donc, dans le Jura suisse, post-langhienne, principalement seravallienne et peut-être monte-t-elle dans le Tortonien précoce. Selon TRUC & DEMARCQ (*in* RANGHEARD et al. 1985), *M. turonensis* est une forme de la faune de Sansan, que l'on s'accorde à placer dans le Seravallien moyen (zone MN 6).

L'attribution à l'OSM d'autres affleurements (Grand Suvagnier, p. 48; Cullairy, p. 50) est douteuse.

#### m<sub>5</sub> Gravier anguleux, blocaille (? Miocène tardif - Pliocène précoce ?)

Dans le vallon de Noirvaux affleurent (528.60/188.55 et 528.2/188.1) des gravier anguleux, non granoclassés, très mal stratifiés. Le premier affleurement («Moulin» de RITTENER 1902, «La Commune» de la CN) montre des blocs pouvant atteindre 1 m; certains, certes déchaussés et basculés, semblent très proches de leur roche-mère portlandienne; des blocs plus petits et des galets à peine subarrondis dérivent du Crétacé (Valanginien à Aptien); RITTENER a également obser-

Tableau 5: *Caractéristiques des différents conglomérats tertiaires, synclinal de La Chaux-Noirvaux-Suvagner.*

		Conglomérats attribués à l'Aquitainien	Conglomérats de l'OMM	Graviers anguleux, blocaille
Galets	origine	Valanginien – Albien (surtout «Barrémien»), pas d'alpin	Valanginien – Aquitainien, alpins fréquents	«Séquanien» – Cénomaniens, pas d'alpin
	usure	subarrondi – arrondi	arrondi	anguleux
	classement	médiocre	assez bon	quasi nul
	stratification	rudimentaire	nette	nulle à rudimentaire
Matrice	fond	sables dérivés de l'Albo-aptien, sables alpins, microfossiles albo-turonien		même origine que les galets
	sidérolithique remanié	abondant	présent	absent
	quartz authigène	assez fréquent	rare	absent
	minéraux lourds	épidote prédominante	grenat, assez abondant	résistants, très rares
Soubassement	nature	Aptien – Cénomaniens	Aquitainien	«Portlandien» – «Kimméridgien»
	contact	ravinement, pas d'angularité perceptible		discordance d'une vingtaine de degrés

vé des fossiles pyriteux de l'Albien et des fragments de «Séquanien»; la matrice, rare, est faite de très petits fragments des mêmes roches, il n'y a que très peu de grains de quartz, pas de minéraux étrangers à la région, pas de Sidérolithique remanié: des traces et pellicules argileuses rougeâtres et jaunâtres colorent l'affleurement; des ébauches de stratification montrent un pendage de 45–50° au SE, alors que le Portlandien contre lequel les blocailles s'adossent plonge de 65° au SE; l'épaisseur atteint 10–12 m, plutôt que 20 m comme l'indique RITTENER; sur rive droite de la Noiraigue, des éboulis à très gros blocs de «Barrémien» (notés comme tels par RITTENER 1902, alors que CUSTER 1927 en fait un affleurement) masquent le toit des graviers anguleux.

Le deuxième affleurement, mis à jour lors de la construction (post-datant le travail de RITTENER) d'un chemin se distingue du premier par la taille plus petite des éléments, souvent un peu moins anguleux, avec une esquisse de granoclasse-

ment; ici, les graviers plongeant d'une soixantaine de degrés au SE surmontent le «Kimméridgien» vertical et sont recouverts par des éboulis.

Un troisième affleurement (529.15/189.30), cartographié mais non décrit par RITTENER (1902) est aujourd'hui caché par les éboulis et montré, il y a une quarantaine d'années, un placage de blocaille sur le Portlandien; une vingtaine de mètres à l'est, un conglomérat à galets subarrondis, relativement bien classés, avec une matrice argileuse rougeâtre, plongeait de 30–40° au SE; tant en raison du ciment rouge assez abondant que des similitudes de pendage, nous considérons ce conglomérat comme constituant la base des argiles jaunes et rouges attribuées à l'Aquitaniens (p.42), et comme équivalant à celui affleurant au sud du Grand Suvagnier.

Le tableau 5 compare les graviers anguleux à d'autres conglomérats de la région; la nature des galets indique une érosion déjà avancée lors de leur sédimentation, l'absence de Sidérolithique remanié montre que la région avait été décapée des altérites éocènes; le peu d'usure des galets, leur mauvais classement, le manque de stratification nette suggèrent un transport très court, combinant ruissellement et éboulis. Il y a une certaine similitude avec les gompholithes du Locle (Serravallien probable), mais ces dernières sont caractérisées par le «pralinage» des galets. L'analogie avec le «blocage» des Brenets (SCHARDT 1903a, FAVRE et al. 1937) est frappante, mais cette formation post-OMM n'est pas datée. La couleur de la matrice reflète un climat chaud, mais sa rareté correspond à une certaine aridité; cette couleur n'atteint jamais le rouge brique de certaines couches de l'OSM des Verrières.

La nature stratigraphique du contact entre ces graviers et le «Portlandien»-«Kimméridgien» de l'anticlinal de La Vraconnaz-Longeaigne ne fait aucun doute; il ne s'agit pas d'un simple glacis tronquant le Malm: celui-ci devait plutôt former de petites falaises en gradins, bordant peut-être une grande ouvala. Entre ce Malm à placages graveleux et la Molasse et le Crétacé du versant sud-est du vallon de Noirvaux, il y a un important accident tectonique:

- à Noirvaux Dessus (528.06/187.96), le «Barrémien» du versant SE, plongeant de 80° au NE, s'enfile sous le «Portlandien» renversé de l'anticlinal de La Vraconnaz-Longeaigne (pl. I, coupe 8'),
- on a signalé (p.42) le contact tectonique entre Malm, Aptien et Aquitaniens à Noirvaux Dessous (pl. I, coupe 6),
- au Grand Suvagnier (529.65/190.25), JEANNET (1926) mentionne, sous l'Aquitaniens, du Cénomaniens fossilifère (invisible aujourd'hui), à quelques mètres du «Portlandien» de l'anticlinal La Vraconnaz-Longeaigne, disposition que ne peut expliquer qu'un accident majeur (fig. 3B, 10; pl. I, coupe 5).

DOUXAMI (1895, 1896) cite des marnes intercalées dans la «brèche» calcaire de Noirvaux, *Helix leptolema* BRAUN var. *subapicalis* SANDB. et *H. ehingensis* KLEIN (et

non *H. eckingensis* SAND. comme l'écrit RITTENER 1902, espèce que DOUXAMI a, en fait, trouvée dans les marnes rouges de la Fontaine des Arraudes à l'E de La Chaux), une espèce que DOUXAMI mentionne également, avec «*H.*» *larteti* et «*H.*» *sylvana*, dans l'OSM des Verrières; on ne connaît pas la position exacte des localités de DOUXAMI.

Pour tous les auteurs, les graviers de Noirvaux, qu'ils nomment «gompholithes», sont à ranger dans l'USM, malgré les (maigres) données paléontologiques de DOUXAMI (1895, 1896). L'absence d'éléments de l'OMM pourrait indiquer un âge pré-OMM, mais c'est un argument négatif, donc suspect; il n'y a pas de galets d'OMM, ni dans les gompholithes du Locle, ni dans les conglomérats de l'OSM des Verrières; cette absence peut être due au fait que l'OMM était encore meuble, ou alors que les décharges clastiques provenaient de régions hautes privées de leur OMM.

Un âge tortonien tardif à pliocène précoce est possible: il y avait alors un climat adapté, et le bouleversement du niveau de base («crise messinienne») pouvait favoriser les éboulements. Un âge pléistocène (interglaciaire) n'entre probablement pas en considération: la néotectonique quaternaire, quoique non négligeable, ne peut rendre compte des pendages actuels de 45–60°, d'autant plus qu'elle les aurait ici adoucis plutôt qu'accentués, en raison de la courbure de la faille de Noirvaux et de celle de la vieille surface d'arasement coiffant la région.

On reviendra sur la position tectonique des graviers anguleux, p. 88 et fig. 10 et 12.

### L'énigme de l'Hipparion

Ici se pose le problème d'une dent d'*Hipparion* = *Hippotherium* (N° 7644, Musée géologique, Lausanne), problème passé en revue par STEHLIN (1914): provenant de la collection du pasteur Châtelanat d'Yvonand, cette dent a été successivement examinée, entre 1839 et 1902, par Rüttimeyer, von Meyer, Douxami et Schlosser. L'étiquette originale, bien jaunie et surchargée, donne comme provenance «Ste Croix» que l'on peut lire «S1 a Croix»; mais lorsque H. v. Meyer, en 1839, dessine cette dent (que lui avait fait parvenir C. Lardy), il note: «aus der Molasse von Yoonand» (sic), que STEHLIN lit comme un *lapsus calami* pour «Yvonand». DOUXAMI (1896) dit avoir vu au Musée géologique de Lausanne «des dents d'Hipparion, venant du vallon de Noirvaux», mais il n'y eut jamais qu'une seule dent, et pourquoi écrit-il «du vallon de Noirvaux», jamais cité par aucun des auteurs antérieurs, ni sur aucune étiquette? Est-ce une indication que lui aurait fournie l'un de ses hôtes vaudois, Golliez, Lugeon ou Renevier? On ne le saura jamais. L'émail de la dent est bleu, grisâtre, noirâtre, très patiné, un peu piqué par la corrosion; la dentine est grisâtre; il y a sur la face palatale de menus restes marno-sableux gris, blancs, jaunâtres, et ocres ou rougeâtres; certaines cavités

radiculaires sont tapissées de petits cristaux de calcite: tout cela pourrait cadrer avec un gisement dans nos graviers anguleux, mais tout autant avec bien des formations d'ici et d'ailleurs. STEHLIN (1914) concluait: «... etwas in einer mit Verwitterungsprodukte gefüllten Spalte...» et favorisait un gisement près de Ste-Croix plutôt qu'à Yvonand; mais il n'excluait pas que la dent puisse provenir d'un gisement classique à *Hipparion*: Grèce, Bassin de Mayence, Lubéron, etc. En 1940, HÜRZELER (lettre à Stehlin 1940, et comm. orale au soussigné [D. Rigassi] 1991) constata la présence, dans l'OMM dominant Yvonand et Estavayer, de fissures à remplissage argilo-sableux rougeâtre; il trouva dans l'une des restes de tortues; il s'aperçut que cette région abonde en lieux-dits tels La Croix, Haut de la Croix, Pièce de la Croix, etc.; aussi considéra-t-il comme probable que la dent de la collection Châtelanat ait été trouvée dans cette région plutôt qu'à Ste-Croix. L'argumentation de Hürzeler est très séduisante; mais on peut émettre des réserves: la région d'entre lac de Neuchâtel et Broye est tronquée par une surface d'arasement, ici presque horizontale, mais se relevant de plus en plus fortement vers le front alpin; cette surface recoupe toutes les formations molassiques, de l'USM supérieure (Aquitarien) à l'OSM la plus jeune (Serravallien - ?Tortonien précoce); au sud-est d'Yvonand - Estavayer, elle coiffe, à des cotes de 600-700 m, une OMM relativement ancienne (Burdigalien précoce); mais, avant arasement, il fallait qu'il y eut eu:

- a) dépôt du reste de l'OMM et de l'OSM, puis:
- b) faible plissement et faille.

L'événement a) se termine vers la fin du Serravallien ou dans le Tortonien précoce. L'événement b) n'a pu être instantané; la nature des remplissages observés par HÜRZELER implique un climat chaud, et au moins assez humide: un tel climat prévalait au Tortonien précoce et moyen, mais invoquer un tel âge revient à supposer l'événement b) comme presque instantané: il faut attendre le Pliocène précoce pour éventuellement retrouver un climat favorisant la genèse de *terra rossa*: mais à la «crise messinienne» correspond une érosion active, non seulement dans le couloir rhodanien, mais aussi en Haute-Autriche (Hausrück), érosion qui a bien sûr disséqué les surfaces d'arasement plus anciennes. Faute d'une nouvelle découverte, que ce soit près d'Yvonand ou de Ste-Croix, le problème de la dent d'*Hipparion* reste entier.

### **Sidérolithique ?**

(RITTENER 1902, p. 30s)

RITTENER (1902, p. 30s) signale, entre La Gîte et le Chasseron - et en particulier à Ste-Croix même - des colorations rouges et des fissures remplies de bolus dans le Malm, qu'il attribue, avec doute, au Sidérolithique. Cette coloration ne doit pas être confondue avec celle due à l'oxydation récente qui affecte notam-

ment les faciès stromatolithiques à bioturbations originellement noirâtres et bleuâtres, ni avec celle reflétant de brèves émergences par exemple vers la limite «Séquanien»/«Argovien». Nous avons observé cette coloration:

- dans le «Séquanien» à Ste-Croix même (près du temple, aux courts du Tennis Club, etc.), au Praisot (529.3/187.9), au sud-est du Chalet de la Maya (529.60/188.54), aux Roches Blanches (530.43/190.37) et entre le col des Etroits et 528.8/187.8; elles sont plus rares entre le col des Etroits et la Gîte Dessous et immédiatement au sud-est de la Gîte Dessus,
- dans la base du «Kimmeridgien» au sud-ouest du col de l'Aiguillon (524.85/182.05),
- dans le Portlandien sous le Chalet de la Maya (529.30/188.77).

Le matériel rouge est concentré sur les plans et joints de stratification – et, dans ce cas, son épaisseur est millimétrique – ou alors il remplit des diaclases et fissures subverticales aux épontes plus ou moins corrodées, larges de quelques millimètres à une dizaine de centimètres; la direction de ces fissures oscille entre 110 et 170° avec un pic à 140° (comparer avec les fissures à sidérolithique des Verrières, p.107); le matériel est parfois strié par des mouvements décrochants. La coloration rouge s'étend généralement bien au-delà des joints ou fissures, souvent sur plusieurs décimètres, parfois sur quelques mètres; à la loupe, on voit qu'elle envahit le ciment micritique ou entoure les oolithes et pellets. Quoique la coloration soit parfois vive, il y a très peu de matière argileuse rouge: le remplissage des fissures au col des Etroits (528.1/187.0) et aux Praises (528.87/187.05) consiste pour moins de 3–5% en argile rouge, la masse est faite de calcilutite peu ou pas cimentée peut-être dérivée du «Kimmeridgien»; les fragments de «Séquanien», corrodés et rubéfiés, non classés, sont abondants, comme les plaques de calcite fibreuse striée; il n'y a aucun débris de roches étrangères au Malm, pas de quartz, pas de minéraux lourds. Le remplissage dans le «Portlandien» sous le Chalet de la Maya (529.30/188.77) est assez différent: de la *terra rossa* en constitue 5–10%; la masse est faite de débris calcaires et de grains de quartz, dont le diamètre ne dépasse pas 1 mm; les grains de quartz sont très arrondis et luisants, les trois-quarts sont parfaitement translucides, le quartz restant est laiteux; de rares quartz bipyramidés ou en gerbes sont usés et corrodés; la plupart des fragments de la roche encaissante sont rubéfiés, certains ont un enduit noir manganifère; il y a de nombreux petits morceaux d'oxyde de manganèse et, plus rares, de limonite, certains amorphes souvent usés et polis, d'autres botryoïdes, mais il n'y a pas de pisolithes ferrugineuses («Bohnerz») et il ne semble pas s'agir de sidérolithique éocène remanié; à part de rares résistants, il n'y a pas de minéraux lourds.

On peut avancer un âge possible de ces colorations et remplissages sur les faits suivants:

- ils colmatent un karst rudimentaire,
- ils sont surtout post-tectoniques, mais ont tout de même été faillés et légèrement déformés,
- lors de leur formation, la région des Gîtes – Ste-Croix – Mont de la Maya avait été décapée de sa couverture d’altérites du Sidérolithique,
- aucune roche crétacique n’existait au voisinage,
- à l’exception de quartz «authigènes», en principe empruntés à l’OSM ou à l’Aquitaniens (mais qui pourraient, à la rigueur, provenir du «Purbeckien»), il n’y a ni fragments ni minéraux de la Molasse: celle-ci avait donc été, au moins en grande partie, érodée,
- ils ont pu pénétrer jusqu’à la base du «Séquanien», arrêtés plus bas par les Couches d’Effingen plutôt imperméables,
- la rubéfaction qu’ils induisent dans le Malm rappelle celle des galets des graviers anguleux, dont la matrice ressemble à celle des remplissages discutés ici.

Dès lors, un âge comparable, peut-être légèrement postérieur, à celui des graviers anguleux peut être envisagé: miocène terminal ou pliocène.

### **Pliocène – Pléistocène moyen**

Les dépôts stratifiés du Pliocène, bien développés dans le Sundgau et en Bresse, sont inconnus dans le Jura. La découverte récente, lors du percement du tunnel de la Vue des Alpes, d’une poche karstique à remplissage sableux grisâtre à jaunâtre contenant des mammifères du Pliocène moyen (BOLLIGER et al. 1993) revêt une importance particulière.

En Franche-Comté, on connaît des remplissages karstiques datés par leurs mammifères du «Mindel», de l’interglaciaire «Mindel-Riss» et du «Riss». Dans le Jura suisse, les faunes les plus anciennes remontent soit à l’interglaciaire «Riss-Würm», soit au «Würm ancien».

Dans le «Portlandien» de la carrière de La Fuve (523.40/189.15), il y a des failles inverses (plans plongeant de 70° à l’ESE) et normales (plans plongeant de 70° au SE) élargies par l’érosion et remplies jusqu’à une profondeur de 10 m au moins sous la surface actuelle du terrain par une terre brunâtre à blocaille. Ces remplissages pourraient être pré-«würmiens».

## QUATERNAIRE

### Pléistocène

#### Glaciaire pré-«würmien» ?

Des cailloutis et des blocs erratiques alpins, très altérés, sont sans doute dus à la transgression glaciaire – généralement attribuée au Riss<sup>1)</sup> – qui a déposé des moraines jusqu'à Ornans et Morteau. Des blocs alpins ont été notés aux points suivants du nord-ouest au sud-est; 523.85/190.21/1120 m, 526.10/189.65/1045 m, 525.72/189.61/1058 m, 523.35/186.78/1130 m, 525.40/188.72/1110 m; en ce dernier point, le sol est riche en petits grains de quartz et en très petits galets alpins roulés, et des galets alpins atteignant 5–6 cm se voient également dans le sol entourant certaines des dolines situées 400–500 m à l'est. RITTENER (1902) signale des quartzites au Crêt Teinet (env. 526.25/193.60/1220 m), nous ne les avons pas retrouvés.

Les blocs alpins sont rares dans le synclinal de La Chaux et au flanc NW de l'anticlinal des Gîtes–Mouille Faison: de 525.5/187.3/1075 m–524.65/186.85/1085 m, et de 526.26/185.38/1075 m–525.47/183.28/1248 m, la disposition des premiers cités, géométrique, à proximité d'une allée menant à une ferme pluricentenaire suggère qu'ils ont peut-être été amenés par l'homme; les autres semblent avoir été mis en place naturellement. Dans le matériel morainique graveleux «würmien» ( $q_{Jms}$ ) couvrant la partie sud-ouest de la cuvette de L'Auberson, les galets alpins sont exceptionnels; par contre, de fins cailloutis alpins, à éléments arrondis et altérés, de quelques millimètres à 3 cm, sont fréquents près de La Chaux: mêlés à des éléments locaux plus abondants, ils sont inclus soit dans des dépôts tardi-«würmiens» ( $q_{Jr}$ ), soit dans le sol pédologique.

Selon la plupart des auteurs, le glacier du Rhône, qui empiétait largement sur le domaine jurassien au Riss (et plus encore durant les épisodes glaciaires antérieurs), n'a pas franchi, lors du dernier maximal glaciaire (LGM), la ligne de crêtes Joux de Jougne–Mont des Cerfs–Le Cochet: le problème est discuté plus bas, p. 62 s; si ces auteurs ont raison, il faut considérer les blocs alpins de la cuvette de L'Auberson comme des témoins d'une invasion glaciaire rhodanienne au Riss ou plus tôt. Quant aux cailloutis de La Chaux – et peut-être ceux signalés par RITTENER 1902, au sud de la Gîte Dessus à la cote 1310 m, que nous n'avons pas observés (et il pourrait d'ailleurs s'agir de galets provenant de l'OMM) – ce seraient les restes d'une moraine ancienne (? «rissienne»), remaniée par les glaciers locaux «würmiens» ou leurs émissaires.

---

<sup>1)</sup> La nomenclature aujourd'hui obsolète pour le Quaternaire de Suisse a été partiellement conservée dans le cadre de cette Notice, pour respecter l'écrit de D. Rigassi.

## Glaciaire rhodanien

### q<sub>4</sub> m Moraine rhodanienne («Würm»)

La moraine rhodanienne, argileuse, à blocs, est particulièrement développée à l'angle sud-est de la feuille, au sud de Vuiteboëuf. Elle semble atteindre par endroits 30–40 m d'épaisseur. Elle devait être initialement encore plus épaisse, comme l'indiquent la colline du Bois des Tours au sud-ouest de Vuiteboëuf, un amas de blocs résultant du lessivage de la moraine, ainsi que la colline sur laquelle est construite l'église de Baulmes.

Des placages de moraine souvent délavée – parfois à tel point que ne subsistent que des blocs ou amas de blocs – tapissent le flanc SE du Jura jusqu'à une altitude de 1000–1200 m. L'un de ces placages, avec jolis cordons morainiques, est situé au Prayel (530.2/183.4–531.0/184.4, alt. 1020–1090 m).

Dans le vallon de la Baumine, la moraine rhodanienne, riche en éléments locaux, semble parfois dépasser 40 m, mais des accumulations par remaniement et glissement peuvent être responsables de cette épaisseur; si la moraine a surtout été laissée par une langue rhodanienne pénétrant vers l'WSW, il n'est pas exclu qu'une partie des dépôts soit due à une récurrence d'un glacier local. Le glacier du Rhône a envahi les gorges de Covatanne; la moraine, glissée et lessivée, a surtout laissé le long ou à proximité de l'Arnon des amas de blocs énormes; de Covatanne, le glacier s'est étendu vers la cuvette de Ste-Croix, poussant des langues vers le sud-ouest (gouttière Culliairy–L'Aiguillon, Combe à Lambert), le nord (Mouille Faison) et vers le nord-est (gouttière synclinale de la Grangette Addor). Entre Arnon et Baumine, le glacier a laissé une importante moraine au Mont de Baulmes d'en Bas. De l'est de Ste-Croix (des Replans aux Rasses) à Bullet et au-delà, il y a de grosses moraines latérales; des cordons étagés jalonnent les stades de retrait.

Nous avons attribué au glacier du Rhône le glaciaire de La Jougna (526.00/182.12/1210 m–525.55/182.50/1240 m), en amont duquel RITTENER (1902) dessinait du «glaciaire mélangé» jusqu'à la cote 1270 m; un peu au sud, la feuille Orbe donne ce glaciaire comme jurassien. Certes, les éléments locaux prédominent très largement, mais certains blocs erratiques alpins (feuille Orbe) sont considérables, et la disposition du matériel parle plutôt pour un glacier avançant d'aval en amont, du sud-ouest vers le nord-est, ce que confirme la relative rareté d'éléments du Dogger. Mais on ne peut exclure qu'un glacier local, progressant, lui, du nord-est vers le sud-ouest, ait remanié une moraine rhodanienne, «würmienne» ou plus ancienne.

Enfin, la langue rhodanienne qui remontait le Val de Travers a laissé ses traces vers Buttes: au nord-ouest du village, un bloc erratique (531.62/193.56) est à la cote 890 m (CUSTER 1927, en montre deux autres à plus de 900 m); au SSE de Buttes, les pentes sont tapissées de moraine dans laquelle les éléments locaux prédominent jusqu'à la cote 950 m (selon RITTENER 1902, 1000 m).

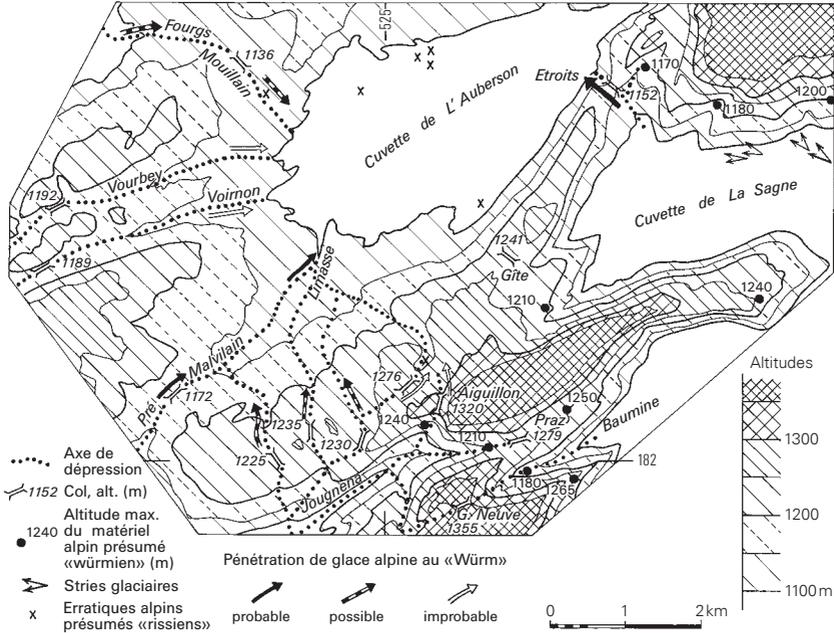


Fig. 4: Voies de pénétration jurassienne du glacier du Rhône au «Würm».

Sur la figure 4 sont montrées les altitudes maximums auxquelles on voit du matériel alpin. Au Mont de Baulmes, CUSTER (1927) dessine un bloc erratique à l'altitude de 1260 m. A Praz Buchon (530.73/187.00/1270 m), RITTENER (1902) a vu des galets alpins dans des murs: mais il faut bien sûr se méfier de telles trouvailles dans des constructions et au voisinage des routes. Il n'en reste pas moins que le glacier du Rhône a pu monter plus haut que les altitudes maximums où l'on voit, aujourd'hui, du matériel alpin. Des moraines ont pu être entièrement balayées, ou avoir glissé, ou s'être éboulées; elles peuvent être masquées par la groise et les éboulis plus jeunes. On verra (p. 95ss) que des objets microtectoniques produits par la pression du glacier se trouvent, en effet, à des altitudes dépassant celles auxquelles subsiste du matériel morainique.

Le glacier rhodanien du «Würm» a-t-il atteint la cuvette de L'Auberson? La figure 4 tente de répondre à cette question. 400 m seulement à l'est du col des Etroits (1152 m) il y a du matériel alpin à 1170 m: il a donc pu y avoir franchissement temporaire, ou alors des ruissellements provenant du front bombé du gla-

cier – arrêté, lui, au col des Etroits – ont pu entraîner des galets vers la cuvette de L'Auberson – Noirvaux, ce qui expliquerait les galets alpins signalés dans le vallon de Noirvaux par DOUXAMI (1895, 1896), galets que nous n'avons pas retrouvés. D'autres brèves invasions rhodaniennes ont pu se faire vers la partie sud-ouest de la cuvette de L'Auberson.

S'agissant des *blocs erratiques alpins*, nous n'avons porté sur la carte que ceux trouvés à une altitude élevée, ou ceux jugés remarquables (taille, forme, etc.). Nous n'avons pas noté les éventuels blocs erratiques jurassiens: les possibilités de confusion avec des blocs sans relations avec le glaciaire, par exemple avec des blocs polis par le bétail, sont trop grandes.

#### **q<sub>4s</sub> Graviers fluvio-glaciaires rhodaniens («Würm»)**

Des galets très bien roulés, en majorité alpins, dans les champs 0,3–1 km au sud-ouest de Bullet dénotent la présence d'assez importants dépôts fluvio-glaciaires. D'autres graviers plus riches en éléments jurassiens, près du Château de Ste-Croix (530.85/185.90–529.90/185.75), ont été entièrement exploités, mettant à nu le «Portlandien» à très beaux «ripple marks», poli et strié par le glacier (JACCARD & WALTHER 1986, JACCARD 1988, 1990). Il n'est pas possible de décider si ces graviers ont été déposés sur les bords du glacier ou sous lui. CUSTER (1927) dessine, du Crêt Junod (530.45/186.60) aux hauts de Bullet (532.50/187.45), une bande de fluvio-glaciaire alpin large de 50–150 m; les quelques affleurements et blocs épars parlent plutôt pour de la moraine latérale, il n'y a pas d'ébauche de stratification, ni de galets très roulés.

#### **q<sub>4d</sub> Gravier et sable deltaïque («Würm» tardif)**

Dans le vallon de la Baumine (528.33/182.70) il y a des graviers et sables deltaïques d'assez haute énergie déposés par un torrent probablement issu d'un glacier (glace rhodanienne morte? glacier local de récurrence?) situé en amont (Les Mouilles – Grange Neuve); le plan d'eau, barré à l'aval par la langue glaciaire rhodanienne, était à la cote 1012 m.

Entre 1 et 1,3 km à l'est de Baulmes, des gravières aujourd'hui abandonnées ont entamé des dépôts deltaïques. Ce sont des graviers assez bien calibrés à galets roulés alpins et jurassiens, avec bancs et lentilles sableuses; la décharge se faisait vers l'est, dans un lac de barrage sans doute éphémère; ce lac s'est formé lors d'un stade où le glacier du Rhône devait encore s'appuyer au Jura vers Vuiteboeuf, et contre le flanc NE de la colline de Pipechat. Au sud (feuille Orbe), le glacier, contournant Pipechat par le sud-est et le sud, devait arriver contre le versant du Jura près de L'Abergement (env. 528.50/179.95): la vidange du lac a pu se faire soit suite à l'érosion régressive, progressant du nord-est vers le sud-ouest, d'un cours d'eau périphérique du glacier (paléo-Arnon, paléo-Baumine inférieure), soit par

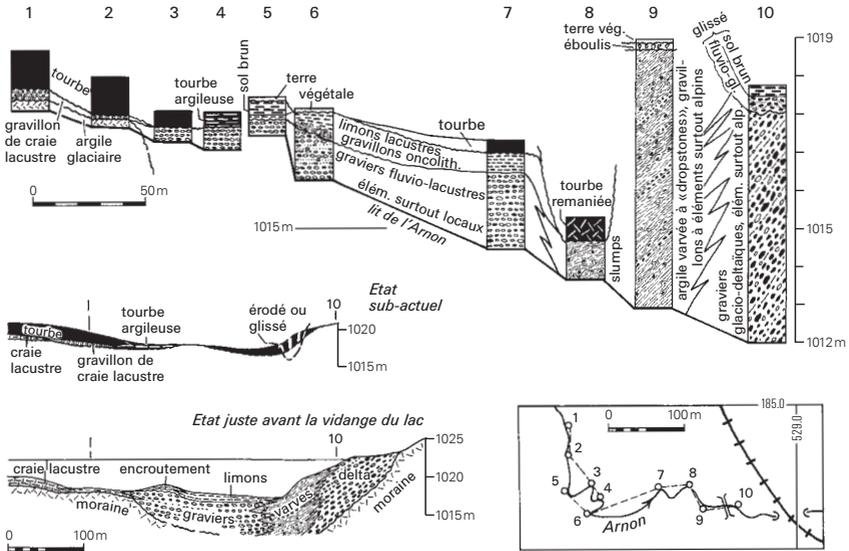


Fig. 5: Corrélations stratigraphiques, tourbière de La Sagne.

celle de ruisseaux se déversant aujourd'hui vers la Brine (affluent ayant sa source présente à 531.8/182.8) ou l'Orbe (ruisseau à l'ouest de Rances, origine actuelle à 529.95/179.65), soit suite au lessivage des argiles glaciaires tapissant le bassin fermé du Marais de Rances avec décolmatage de conduits karstiques (530.57/181.84).

Sur les graviers deltaïques de La Sagne, voir ci-dessous.

#### q<sub>4g</sub> Argile et silt glacio-lacustres («Würm» tardif)

En remontant l'Arnon, au sud-est de La Sagne, depuis les affleurements crétacés de Colas (Recolas de la CN), on trouve successivement: en aval du remblai portant la voie de l'Yverdon-Ste-Croix, le «Barrémien» (529.10/184.86 – 529.02/184.85) surmonté sur rive gauche par la moraine de fond rhodanienne graveleuse passant vers le haut (à la cote 1015 m) à une moraine frontale à gros blocs; en amont du remblai (528.92/184.87), des graviers fluvio-glaciaires grossièrement stratifiés (pendage 10–12°/WSW), à éléments surtout alpins, sont recouverts par le produit de leur remaniement (fig. 5, coupe 10); ces graviers sont des dépôts del-

taïques entassés par un émissaire temporaire du glacier du Rhône sur la rive d'un petit lac de barrage; en amont d'une petite passerelle, des argiles et silts varvés à «dropstones» avec figures de glissement sub-aquatiques et intercalations de gravillons se sont sédimentés dans le lac, au front du petit delta (fig. 5, coupes 8 et 9).

Nous n'avons pas observé de dépôts varvés glacio-lacustres devant les graviers deltaïques de la région de Baulmes.

### Glaciaire jurassien

#### **q<sub>4jm</sub> Moraine argileuse («Würm»)**

Les affleurements de moraine jurassienne sont rares; mais la fréquence dans le sol des galets plus ou moins polis et striés montre la grande extension des glaciers «würmiens» locaux, probablement ubiquistes jusqu'à une altitude de 1200–1250 m, et par endroits présents plus haut. Les dépôts notés **q<sub>4jm</sub>** sont de la moraine de fond: des galets de calcaires jurassiques et/ou crétacés, d'un diamètre de 1–20 cm, rarement plus grands, émoussés, polis et striés sont disséminés dans une pâte argilo-calcaire jaunâtre, blanchâtre ou grisâtre. Ici et là, la morphologie suggère des épaisseurs atteignant 15–20 m.

La présence de placages morainiques dans la combe du Voirnon (523.00/185.50/1120 m), au sud-ouest de La Limasse (523.2/182.9/1180 m–524.05/183.20/1190 m, et 524.45/184.15/1130 m–524.2/183.6/1170 m), et à la Prise d'en Bas et au Parc (525.65/183.55/1250 m–526.00/183.25/1300 m) témoigne d'un système glaciaire alimenté de l'ouest (pentes sud-orientales du Crêt du Vourbey), de l'WSW (pentes orientales du Mont de l'Herba), du SW à SSW (versant NE de la Joux de Jougne) et, surtout, du SSE: de l'ouest de la Gîte Dessus (pt 1287,4 m) à la terminaison ouest des Aiguilles de Baulmes et à l'ouest et au nord-ouest du col de l'Aiguillon (pts 1310 et 1282 m), les reliefs forment un cirque, aux lieux-dits Le Parc et Prise d'en Bas, ce qu'avait déjà remarqué RITTENER (1902). On ne sait jusqu'où descendaient ces glaciers; les matériaux graveleux (**q<sub>jms</sub>**) de la cuvette de L'Auberson indiquent bien un front, au tracé 526.20/185.35–525.83/186.15–525.15/186.80–524.0/187.0, mais ils se sont à l'évidence déposés lors d'un stade de retrait. RITTENER (1902) dessine de la moraine jurassienne entre le Chalet de Noirvaux et la frontière neuchâteloise: au gré de travaux routiers ou de glissements peuvent affleurer des masses argileuses grisâtres à cailloux striés (OMM, USM, Crétacé, Malm), mais ce versant, très instable, est tectonisé, la matrice argileuse est molassique, les stries peuvent être dues au glissement ou à la tectonique, il n'y a que très peu de galets de «Kimméridgien» et de «Séquanien» alors qu'ils abondent dans le glaciaire de la cuvette de l'Auberson; nous pensons donc que le glacier n'a guère été plus bas que Noirvaux Dessus ou La Commune, cela s'expliquant par un bassin d'alimentation insuffisant et par le large étalement des glaces dans la cuvette de L'Auberson–La Chauv.

Un peu à l'ouest de notre carte, aux Fourgs (520.93/187.45 – 521.13/187.35), des sondages électriques montrent la moraine de fond épaisse de 10–17 m et parfois couverte de moraine graveleuse (10 m au plus) (GÉNIE RURAL DU DOUBS 1960).

Quoique de bons affleurements manquent, il est évident que la moraine de fond jurassienne est bien développée dans le vallon des Verrières (où la feuille Pontarlier au 1:50 000 ne montre pourtant pas de glaciaire); sur la région couverte par notre carte, on voit dans le sol des galets striés et polis jusqu'à la cote 970 m, les éboulis masquant plus haut d'éventuelles moraines. Dans la partie suisse du vallon des Verrières (feuille d'Atlas n° 2, La Chaux-les Verrières), la moraine locale atteint ou dépasse la cote 1050 m.

Des moraines jurassiennes – mais auxquelles sont incorporés des éléments alpins – affluent de 1–1,5 km à l'WSW de Buttes, et jusqu'à 1 km au sud-ouest du village. Il semble que deux glaciers les aient transportés, l'un ayant son origine près de Mont de Buttes (529.5/191.9), l'autre, plus important, près de La Combe (529.0/190.4); une petite moraine (529.9/191.2) jalonne le cours supposé de ce deuxième glacier, alors que plus en amont (529.6/191.0), des amas argileux à cailloux striés ne sont probablement pas glaciaires, mais dus plutôt à des glissements de Couches d'Effingen.

Un système glaciaire assez important occupait la combe des Dénériaz; des cirques (au NE, sous le Crêt de la Neige, pt 1425 m; à l'ENE et à l'E du Chalet des Roches Eboulées; au SW, sur le Chalet des Auges et à 529.35/188.25) sont probablement le résultat d'une morphogenèse glaciaire; de la moraine de fond est visible de 531.55/190.82/1310 m – 531.77/191.00/1365 m, et de 531.33/190.30/1225 m – 531.43/190.32/1265 m. A 530.05/189.40/1100 – 1140 m, des amas de blocs dans une matrice argileuse, glissés ou en voie de glissement, représentent probablement la moraine frontale de ce glacier, qui n'aurait pas franchi les barres de Malm vertical formant le flanc NW de l'anticlinal Le Cochet – les Dénériaz – Crêt de la Neige.

Des galets striés (Malm) près de La Côte-aux-Fées (527.25/190.60/1040 m) témoignent de l'avancée de petits glaciers, venus du nord-ouest (Pâturages des Places, 1100–1200 m) ou de l'ouest (Les Prises, 1100–1170 m).

Faute d'avoir étudié la morphologie et les éventuelles moraines dans la région française à l'ouest de notre carte, nous ne savons à quel glacier rattacher la moraine de fond observée à l'ouest de la Mouille de La Vraconnaz (524.75/188.70, 1155–1165 m).

Nous n'avons pas retrouvé la moraine jurassienne dessinée par RITTENER (1902) aux Praises (528.05/187.45 – 528.65/187.80).

#### **q<sub>Jms</sub> Moraine graveleuse («Würm»)**

Cette notation concerne les masses graveleuses formant souvent de petits reliefs dans la partie sud-ouest de la cuvette de L'Auberson. Il s'agit presque certainement de plusieurs formations génétiquement différentes. Mais, sauf de rares

gravières abandonnées et quelques talus de chemins ou fouilles occasionnelles, on ne peut voir que des galets épars dans le sol pédologique. Ces galets (Crétacé et Malm) peuvent être roulés, arrondis, subarrondis ou anguleux, ils sont parfois polis et striés; ces différents types peuvent être soit mélangés, soit plus homogènes; mais sur une même colline, dans un même pâturage, ils peuvent varier sur quelques dizaines de mètres, voire sur quelques mètres. Quelques coupes montrent une stratification fruste, tantôt oblique, tantôt irrégulière, onduleuse. Certains cordons graveleux sont incontestablement des moraines frontales (p.ex. 524.05/186.70 – 524.25/186.68). D'autres collines étroites et allongées (p.ex. colline supportant le hameau des Grangettes) sont probablement des moraines latérales. D'autres encore, ovales, d'orientation variable (NNW-SSE à WSW-ENE), parfois presque circulaires, sont soit des kames, soit des drumlins. Certaines dépressions sont probablement l'empreinte de glaces mortes: ainsi des «dolines» situées au nord-est de la Douane (523.87/186.40). Une meilleure compréhension de ce complexe nécessiterait des fouilles et tranchées, et les lumières d'un spécialiste de ce type de sédiments.

#### **q<sub>s</sub> Gravier fluvio-glaciaire («Würm»)**

A Longeaigue, un placage de gravier fluvio-glaciaire (529.93/191.45) est situé entre les cotes 825 m (environ 12 m au-dessus du cours actuel du Buttes) et 840 m; les galets (Crétacé, Malm, un peu de Dogger, ce qui suggère une origine vers les Dénériaz) sont bien arrondis; il n'y a pas de coupe permettant de voir une éventuelle stratification. Une centaine de mètres au sud-ouest, entre les cotes 850 m et 870 m, les galets d'un autre placage sont semblables, mais s'y ajoutent quelques galets d'OMM.

Un autre paquet de gravier fluvio-glaciaire, formant terrasse, affleure au débouché du ruisseau de la Dénériaz (529.65/189.64, base à 995 m, sommet à 1015 m); les galets, assez bien roulés, donnent un échantillonnage complet des roches affleurant dans la combe des Dénériaz; la stratification, sommaire, est subhorizontale; un peu de sol rouge s'est infiltré dans la partie supérieure; ces graviers, transportés par les eaux de fonte, ont peut-être barré le vallon de Noirvaux, créant ainsi un lac temporaire (p. 68).

#### **q<sub>d</sub> Gravier et sable deltaïques («Würm» tardif)**

L'existence, à la fin du «Würm», d'un lac de barrage submergeant le Val de Travers est connue depuis plus d'un siècle. Avant sa vidange saccadée, le plan d'eau était à la cote 800 m. A Buttes, des émissaires issus des glaciers résiduels de La Combe et des Dénériaz, et peut-être d'une paléo-Noiraigue, ont construit un important delta. Les graviers de ce delta – entaillé lors de la vidange du lac par un cours un peu sinueux du Buttes – sont encore visibles dans quelques gravières, en

dépôt d'une exploitation intensive. D'amont (531.52/193.00) en aval (532.05/193.45), le pendage des graviers, vers le NE, augmente de 5° à 12°. La stratification est nette, les galets sont arrondis à sub-arrondis, il y a quelques galets polis et striés, les éléments alpins sont très rares. Sur rive droite du Buttes, les graviers ont été entièrement déblayés (exploitation, création d'un parking).

#### **q<sub>Jg</sub> Argile et silt glacio-lacustres («Würm» tardif)**

Quelques traces furtives montrent que de tels dépôts, quoique fort minces, avaient une assez grande extension dans la cuvette de L'Auberson-La Chaux. Une tranchée temporaire au sud-ouest de La Vraconnaz (527.08/188.00/1102 m) montrait, de bas en haut, un silt fin argileux, jaunâtre, finement stratifié (0,2 m), des varves d'argile grise et de sable glauconieux (0,3 m), et une argile sableuse à glauconie, mal stratifiée; les deux premières couches contiennent de petits galets roulés d'OMM et de Crétacé et quelques galets alpins: ce sont peut-être des «dropstones»; le matériel sablo-glauconieux semble dériver de l'OMM, dont les affleurements actuellement les plus élevés, juste au nord de La Chaux, sont à 1090 m; mais, avant le creusement de la haute Noiraigue entre Mouille au Sayet et Mouille Mougnon, l'OMM pouvait fort bien former une cuesta à regard nord dépassant la cote 1100 m, entre 526.4/187.5 et 526.9/187.6.

Quelques décimètres ou, parfois, quelques mètres d'argile grisâtre varvée affleurent (mal) sur le «Barrémien» dans quelques-unes des dolines situées au NNE du cimetière de L'Auberson, à une altitude de 1080-1085 m.

Nous n'avons pu retrouver les formations décrites par RITTENER (1902) à l'ancien lieu-dit Vers-les-Mines (env. 524.3/185.4/1088 m); il avait vu là, de haut en bas, un «lit presque horizontal de gravier calcaire blanc (un seul fragment alpin)», «un lit de gravier plus fin à stratification oblique», et «des lits feuilletés de marne sableuse»; CUSTER (1927) dessine du «fluvio-glaciaire jurassien» dans cette région où nous n'avons vu que de la tourbe; les observations précieuses de RITTENER indiquent qu'il s'agit de dépôts glacio-deltaïques et glacio-lacustres.

Dans le vallon des Dénériaz, un curieux affleurement (531.03/190.03/1185 m) montre, de bas en haut: de l'argile grise et jaunâtre à galets de Dogger rubéfiés et émoussés (1 m et plus, = ? moraine de fond), des argiles grises bien stratifiées à passées de tourbe indurée (quasi lignite) avec des troncs et des débris d'hélicidés et de planorbes (5 m), et un éboulis inactif; les couches, basculées, plongent de 30° au NE; 20 m en aval, on retrouve, entre éboulis et lit du ruisseau, un mètre du complexe argilo-tourbeux; ces dépôts témoignent de l'existence d'un petit marais ou lac. Suite à un récent glissement, seule la partie inférieure des argiles à lignite est actuellement visible.

La présence de troncs à cette altitude semble exclure un âge tardi-«würmien»: durant la phase relativement chaude d'Alleröd, la forêt jurassienne ne dépassait probablement pas une altitude de 1100-1150 m (ZOLLER 1987), et sans

doute même moins dans un vallon peu ensoleillé tel celui des Dénériaz. On peut alors songer à un âge holocène, mais la tourbe est ici beaucoup plus compactée que celles datées de l'Holocène. Quelques échantillons prélevés en 1992 à la base des argiles lignitifères ont fait l'objet d'une analyse palynologique sommaire par BEZAT (2008) qui montre que ce gisement doit dater d'un interglaciaire relativement humide et chaud, vraisemblablement antérieur à l'Eémien, et préservé de l'action abrasive des glaciers plus récents.

### **Tardiglaciaire**

#### **Site de Baulmes (Tardiglaciaire; 529.70/182.75)**

Le foyer le plus ancien de cet abri sous roche, à outillage épipaléolithique, a fourni une datation <sup>14</sup>C de 12 000 ans, donc du DryasII ou de l'Alleröd (EGLOFF 1978, 1979). Le glacier du Rhône était alors bien en dessous de la cote 680 m, la petite vallée NNE-SSW creusée lors du retrait glaciaire à l'ouest de Baulmes était déjà morte.

#### **Craie lacustre (Tardi- à Postglaciaire ?; n'affleure pas)**

A l'exception de galets remaniés à la base de la tourbe de La Sagne (p. 64), la craie lacustre n'affleure pas sur la feuille Ste-Croix. Dans le vallon de Noirvaux, de petits sondages réalisés dans le cadre d'un projet hydroélectrique ont trouvé, sous la terre végétale et quelques décimètres de limons récents, de la tourbe (0,8-1,7 m) surmontant 1 m de sable fin qui repose à son tour sur de la craie lacustre (VER-SUCHSANSTALT 1945).

Juste au sud de notre feuille, la tourbe du Marais de Rances recouvre des craies lacustres dont l'âge va du Bölling au Préboréal, sur la base de la palynologie, des isotopes de l'oxygène, et de la présence du niveau cinéritique du Laach (GAILLARD 1984, EICHER 1987).

#### **Eboulis partiellement cimenté (groise) (Tardiglaciaire)**

Sous le nom de groise (ou groize, ou grèze), on désigne, dans certaines régions jurassiennes, des éboulis relativement bien stratifiés, à cailloux anguleux (gélifrats) recouverts souvent d'une mince pellicule de calcite pulvérulente; les cailloux sont parfois cimentés par un film de calcite stalagmitique. Une partie au moins des dépôts nommés par RITTENER (1902) «moraine de névé» est de la groise; cet auteur en dessine des affleurements assez étendus sur rive gauche de l'Arnon en aval de Vuiteboeuf, au pied du versant NNW des Aiguilles de Baulmes et sur les deux versants du Mont des Cerfs, et deux petites taches au nord-est et à l'ENE de Ste-Croix (Grangette Addor et Les Replans).

Actuellement, la groise, épaisse de 15–20 m, est bien visible dans la gravière de Vuiteboeuf (531.55/184.05). Il y en a de moins bons affleurements sous les Aiguilles de Baulmes (527.85/183.15, 528.82/183.68, 529.60/183.55). Mais, en bien d'autres endroits, pourvu que les éboulis plus récents soient entamés sur quelques mètres, on voit – ou croit voir – poindre la groise, par exemple au nord du Cochet (530.07/187.90), au sud de la Dénériaz Dessous (530.38/189.16), à l'WSW de Buttes (531.05/192.85); cependant, ces pointements sont si restreints que l'on ne peut ni identifier à coup sûr la groise, ni les figurer sur la carte. Il semble que la groise soit présente sous la plupart des grands éboulis plus récents, du moins sous leur partie basse, et qu'elle soit plus épaisse qu'eux. La groise semble mieux développée au bas des escarpements regardant vers le SSE: on sait qu'actuellement, les géofractes sont plus abondants dans les pentes de cette exposition (PANZA 1990).

La groise s'est formée sous un climat continental, avec de nombreux cycles gel/dégel; les auteurs s'accordent donc à lui attribuer principalement un âge Dryas III (stade d'Egesen).

## **Holocène**

### **Eboulis**

Les éboulis récents, assez étendus, sont souvent peu épais, au maximum 5–10 m. Des éboulis plus puissants, atteignant peut-être 15–20 m, existent sur tous les versants du massif Aiguilles de Baulmes – Mont de Baulmes, au pied des cuestas bordant l'anticlinal Le Cochet – les Dénériaz – Crêt de la Neige, et sur les deux rives de la Noiraigue et du Buttes.

La plupart des éboulis sont relativement stabilisés et leur recharge est modeste. Il y a pourtant des éboulis actifs aux Rapilles (NE de Baulmes); sur rive droite du Buttes, les éboulis sont actifs au bas de certains couloirs descendant des Roches Blanches et, plus en aval, sous quelques couloirs d'entre Petit Suvagnier et Prise Cosandier.

Par endroits, une certaine activité des éboulis se combine avec des glissements; c'est le cas dans les pentes à amont-pendage où des cuestas de Malm calcaire surmontent les Couches d'Effingen: versant sud du Mont de Baulmes, versants nord-est du Praisot et du Mont de la Maya. Au flanc droit du vallon de Noirvaux, les glissements des couches redressées et faillées alternativement massives et plastiques du Tertiaire et du Crétacé déstabilisent les hauts (Malm renversé), les éboulis continuent à croître, avec parfois des écroulements de masses assez importantes.

### **Tuf calcaire**

Les plus grands affleurements de tuf sont dans les gorges de Covatanne; sur rive gauche, deux petites masses de tuf (531.4/184.95/680 m et 531.26/185.06/695 m),

sous des éboulis, ont été déposées par des sources aujourd'hui réduites à quelques suintements; sur rive droite, il y a un peu de tuf dans les interstices des éboulis (531.55/184.79/670 m); de grosses masses de tuf, hautes de 5 m ou plus, ruini-formes, existent entre 531.01/185.18/745 m et 531.20/185.07/720 m, 5-10 m au-dessus du lit de l'Arnon; elles ont peut-être été déposées par une exsurgence actuellement tarie; il s'agit des restes d'un ensemble plus vaste, probablement formé en partie sous couverture, et qu'érosion et corrosion détruisent peu à peu. Il y a un peu de tuf dans le vallon de la Baumine (529.55/183.10/760 m). Le lit d'un petit ruisseau (origine 532.12/182.92) coulant sur le glacier rhodanien est entièrement encroûté de tuf disposé en jolis gours; la formation du tuf se poursuit, semble-t-il. Il pourrait y avoir dans cette région, en liaison avec le couloir décrochant Baulmes-Chamblon, des fuites permettant aux eaux riches en carbonates d'un réseau karstique profond de rejoindre la surface.

### Tourbe

Les dépôts tourbeux les plus étendus sont liés à des bassins fermés. A la Mouille de La Vraconnaz, la tourbe s'étend sur près de 40 ha, donc sur environ 45% du bassin fermé; c'est une des rares tourbières, sinon la seule, où par endroits de la tourbe continue à se former, mais les lieux ont été modifiés de fond en comble par un glissement de terrain en 1987 (p. 75); des études palynologiques et dendrochronologiques entreprises suite à ce glissement nous renseigneront sans doute quant à l'âge de la tourbe. Selon BEZAT (1991), 38 carottages profonds de moins de 1 m à un peu plus de 4 m ont été faits, qui tous ont atteint la base de la tourbe reposant sur des argiles grises (Couches d'Effingen altérées) avec rares petits galets alpins. Deux carottages étaient situés au sud-ouest du glissement de 1987, tous les autres étaient en amont (au NW) ou au NNE-ENE du glissement. La base de la tourbe descend doucement vers le S et le SSE, avec une pente variant de 6% (525.60-525.75/188.70-188.60) à moins de 1% (525.75-525.80/188.35-188.25). La tourbe la plus ancienne appartient probablement au Dryas Ia et la plus récente au Subatlantique. Il y a une zonation, les tourbes les plus anciennes se situant au SSW (525.7-525.9/188.2-188.4), les plus récentes au NNE (entre 525.80-526.05/188.50-188.60). La petite tourbière près des Granges Berrard (524.05/188.85) est, comme celle de La Vraconnaz, dans une combe anticlinale de l'«Argovien». La tourbière de La Sagne s'est formée dans une cuvette synclinale tapissée de moraine de fond (fig. 5) et marque le stade ultime, palustre, d'un petit lac de barrage tardiglaciaire (p. 64s); cette tourbière a été exploitée autrefois, et par la suite, parfois utilisée comme décharge sauvage. La grande tourbière d'entre L'Auberson et La Chaux (40 ha) a une origine semblable à celle de La Sagne; elle a été assez activement exploitée et presque entièrement déboisée.

D'autres tourbières - connues ou supposées - sont dans des fonds de vallées peu inclinés ou sur des épaulements, au sol plus ou moins imperméable (argiles

glaciaires et/ou glacio-lacustres); la tourbe du vallon de Noirvaux (p. 69) en est un exemple, celle de la Mouille au Sayet (1,5 km NNW de L'Auberson) un autre – la tourbe s'étend probablement sous une faible couverture de limons jusqu'à la Mouille Mougnon – le fond du vallon des Verrières un troisième. Il y a probablement de la tourbe – et peut-être des craies lacustres – sous les minces alluvions du Buttes en aval de Longeaigue, sur substrat glaciaire et/ou «argovien». De petites tourbières sur les Marnes d'Hauterive existent aux Bourquins (526.00/189.45/1055 m – 526.3/189.6/1040 m) et aux Araignys (autrefois «Vers-les-Mines», 1 km à l'ouest de L'Auberson); on peut s'attendre à ce que de la tourbe dans une position analogue existe, sous les minces limons, dans la Combe aux Mulets (526.5/189.9/1020 m) et dans le vallon qui lui fait suite jusqu'à l'Echelier (529.3/191.5/940 m).

Il est à peu près certain que la tourbe du Marais de Rances (feuille Orbe) se poursuit sur la feuille Ste-Croix au SSE de Baulmes, sous le cône alluvial de la Baumaine.

Une tourbière de pente, sujette aux glissements et sans bonnes coupes, est située au-dessus de La Jougnena (525.47/182.35/1190 m – 525.55/182.47/1230 m).

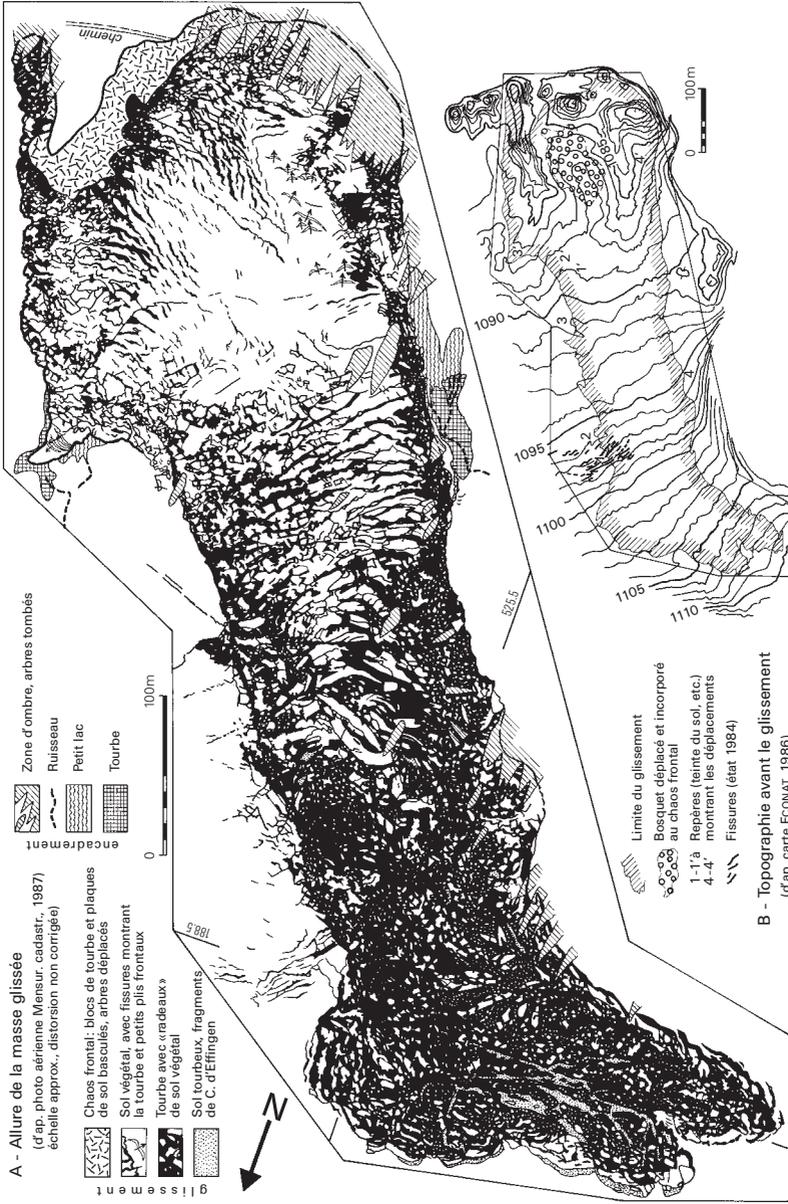
On a mentionné plus haut les curieux dépôts tourbeux de la Dénériaz.

### **Glissements, tassements**

La disposition des couches et la morphologie jouent un rôle plus important que la lithologie dans certains phénomènes de glissement. Au flanc SE du vallon de Noirvaux, sous le Mont de la Maya, de grandes masses (les plus grandes couvrent 20 000 m<sup>2</sup>) se sont détachées du Malm vertical ou renversé, le déplacement le long de la pente atteignant 100 m avec une dénivelée de 100 m; là où il n'y a pas eu glissement, les fauchages et basculements sont nombreux. Des masses semblables, mais plus petites, se voient 0,9 km au SSW de Buttes et au sud de l'Aiguillon. Un petit paquet glissé près de Buttes (532.4/193.1) est fait d'une roche fragmentée et altérée, attribuée avec doute au «Kimméridgien».

D'autres glissements et tassements sont plus directement liés à la présence de roches plastiques, par exemple ceux affectant les Marnes à *Rh. varians* à l'ouest du Chasseron; ou ceux, fréquents, dans les Couches d'Effingen (E de La Vraconnaz, Mouille Faison à l'E du col des Etroits, pentes au S du chalet des Roches Eboulées – 531.60/190.25, au NE du Petit Planfet – 529.65/191.05, etc.); ou ceux des Marnes d'Hauterive (vallon au SE de La Côte-aux-Fées, pentes au N des Bourquins de Vent et au SW de St-Olivier, route cantonale à l'ENE de L'Auberson); ou encore dans le Tertiaire, soit seul (haute Noiraigue entre Mouille au Sayet et Mouille Mougnon, E de La Chaux, et entre Grand Suvagnier et Noirvaux Dessous), soit empâté de glaciaire (vallon des Verrières, S de Buttes, SE de Culliairy, La Jougnena); ou enfin, dans le glaciaire rhodanien (vallon de la Baumaine; SE et SSW de Ste-Croix).

Enfin, d'importantes instabilités résultent de la combinaison de facteurs lithologiques, tectoniques et morphologiques. C'est en particulier le cas des glissements au versant SE du vallon de Noirvaux, au Miguet (BUREAU NORBERT 1970), près de La Commune (BUREAU NORBERT 1980), et entre 528.25/187.95 et 528.30/187.96 où, en 1990, la moitié nord de la route cantonale s'est affaissée de plus de 5 m. La succession lithologique (calcaire «barrémien» karstifié, Aptien grésocalcaire, Albien argileux, marnes aquitaniennes, OMM), les plis et chevauchements (pl. I, coupes 6-8) et les décrochements dextres WNW - ESE font que, faute de travaux démesurés, ce secteur des routes Buttes - La Vraconnaz et Ste-Croix - La Chauz sera toujours menacé. Au ravin du Colas (Les Recolas de la CN), la forte pente, la succession du Valanginien calcaire, des Marnes d'Hauterive et de la Pierre jaune de Neuchâtel, proches de la verticale, et l'affouillement assez fort de l'Arnon ont déjà menacé plusieurs fois la ligne Yverdon-Ste-Croix (DE CÉRENVILLE 1986); les importants travaux réalisés devraient, au moins à moyen terme, éviter de nouveaux déboires. Dans les versants dominant Baulmes, des éboulements ont, dans le passé, coupé ou déformé la voie de chemin de fer (BELLWALD 1980, LOMBARD 1986); dans différents rapports antérieurs à la construction de la voie, SCHARDT (1892, 1897-1899) avait prévu ce danger et conseillé, en vain, le percement d'un tunnel de quelques centaines de mètres. Entre 530.27/183.10 et 530.50/183.32, la voie est établie sur un étroit replat, une vire qui a pu se former grâce à la fracturation intense d'un genou tectonique, avec pendages relativement faibles en amont de la voie, et très raides en aval (pl. I, coupes 8 et 9); de plus, il y a des décrochements dextres WNW-ESE et, probablement, des circulations d'eau dans le «Séquanien» au toit des Couches d'Effingen; à quoi s'ajoute peut-être l'effet des tassements dans les exploitations de l'ancienne cimenterie: des kilomètres de galeries et de salles s'étagent entre les cotes 770 et 860 m (COMMISSION DE DOCUMENTATION DE LA SSS; SCHARDT 1892-1926), alors que la voie est entre 880 et 900 m. L'hypothèse de BELLWALD (1980), selon laquelle il y aurait, plus à l'ouest, un vaste glissement ayant son origine vers 529.9/183.7/1090 m et affectant sur 12-15 ha les Couches d'Effingen et leur couverture d'éboulis ne paraît pas fondée: il y a bien des panneaux basculés, des masses déchaussées, mais le tout reste assez cohérent, comme le montre la régularité des directions et pendages le long de la voie de chemin de fer. La carte vaudoise des zones instables (AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE, CANTON DE VAUD, a) montre au nord-est de Baulmes une vaste région instable (529.95/183.40/930 m - 530.05/182.90/760 m - 530.4/182.8/640 m - 530.8/183.15/630 m): les éboulis des Rapilles sont actifs, avec de fréquentes petites chutes de pierres et, plus rarement, des écroulements assez importants; la région est découpée en panneaux par des décrochements NW-SE et WNW-ESE, les pentes oscillent entre 60 et 100% au versant SSE, de 50-80% au versant SSW. Si un glissement soudain de toute cette masse est bien peu probable, il n'est toutefois pas exclu que des glissements impliquant des dizaines de mètres cubes se déclenchent périodiquement.



Certaines pentes sont affectées par des phénomènes de «creeping»: versant SE des Aiguilles de Baulmes sur Les Praz et Les Crébillons, versant NW des Petites Roches et du Chasseron, versant SE des Roches Blanches, où il se développe dans les éboulis; au flanc SE du Mont des Cerfs, le «creeping» se voit dans des roches tendres couvertes de sol pédologique.

Le fauchage de couches est fréquent, en particulier dans les bancs du Malm calcaire, originellement verticaux ou légèrement renversés: immédiatement au nord de Baulmes, au flanc SE du synclinal Noirvaux – Suvagnier – Prise Cosandier, etc. Des basculements au vide affectent les cuestas de Malm les plus importantes: Aiguilles de Baulmes, Chasseron, etc.

### *Le glissement de la Mouille de La Vraconnaz*

Le glissement qui a affecté dans la nuit du 25 au 26 septembre 1987 la Mouille de La Vraconnaz (ECONAT 1986, MIGLIETTI 1988, FELDMEYER-CHRISTE 1995, FELDMEYER-CHRISTE et al. 2009) a fait suite à une période de 3–4 jours durant laquelle les précipitations ont totalisé plusieurs décimètres; au soir du 25, la Mouille avait son aspect normal; des grondements entendus dans la nuit furent attribués au tonnerre. Au matin, on constata le total bouleversement de la tourbière. On ne sait si le glissement s’est fait en quelques minutes ou plusieurs heures, mais le fait qu’une langue de la masse glissée soit remontée dans un ravin (525.800/188.225, fig. 6 et ECONAT 1986) et l’indicible désordre du front de la masse glissée («chaos frontal», fig. 6) suggèrent un phénomène très rapide. Avant le glissement, les pentes étaient très faibles: de 5–7% dans la partie WSW de la zone d’arrachement, de 3–4% le long de la ligne d’arrachement («rimaye») nord, de 2–3% plus en aval (fig. 6B, ECONAT 1986). On verra (p. 102) que des réseaux karstiques relient non seulement les dolines du sud de la Mouille de La Vraconnaz, mais aussi la région des Rochettes, aux sources de la Mouille Mougnon. Les circulations doivent se faire aussi bien dans le Malm calcaire limitant au sud la Mouille de La Vraconnaz que – par des cheminements plus tortueux et plus ténus – dans l’«Argovien», et que dans le Dogger (la Dalle nacrée affleure à la cote 1110 m à La Vraconnaz). Les nombreux décrochements dextres WNW–ESE qui cisailent ici l’anticlinorium Granges Berrard–La Vraconnaz–Longeaigue, et les étirements et failles inverses du flanc SE de ce pli (pl. I, coupes 8 et 9) jouent certainement un grand rôle hydrologique, qu’elles servent de conduits ou, au contraire, fassent tampon. Suite aux très fortes pluies, tout le réseau s’est mis en charge et l’eau, remontant dans les menues fissures karstiques de l’«Argovien», en a littéralement liquéfié la partie supérieure altérée et son éventuelle couverture glaciaire. La tourbe, alourdie par

---

Fig. 6: Glissement de la tourbière de la Vraconnaz, d’après photo aérienne des Mensurations cadastrales, Berne, pour l’IFR-FNP, Birmensdorf.

les pluies, s'est mise en mouvement, en se cassant selon des fissures listriques perpendiculaires au sens de glissement, mais devenant rapidement convexes dans cette direction, ou même se déformant de façon sigmoïde et en se fragmentant en masses et «séracs». Tout le comportement rappelle d'ailleurs celui d'un glacier, par exemple les crevasses radiales au front de la masse glissée. Suivant les parties du glissement considérées, le déplacement varie de 130 m à plus de 300 m (fig. 6B); environ 14 ha de terrain ont glissé. Deux questions se posent, jusqu'ici sans réponse:

- 1) Y a-t-il déjà eu de tels glissements dans le passé - la topographie de 1986 (fig. 6B) semble le suggérer?
- 2) Le glissement peut-il se remettre en mouvement, en affectant peut-être de nouvelles surfaces?

## TECTONIQUE

### Généralités

On a traditionnellement considéré les chaînons jurassiens comme des avant-monts des Alpes, et le plissement du Jura comme induit, plus ou moins directement, par la tectonique tangentielle et compressive alpine. Il y a pourtant 50 ans que WEGMANN (1961, 1963) et PAVONI (1961) – abordant d’ailleurs la tectonique jurassienne de points de vue différents – ont montré que, pour l’essentiel, les plis jurassiens traduisent l’adaptation de la couverture en partie plastique à de grands décrochements affectant le socle antétriasique. Du coup, le vieux débat sur l’âge relatif des décrochements et des plis du Jura trouvait sa solution. Mais ces travaux et d’autres postérieurs (RIGASSI 1977a, b, 1987, 1990) restent généralement ignorés, et ce bien que la conception classique se heurte à une série d’incohérences.

Selon les vues de WEGMANN (1963): «Il faut ... faire abstraction de deux axiomes généralement admis: celui du centre d’énergie représenté par les Alpes ... et celui des plis perpendiculaires au sens de la «poussée»». S’il y a une relation entre tectoniques alpine et jurassienne, elle n’est pas causale: au plus, ce sont des contraintes voisines (mais pas nécessairement identiques, ni synchrones) dans le socle qui sont à l’origine des deux chaînes, il n’y a pas filiation, mais (éventuel) cousinage. Tenter de «dérouler» les plis du Jura est vain: leur courbure correspond en grande partie à un «voilement non déroulable». Sans même parler des modifications volumétriques d’origine minéralogique (minéraux argileux, passages gypse ↔ anhydrite), la fracturation, très intense dans les calcaires du Jura, annule la soi-disant nécessité d’un raccourcissement, car: «... une roche écrasée occupe généralement un volume plus grand que la roche intacte». Enfin, le Jura n’est pas une chaîne à vergence unique: il est ainsi maintenant démontré que la chaîne du Risoux chevauche d’au moins 5–8 km vers le SE, selon un plan très peu incliné (LORIOU 1975, RIGASSI 1987).

### Tectonique du socle

Dans les massifs circum-jurassiens (Forêt Noire, Vosges, Serre, Morvan-Lyonnais, Ile Crémieu), une tectonique cisailante tardihercynienne est parfaitement visible; développée durant les phases asturienne, saalienne et palatine (cette dernière accompagnée par un volcanisme basique sous le Moyen-Pays vaudois, p. 16), on lui doit la subsidence de grabens complexes au Stéphanien et à l’Autunien, puis des mouvements décrochants de grande envergure (discussion et bibliographie dans RIGASSI 1990). La géophysique et les linéaments des images prises de

satellites montrent que ces structures s'étendent sous tout le domaine de la Bresse, du Jura et du Bassin molassique.

L'accident le plus important dans le socle de cette partie du Jura est matérialisé par un fort linéament magnétique Biaufond-Le Locle-Fleurier-Vallée de Joux (BITTERLI 1972, RIGASSI 1986) de direction moyenne  $036^{\circ}$  E; un déplacement senestre, net, atteint au moins 10–15 km; au nord-ouest du linéament, le grain des isogammes dénote des structures du socle orientées SW-NE à WSW-ENE, alors qu'au sud-est, elles sont WNW-ESE. Ce linéament est bien visible sur les images prises de satellites, où il est orienté  $032^{\circ}$  E, un peu moins bien visible en gravimétrie ( $030^{\circ}$  E): ces azimuts un peu plus faibles que ceux de la magnétique traduisent une rotation de la couverture dans le sens trigonométrique positif, également signalée dans le Jura argovien (RIGASSI 1982). Dans notre région, ce linéament se situe dans un corridor Fleurier-vallon de Noirvaux-col des Etroits-col de l'Aiguillon-La Jougna. D'après la sismique, il correspond à une série de failles du socle, plus ou moins parallèles, en majorité normales ou, plus rarement, inverses, généralement proches de la verticale. A la base du Trias, ces failles (dont la sismique ne permet pas d'apprécier la composante décrochante) ont des rejets verticaux de 100–600 m; ces failles ont déjà joué durant le Paléozoïque terminal (fig. 7; pl. I, coupe 3). Sur la plupart de ces failles se greffent, plus ou moins décalés, des accidents de la couverture, avec des déplacements tantôt semblables, tantôt inverses de ceux du socle, et des plans presque toujours bien moins inclinés. La magnétique montre deux accidents transverses: l'un des Bayards à Fleurier et Bonvillars orienté  $120$ – $130^{\circ}$ , l'autre de la Roche Sarrasine à Baulmes orienté  $130$ – $135^{\circ}$ . En surface, ces deux accidents semblent être reflétés par les couloirs décrochants dextres Fleurier-Buttes-Mont Aubert et Roche Sarrasine-La Vraconnaz-Ste-Croix; ici aussi, la couverture paraît avoir subi une rotation lévogyre.

Comparer avec les données et l'interprétation récentes de TURRINI et al. (2009).



## Tectonique descriptive de la couverture

### Plis

Bien que plis et décrochements soient le résultat des mêmes contraintes cisailantes, nous décrivons, par commodité, ces deux types d'objets tectoniques séparément. La désignation des anticlinaux ( $A_1$ ,  $A_2$ , etc.) et des synclinaux ( $S_1$ ,  $S_2$ , etc.) est reportée sur les coupes de la planche hors texte. Rappelons que ces coupes ne sont pas des «balanced crosssections», puisque cette technique n'est absolument pas applicable en tectonique jurassienne. La description procède du NW vers le SE. Les petites cartes structurales simplifiées, mais synoptiques (fig. 13, 14 et 15), donnent une idée générale des structures.

Le *synclinorium des Verrières* ( $S_1$ ) n'occupe qu'un petit triangle au nord-ouest de la carte. Vers le nord-ouest, il s'adosse au flanc SE du gros anticlinal du Larmont (Grand Taureau), plongeant de 20–60° (exceptionnellement 80°) au SE; cet anticlinal est déjeté et un peu chevauchant vers le NW (schéma tectonique et feuille Pontarlier 1: 50 000). Le cœur du synclinorium présente une série de petits plis aigus, affectant le Crétacé et le Tertiaire; ils sont généralement considérés comme des plis de glissement («collapse structures» de type III, HARRISON & FALCON 1934, GLANGEAUD 1944, CASTANY 1947): nous ne le croyons pas, car les directions dans le Malm encaissant (040° à 070°, médiane 055°) et dans le Crétacé plissoté (040° à 100°, médiane 070°) ne sont pas parallèles, les petits plis sont sigmoïdes, on observe à 523.37/193.43 un petit anticlinal dont l'axe plonge vers 100°; il s'agit donc de plis de torsion («drag folds»).

Sur la feuille Ste-Croix, le flanc NW de l'*anticlinorium Mont des Verrières – Montagne de Buttes – St-Sulpice* ( $A_1$ ) n'est que légèrement renversé et étiré, mais le renversement s'accroît vers le nord-est, sur la feuille Les Verrières (SCHARDT 1902, MUHLETHALER 1932). En profondeur, la sismique indique un chevauchement important vers le NE, peu incliné (fig. 7). Ce gros pli est asymétrique, avec un flanc SE ne plongeant que de 10–30°, mais se redressant pourtant vers le nord-est, et devenant chevauchant près de Fleurier (feuille Travers). Sa grande croupe plate, coupée par quelques failles transverses, présente plusieurs ondulations basses; vers le sud-ouest, l'anticlinal est rompu par le couloir décrochant dextre St-Pierre – La Vraconnaz, au-delà duquel il forme le pli arqué de la Roche Sarra-sine qui chevauche vers le N (feuille Pontarlier 1: 50 000).

Le *synclinal La Côte-aux-Fées – Buttes* ( $S_2$ ) est rompu, lui aussi, par les décrochements St-Pierre – La Vraconnaz, au sud-ouest desquels il devient le synclinal des Fourgs. Depuis les décrochements jusque près de Mont de Buttes, il est asymétrique avec un flanc NW peu incliné et un flanc SE plus raide (pl. I, coupes 9a–4); puis, jusqu'à Buttes, il se raidit (pl. I, coupes 3' et 3) et son pendage axial au NE, d'abord faible, augmente à l'approche de Buttes où ce synclinal conflue

avec le synclinal  $S_3$  pour former, plus loin, la grande gouttière du Val de Travers. Le synclinal  $S_2$  est coupé par quelques failles, il présente quelques ondulations mineures.

L'anticlinal Le Vourbey – Granges Berrard – La Vraconnaz – Longeaigne – Prise Cosandier ( $A_2$ ) est complexe; au sud-ouest du couloir décrochant St-Pierre – La Vraconnaz (au S des Fourgs), il est chevauchant vers le NW, et prend au voisinage des décrochements une orientation W-E ou même WNW-ESE, il se fragmente, puis culmine de la Mouille de La Vraconnaz à La Vraconnaz, coïncé entre des décrochements (pl. I, coupes 9b, 9a et 8): il chevauche là vers le SE le synclinal L'Auberson – La Chaux ( $S_3$ ). Passée La Vraconnaz, et ayant subi un déplacement dextre (3 km aux lèvres du couloir décrochant, 2 km pour l'axe du pli entre Granges Berrard et le nord-est de La Vraconnaz), il se poursuit à peu près rectiligne avec un plongement axial vers le NE, d'abord faible, puis croissant jusqu'à Buttes. Dans ce segment, son flanc SE chevauche vers le SE le synclinal de Noirvaux – Grand Sauvagnier ( $S_3$ , pl. I, coupes 8', 7, 6 et 5); au-delà, ce chevauchement est oblitéré par celui de l'anticlinorium  $A_3$ , lequel est déversé vers le NW. Sur la tectonique de Noirvaux, voir p. 88.

Le *synclinal Combe du Voirnon – La Chaux – Noirvaux – Grand et Petit Sauvagnier – Val de Travers* ( $S_3$ ) n'est, à l'ouest de la carte (feuille Pontarlier 1:50 000), qu'une étroite gouttière en «V» remplie de Crétacé; puis, à la faveur de décrochements dextres sub-latitudinaux, il s'élargit soudainement pour former la large cuvette de L'Auberson – La Chaux (pl. I, coupes 11, 10 et 9a); dans la partie sud-ouest de la cuvette, de petits plis plongeant vers le NE (coupe 10) pourraient être attribués au glissement sur le «Purbeckien», mais – comme aux Verrières – leur direction (045–050°) n'est pas parallèle à celle des flancs de Malm (060° au SE, 065° au NW): il y a donc, en partie au moins, un effet de «dragging». La cuvette est asymétrique, avec un flanc NW vertical ou renversé, et un flanc SE doux. A Noirvaux Dessus, le déplacement vers l'ESE de l'anticlinal  $A_2$  étrangle brusquement le synclinal  $S_3$  qui devient un étroit et profond chéneau; sur la tectonique de ce segment, voir p. 88.

L'anticlinal Joux de Jougne – les Gîtes – Mouille Faison ( $A_3$ ), à première vue simple, ne l'est pas; en surface, son flanc NW, quoique cabré, n'offre pas de complications importantes, mais on peut soupçonner sous l'«Argovien» des complications que confirme la sismique; au flanc SE, on ne suppose qu'à peine, et sporadiquement, la présence d'un chevauchement; or, la sismique montre là un accident majeur (fig. 7, coupe 3). Au nord-est des décrochements dextres NW-SE du col des Étroits, le pli se poursuit sur 1 km (pl. I, coupe 8), puis il devient bifide, avec une branche allant jusqu'au Chalet de la Maya ( $A_{3''}$ ) et une autre, sinueuse, vers le col du Praisot et le Sollier ( $A_{3'''}$ ) (pl. I, coupes 7 et 6). Entre  $A_{3''}$  et  $A_{3'''}$ , le *synclinal Le Praisot – Mont de la Maya* ( $S_4$ ) est peu marqué; plus loin l'anticlinorium est coupé en sifflet par la faille complexe allant d'un peu au sud-est du Sollier à l'est

des Roches Blanches, à la Petite Robella et au-delà (p. 85). A partir de la Grande Robella, l'anticlinal  $A_3$ , réapparaît et continue jusqu'au Bois de Ban et plus loin (feuille Grandson); à son flanc SE,  $S_4$ , coupé par le chevauchement de l'anticlinal  $A_4$ , n'est plus qu'un demi-synclinal (pl. I, coupes 3 et 2).

L'anticlinal Le Cochet – les Dénériaz – Crêt de la Neige ( $A_4$ ) naît brusquement 1 km au nord-est de Ste-Croix sous forme d'un demi-anticlinal coupé au nord-ouest par une faille (pl. I, coupe 7); une première culmination apparaît 200 m au sud-est des Auges; à 200 m au sud-est du Sollier, son cœur de Dogger, devenu très étroit, est déjeté vers le NW; ce pli se continue au moins jusqu'à La Merla, ce que montrent des Couches d'Effingen renversées (530.6/188.8) et un pendage de  $50^\circ$  NW mesuré dans les Marnes à *Rh. varians* d'une fouille temporaire (530.75/189.18) (BUREAU CSD 1988). 250 m à l'WSW de La Merla, à la faveur de décrochements dextres NW–SE, une nouvelle culmination, plus vaste, commence à relayer celle décrite plus haut; dès les Roches Eboulées, un plongement axial vers le NE se dessine. Le flanc NW de cette culmination est coupé par la faille Le Sollier–Roches Blanches–Petite Robella (p. 85), ce qu'indique la duplication de la Dalle nacrée (530.45/189.56 et 530.50/189.38, pl. I, coupe 5). Le périclinal SW de l'anticlinal  $A_4$  est affecté par une série de petits plis plongeant, en patte-d'oie, vers le SW et le SSW, de La Casba au pt 1121 m ( $A_6$ ), aux Replans ( $A_6'$ ) et au Rocher ( $A_6''$ ) (schéma tectonique, pl. I, coupes 7, 8 et 8"). De plus, le flanc SE de l'anticlinal  $A_4$  comporte un synclinal  $S_8$  peu visible sur la feuille Ste-Croix, mais bien marqué aux Cluds (feuille Grandson), et un anticlinal  $A_7$  visible au Château de Ste-Croix, masqué par le glacière juste au nord de Bullet, et bien développé sur la feuille Grandson.

Au sommet du Chasseron apparaît un synclinal, d'abord imperceptible (pl. I, coupe 4), mais qui, très rapidement, plonge vers le NE s'approfondit et s'élargit (pl. I, coupes 3' et 3). Ce synclinal Chasseron–Grandsonne Dessus–Les Preisettes Dessus ( $S_5$ ) semble chevaucher, de sous le Chasseron à 532.5/191.0 et au-delà, le flanc SE de l'anticlinal  $A_4$ . Le chevauchement paraît passer, vers le sud-ouest, aux décrochements senestres NW–SE et NNW–SSE du Crêt aux Gouilles (p. 86).

Au sud-est, le synclinal  $S_5$  est flanqué par un anticlinal modeste (pl. I, coupe 4), mais qui devient vers le NE très vite aigu, avec déjettement soit au SE (531.80/189.35) soit au NW (531.43/189.15). Cet anticlinal des Illars ( $A_5$ ) reste, sur la feuille Grandson, étroit sur env. 2,5 km, puis s'élargit et s'élève vers La Vaux, au voisinage du système décrochant dextre Fleurier–Buttes–Mont Aubert.

Revenons à la partie sud de la carte où l'anticlinal  $A_4$  n'existe pas. Au sud-est de l'anticlinal chevauchant de Jougne de Joux–Les Gîtes s'insère l'étroite gouttière synclinale La Jougnena – L'Aiguillon – La Râpe ( $S_7$ ) (pl. I), souvent empâtée de Quaternaire, dont la genèse tectonique est complexe (p. 88). Ce synclinal, sinueux, bute vers le nord-est (Chez la Besse) contre un décrochement sub-latitudinal

dextre. La couverture quaternaire empêche de saisir avec précision les relations de ce synclinal avec le *synclinal de Culliairy-Grangette Mermod* ( $S_6$ , pl. I, coupe 9a).

L'anticlinal Grange Neuve-Montjovet-Covatanne ( $A_8$ ), bordé par les cuestas de Malm calcaire des Aiguilles de Baulmes et du Suchet, est la continuation de l'anticlinal de Bel Coster (feuille Orbe), décalée par le décrochement méridien senestre Premier-col de l'Aiguillon; immédiatement à l'est du décrochement, dans un contexte tectonique compliqué (p. 88), le pli est affecté par un petit chevauchement vers le SE, peu incliné, à Grange Neuve (526.0/181.5, pl. I, coupe 12); de là, le pli s'abaisse progressivement vers le NE, avec un plongement axial moyen de  $8^\circ$ ; quelques décrochements dextres W-E et WNW-ESE le tronçonnent; le flanc SE est chevauchant, et la sismique suggère une structure complexe en profondeur (pl. I, coupes 11, 10 et 10'; fig. 7, coupes 3 et 2). A partir du couloir décrochant dextre W-E de Baulmes-Yverdon-Cuarny, qui semble en partie se raccorder au chevauchement du flanc SE, le pli, à flanc SE vertical ou légèrement déjeté, n'est plus chevauchant; il a conservé sa carapace de Malm calcaire seulement entamée aux gorges de Covatanne. Son flanc NW est ici bien adouci, et sera même presque effacé à la hauteur des Rasses (pl. I, coupes 9a, 8, 7 et 6): plus au nord-est (feuille Grandson), l'anticlinal devient assez fortement chevauchant vers le NW (fig. 7, coupe 1).

La dépression remplie de Molasse couverte de Quaternaire sise entre le décrochement Baulmes - Yverdon, la colline de Feurtille (Pipechat sur la CN) et le décrochement N-S senestre Orbe-Rances-Feurtille (feuille Orbe) constitue, sur la feuille Ste-Croix, le *demi-synclinal asymétrique de Baulmes* ( $S_9$ ).

La colline de Feurtille a donné lieu à des interprétations différentes: SCHARDT (1898) et CUSTER (1928, 1934) y voyaient le flanc SE d'un anticlinal régulier dont le flanc NW aurait été érodé, sans expliquer la raison de cette érosion; plus près de la réalité, GOLLIEZ (in RENEVIER & GOLLIEZ 1894) avait dessiné une faille normale à regard NW. La sismique ne laisse aucun doute: Feurtille est un monoclinal chevauchant ( $A_9$ ), avec décollement dans le Muschelkalk; près de la surface, son Malm calcaire recouvre la Molasse (fig. 7, coupe 2).

La plupart des axes anticlinaux sont sinueux; leur orientation varie de  $010^\circ$  à  $170^\circ$ , mais ils sont en grande majorité SSW-NNE à WSW-ENE; on note une légère différence entre moitiés nord-ouest et sud-est de la carte (fig. 8). Les sinuosités d'axe directement liées aux décrochements sont particulièrement nettes dans l'anticlinal  $A_2$  Le Vourbey-La Vraconnaz-Longeaigue. L'évolution des plans axiaux au voisinage des décrochements est claire; ainsi, le flanc SE de l'anticlinal Mont des Verrières-Montagne de Buttes, peu incliné et très régulier dans la région de La Côte-aux-Fées (pl. I, coupes 8, 6, 5 et 4), devient bien plus raide en s'approchant du couloir décrochant Buttes-Fleurier-Mont Aubert (pl. I, coupes 3, 2 et 1) et il est renversé à Fleurier (feuille Travers). Près de Buttes, l'anticlinal  $A_2$  est déjeté vers le NW (pl. I, coupes 2-4), dans la région de La Vraconnaz il est

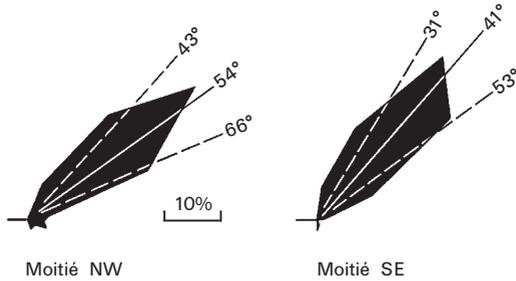


Fig. 8: Répartition azimutale (en % de la longueur totale) des axes anticlinaux.

chevauchant à la fois vers le NNW et le SSE: c'est là une structure en gerbe («flower structure») (pl. I, coupes 8 et 9 a; fig. 7, coupe 2). L'anticlinorium  $A_3$ , déjeté au NW au nord-est des décrochements dextres NW-SE du col des Etroits (pl. I, coupes 6-8), l'est vers le SE au sud-ouest de ces accidents (pl. I, coupe 9a).

D'une façon générale, l'élévation structurale des anticlinaux décroît du sud-est au nord-ouest: le toit de l'Argovien atteint la cote 1600 m dans les anticlinaux  $A_4$  et  $A_8$ , il ne dépasse guère 1300 m dans le pli  $A_2$  (de même, sur la feuille Pontarlier 1: 50 000, dans le segment très chevauchant de Roche Sarrasine), et 1000 m dans le pli  $A_1$ . Mais, plus au nord-ouest, il est à nouveau à 1450 m dans la culmination de l'anticlinal du Larmont (Grand Taureau; feuille Pontarlier 1: 50 000). Il y a donc un panneau, limité par le décrochement Pontarlier-Vallorbe, le vallon des Verrières, le Val de Travers et le Moyen-Pays molassique, incliné vers le NW; la pente entre l'apex du pli le plus interne et celui du pli suivant est de 10-14%, elle s'adoucit à 5-6% plus au nord-ouest. L'amplitude des anticlinaux montre la même tendance: de 1000 m ou plus dans les plis internes ( $A_8$ ,  $A_4$ ,  $A_3$ ), elle ne dépasse pas 800-900 m dans l'anticlinal  $A_2$  et 600-700 m dans le pli  $A_1$ . La morphologie reflète cette disposition. Quant à la surface sous-triasique, elle est inclinée vers le SE, de 7-10% (fig. 7).

### Décrochements et failles

Les *décrochements* orientés NNW-SSE à NE-SW sont presque toujours senestres, ceux orientés W-E à WNW-ESE toujours dextres. Il est difficile de percevoir les décrochements NNE/NE-SSW/SW, pourtant probablement les plus importants, car ils sont parallèles à la direction des couches et des plis, et ont souvent évolué en chevauchements; mais des indices directs (stries, lunules, embouissements) ou indirects (séries de petites failles impliquant un cisaillement

NE-SW, par exemple au Mont des Cerfs) dénotent souvent les déplacements senestres. Les décrochements NW-SE sont plus délicats: juste au sud du Chaseron, le décrochement du Crêt des Gouilles, orienté  $132^\circ$ , est incontestablement senestre; moins d'un kilomètre à l'WNW, les décrochements du ravin de Fraïcheur, sous La Merla, orientés  $125^\circ$ , sont dextres, comme les petits décrochements  $140-145^\circ$  coupant la Dalle nacrée qui domine le Sollier. Ces failles dextres peuvent résulter de mouvements senestres NE-SW occultes, auquel cas elles représenteraient des cassures R' et X selon le schéma de RIEDEL. Ou si, plus classiquement, on envisage les décrochements comme produits par une compression avec cisaillement, cette compression aurait été exercée du SE vers le NW - plus exactement de  $135-150^\circ$  vers  $315-330^\circ$  (voir fig. 9).

La plupart des *failles* ont certes une composante décrochante, mais qui n'est pas toujours évidente; et certaines petites failles n'ont probablement de rejet que vertical. Il n'y a pas sur la feuille Ste-Croix de grands décrochements senestres à rejet plurikilométrique, tels ceux que l'on voit sur la feuille Pontarlier 1: 50 000 et la feuille Orbe 1: 25 000 (décrochements de Pontarlier-Vallorbe, Premier-col de l'Aiguillon, Orbe-Feurtille). Par contre, les couloirs décrochants sub-latitudinaux dextres sont importants. Celui qui va du haut vallon des Verrières par Buttes et Fleurier au Mont Aubert et La Lance n'est guère visible que dans un petit angle nord-est de notre carte, et ne prend tout son développement que sur les feuilles Les Verrières, Travers et surtout Grandson. Vers l'ouest (Les Verrières-sud des Bayards), les plis chevauchent vers le NW; à l'est (nord de Concise) vers le S (LORIOU 1975). Le couloir décrochant St-Pierre-La Vraconnaz-Noirvaux Dessus passe, vers WNW, au chevauchement, frontal vers le N de l'anticlinal de Roche Sarrasine et, vers l'est, en bonne partie au chevauchement vers le SE marquant le flanc NW du vallon de Noirvaux: un chevauchement qui d'ailleurs absorbe presque entièrement son rejet. Mais des décrochements, coulés en «Z», se poursuivent probablement vers le SE et l'ESE par le col des Etroits et dans la cuvette de Ste-Croix, avec un rejet très amoindri hectométrique. Le système décrochant Baulmes-Yverdon-Cuarny, dont le déplacement dextre est important de Feurtille (où il est accentué par le chevauchement vers le NW de ce monoclinal) à Cuarny, s'arque vers l'WSW à Baulmes et se poursuit dans le flanc SSE chevauchant de l'anticlinal A<sub>8</sub>, alors qu'à Cuarny, ce sont les failles SW-NE de la basse Mentue, chevauchant vers le SSE et le SE, qui le prolongent; de Feurtille à Yverdon, le chevauchement se fait vers le NNE.

#### *Faïlle du Cocher-Petite Robella*

Malgré la couverture d'éboulis, on croit pouvoir suivre une curieuse faille, du Cochet à la Petite Robella, par le Sollier et la Dénériaz Dessous. Dans un premier segment (529.4/187.3-529.55/187.65) orienté  $020^\circ$ , la faille est normale à regard ESE; puis elle se courbe vers le NE, et devient inverse juste au sud du Sollier; puis

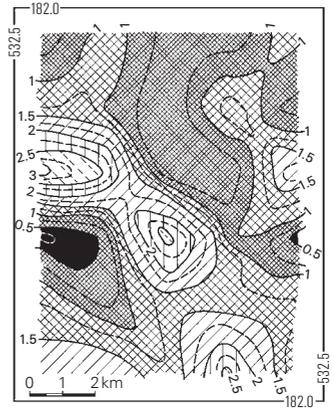
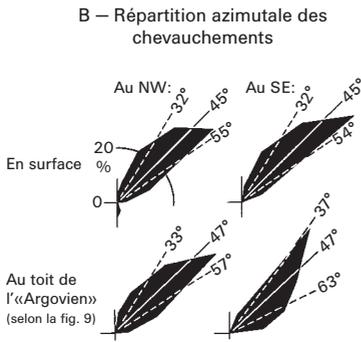
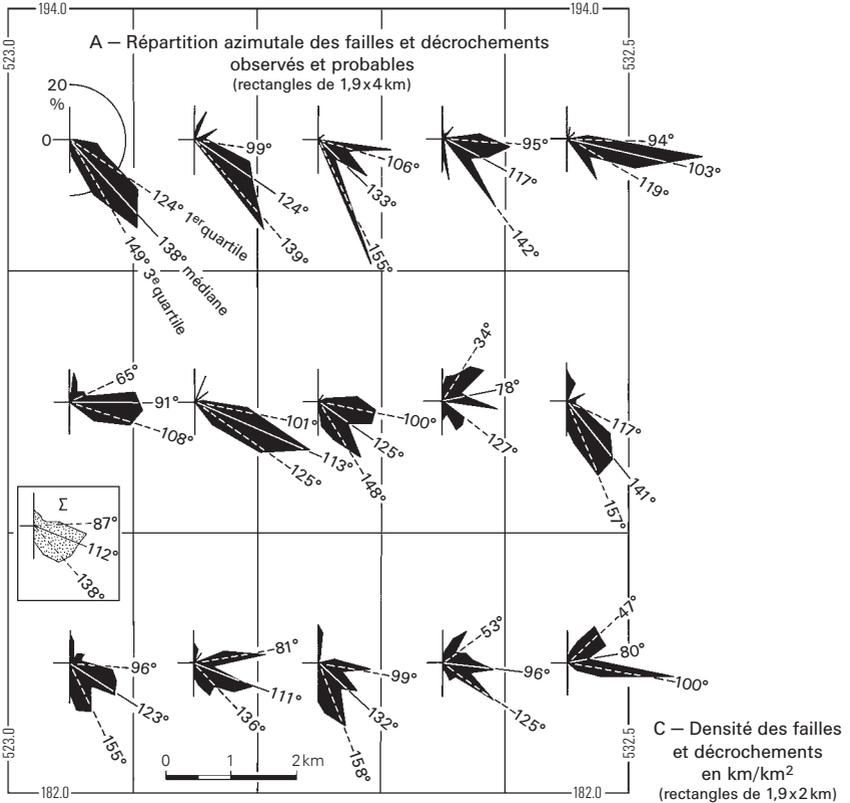
elle est cachée sur 600 m par les éboulis; sur rive gauche du ravin descendant vers la Dénériaz Dessous, elle est à peu près S-N et chevauchante vers l'W; à 530.55/189.55, elle est indiquée par la duplication de la Dalle nacrée (p. 82), elle est là probablement normale à regard SE; nouvelle couverture d'éboulis, puis des Roches Blanches (530.9/190.5) à la Petite Robella, d'abord orientée SSW-NNE, elle s'arque assez brusquement pour prendre une direction 050-055°: dans tout ce dernier segment, son plan incliné de 45° ESE à SE a tous les aspects d'un plan de chevauchement; pourtant, le rejet reste d'abord celui d'une faille normale, avec abaissement de la lèvre ESE (pl. I, coupe 3'); ensuite apparait un rejet chevauchant, timide au début, mais s'accroissant vers la Petite Robella et, surtout, sur la feuille Grandson (pl. I, coupes 3 et 2). Les jeux variables de cette faille, incontestablement inverse à l'origine, peuvent s'expliquer par une accentuation tardive des plongements axiaux de part et d'autre de l'accident, en particulier de ceux qui font des Roches Blanches un demi-dôme (anticlinal A<sub>3</sub>). Mais les sinuosités de la faille pourraient indiquer des mouvements senestres le long de décrochements SW-NE, ou alors un flambage dû à une compression tardive SSE-NNW; dans les deux cas, certains segments de la faille travaillaient en tension, et le rejet pouvait être inversé, de chevauchant vers le nord-ouest à normal au sud-est.

#### *Faille sous le Chasseron*

Sous les parois du Chasseron, une faille supposée n'est pas sans ressemblance avec celle du Cochet-Petite Robella. Deux décrochements senestres, respectivement nés à 531.3/188.4 et 531.6/188.6 et orientés 170° et 130°, se rejoignent à 531.2/189.0 et semblent, de là, prendre en écharpe le bas des parois dominées par le Chasseron. Au NNW de ce sommet, la proximité entre «Séquanien» des parois, Couches de Birmenstorf et Dalle nacrée suggère le passage d'une faille normale orientée environ 040° et au plan incliné vers le SE (pl. I, coupe 4). Plus au nord-est, de 531.8/190.0-532.45/191.00, la photogéologie fait supposer un chevauchement vers le NW affectant le «Séquanien» (pl. I, coupes 3' et 3); sur le terrain, on ne peut démontrer sa présence, mais sans lui, on aurait au NNW de la Grandsonne Dessus une épaisseur excessive de «Séquanien» (300 m). Et cet accident, atteignant le sommet du Paléozoïque, est bien visible sur l'une des lignes sismiques de Shell (feuille Grandson, 534.0/191.8; fig. 7, coupe 1). Ici aussi, l'apparition et l'amplification du chevauchement peuvent être attribuées à une accentuation des pendages axiaux, en particulier de celui vers le NE de l'anticlinal du Cochet-Crêt de la Neige (A<sub>4</sub>).

---

Fig. 9: Répartition azimutale (en % de la longueur totale) des failles et décrochements observés et probables (A) et des chevauchements (B). Densité des failles et décrochements en km/km<sup>2</sup> (C).



Il y a donc une relation certaine entre beaucoup de chevauchements et les décrochements. Mais d'autres chevauchements ont une origine différente et plus complexe.

*Failles de Noirvaux Dessus – Grand Suvagnier et du vallon de la Jougnena*

La faille qui, de Noirvaux Dessus au Grand Suvagnier, sépare le Malm de l'anticlinal  $A_8$  du Tertiaire et du Crétacé du synclinal  $S_3$  est liée, d'une façon ou d'une autre, au grand linéament (Biaufond)–Buttes–La Jougnena–(Vallée de Joux); son origine doit être relativement ancienne, car le Crétacé (y compris l'Albien et le Cénomanién) est bien préservé au sud-est, alors qu'il a été en partie érodé au nord-ouest. L'importance de cette faille – difficile à percevoir en raison de la médiocrité des affleurements – apparaît à Noirvaux Dessous (p. 42) et au Grand Suvagnier où, selon JEANNET (1926), du Cénomanién surmonté par l'Aquitanién (529.70/190.23) est séparé du «Portlandien» affleurant quelques dizaines de mètres à l'ouest par des marnes rouges (?Albien ou ?USM). La figure 10 donne une image des structures du vallon de Noirvaux, et la figure 11 tente d'en retracer l'évolution. A l'origine, il y aurait eu une faille inverse à faible rejet et à regard SE. On peut hésiter quant à l'âge de ce premier accident: pyrénéen ou savien. Le spectre stratigraphique assez étendu des galets des conglomérats aquitaniens, et les mouvements tectoniques dont témoignent, dans le Bassin molassique, les apports clastiques massifs durant l'Aquitanién, parlent pour la deuxième possibilité. Cette faille initiale fut violemment réactivée pendant et/ou peu après le Miocène moyen. Au Pliocène, le plissement principal du Jura créait l'anticlinorium  $A_3$ - $A_4$ , déjeté et faillé vers le NW; du même coup, le plan de l'ancienne faille fut courbé, et le synclinal qu'elle surmonte basculé et dilacéré. Le synclinatorium de Noirvaux semble avoir été affecté par des mouvements senestres; en effet, la direction des couches tertiaires ( $030^\circ$ – $053^\circ$ , moyenne  $041^\circ$ ) est un peu oblique à celle du Mésozoïque encaissant (au NW:  $022^\circ$ – $038^\circ$ , moyenne  $031^\circ$ ; au SE:  $020^\circ$ – $042^\circ$ , moyenne  $030^\circ$ ).

Le vallon de la Jougnena, structuralement très complexe, est malencontreusement situé à la limite des feuilles Ste-Croix et Orbe; certains affleurements tectoniquement importants ne figurent pas sur cette dernière: à 525.22/181.47, les Couches d'Effingen, renversées, plongent  $80^\circ$ /SE et, à 525.25/181.42, on mesure  $70$ – $90^\circ$ /SE dans les Marnes à *Rh. varians* renversées. Dans ce secteur, le «Séquanién» est entièrement laminé, ce qui est dû à l'étiement du flanc NW de l'anticlinal de Bel Coster ( $A_8$ , fig. 11) et au décrochement méridien Premier–L'Aiguillon (D, fig. 11). Entre 525.23/181.43 et 525.15/181.50, on a une série renversée, très étiée, à pendage SE: «Kimméridgien», «Portlandien», Valanginién et «Barrémién» – ce dernier moins écrasé. A Gascon, l'abondance de mica et de quartz dans le sol suggère la présence de Molasse et on trouve des débris d'OMM à 525.4/181.8 et 524.58/181.91. Les affleurements d'Urgonien normal à pendage SE dessinés sur la feuille Orbe de 524.70/181.27–524.81/181.40 se poursuivent jusqu'à 525.14/181.55,

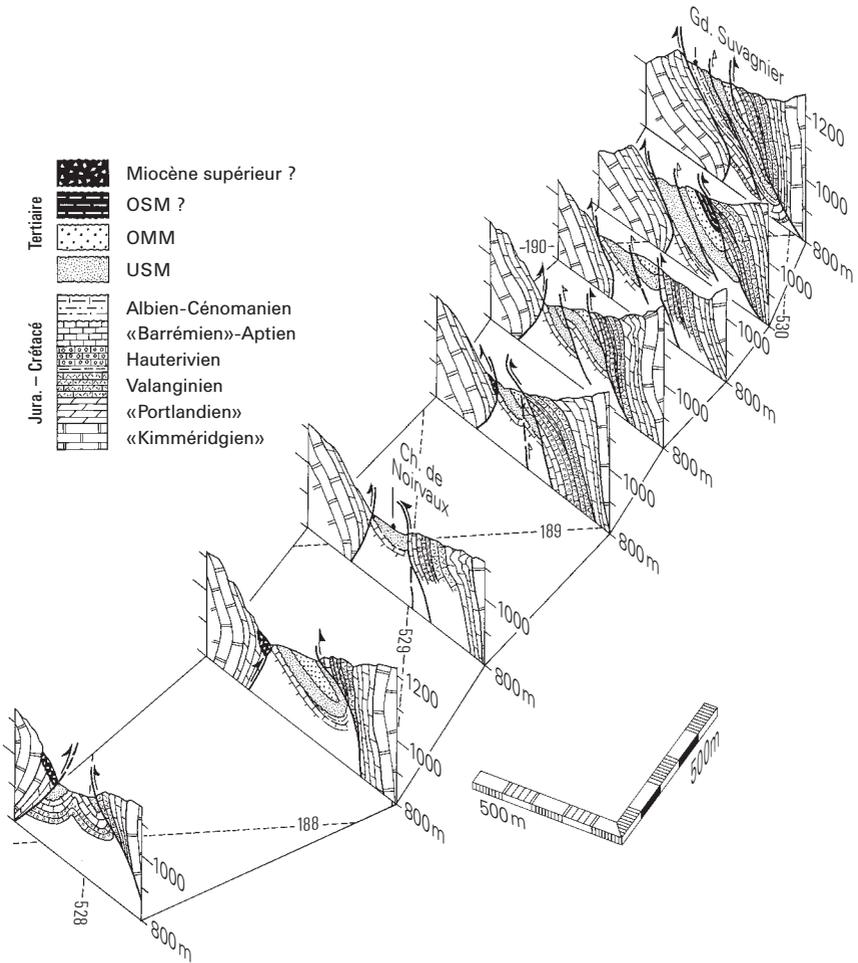


Fig. 10: Failles du vallon de Noirvaux, perspective cavalière.

ils ne sont distants que de quelques mètres de la masse de «Kimméridgien» renversé vers le NW qui s'étend de 523.50/180.85 – 525.40/181.85. La figure 11 illustre la complexité de cette région. Quant à son évolution tectonique, on peut, ici aussi, envisager en un premier stade de modestes failles inverses à regard SE (?Eocène, ?fin de l'Oligocène); deux failles se relaient en échelon: F<sub>3</sub> débiterait près de la gare de Ste-Croix (528.40/185.92, «Séquanien» renversé 55°/NW, aujourd'hui

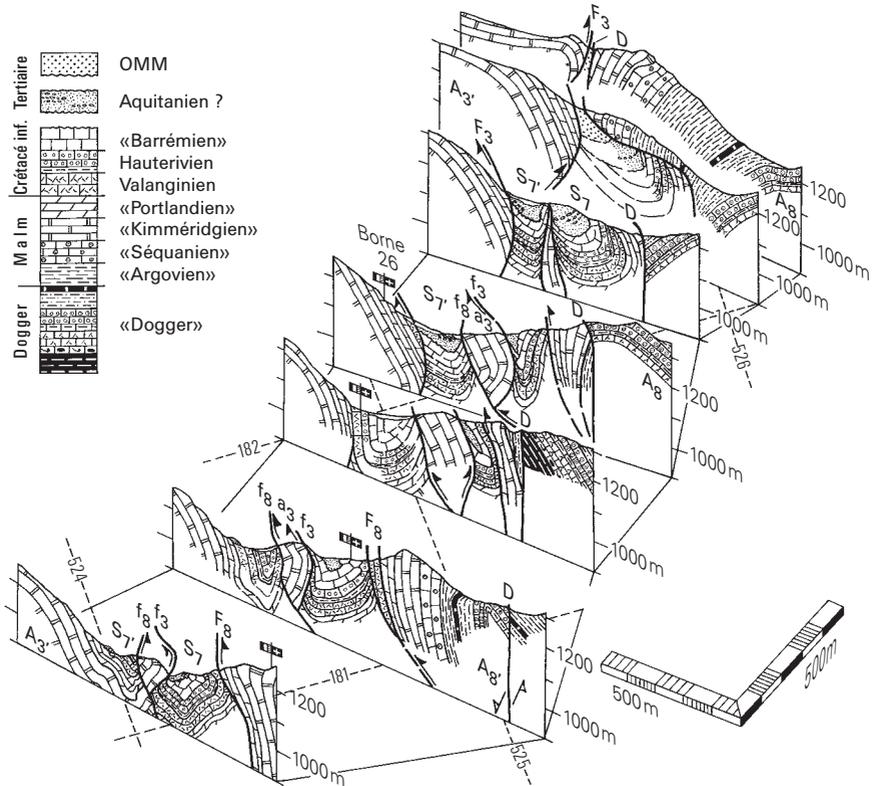
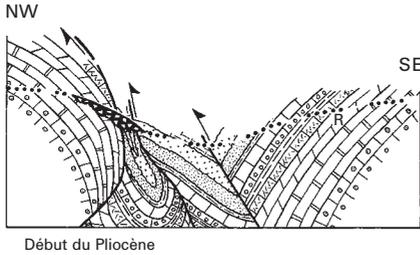


Fig. 11: Failles du vallon de Jougne, perspective cavalière.

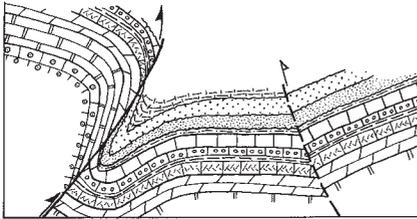
A<sub>3</sub>: anticlinal Gîtes-Joux de Jougne; S<sub>7</sub>: synclinal Jougne-Mont Noir; a<sub>3</sub>: repli frontal Ruisseau de Gascon-Petit Noirvaux; S<sub>7</sub>: synclinal Gascon-Plazard; A<sub>8</sub>: anticlinal Grange Neuve-Montjovet; A<sub>8</sub>: anticlinal Bel Coster; D: décrochement senestre Premier-Aiguillon.

muré, *fide* RENEVIER & GOLLIEZ 1894, CUSTER 1927) et se continue par Culliairy, La Râpe (527.07/183.93, «Portlandien» sur Valanginien) et Sur le Tour (525.73/182.85, «Kimméridgien» sur OMM), pour mourir à Petit Noirvaux (524.25/181.45, contact étiré «Portlandien»/Valanginien); f<sub>3</sub> naît probablement vers 525.45/182.08, puis se suit de façon assez satisfaisante de 525.20/181.57 à Entre les Fourgs et au-delà. Après dépôt de l'USM et de l'OMM, violente reprise de ces deux failles, tôt suivie par la croissance de l'anticlinal de Bel Coster (A<sub>8</sub>, fig. 11) déjeté vers le NW; ce déjetement incurve les failles f<sub>3</sub> et F<sub>3</sub>, et renverse vers le NW le synclinal S<sub>7</sub>; une

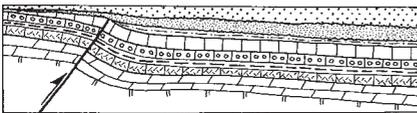
**Failles de  
Noirvaux – Grand Suvagnier**



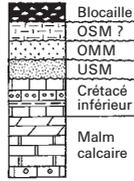
Début du Pliocène



Environs du Tortonien précoce

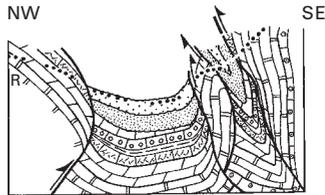


Vers la fin de l'OMM

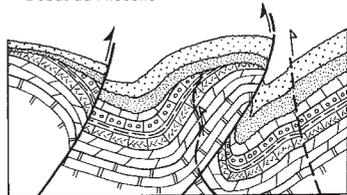


R Rubéfaction  
..... Surface  
tardi-miocène

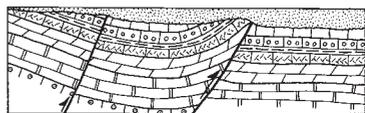
**Failles de Jougnena –  
– Mont Noir – Gascon**



Début du Pliocène



Fin de l'OMM



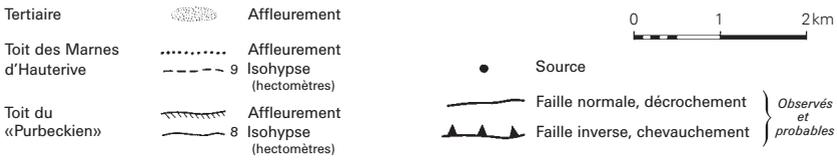
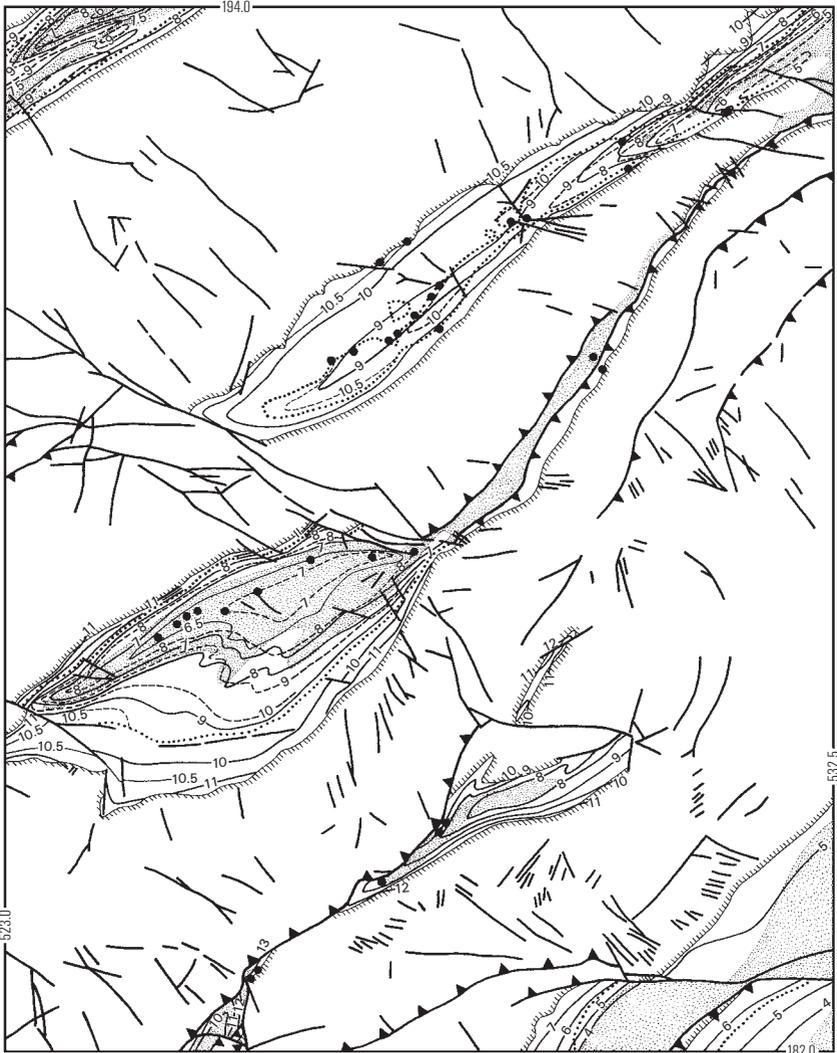
Fin de l'USM

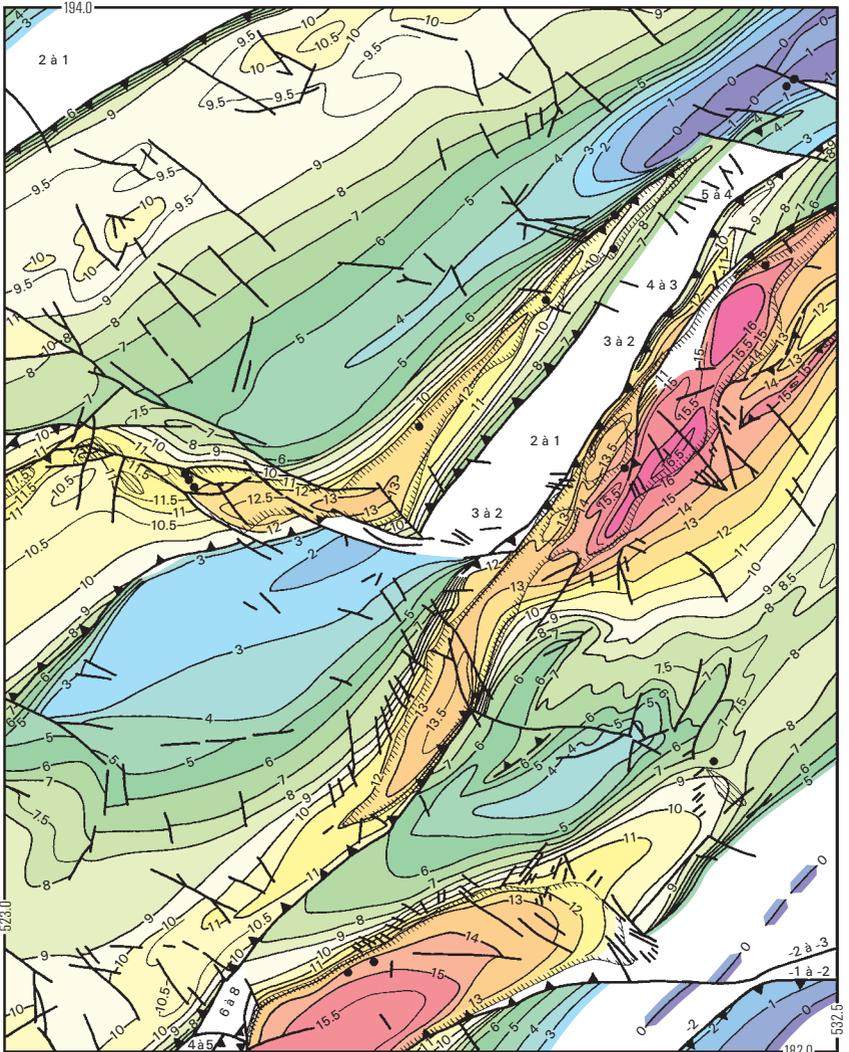
Fig. 12: Evolution des failles de Noirvaux et de Jougnena, essais (sans échelle).

Fig. 13 (p. 92): Carte structurale, Crétacé «inférieur», toit du «Purbeckien».

Fig. 14 (p. 93): Carte structurale, toit de l'«Argovien».

Fig. 15 (p. 94): Carte structurale, toit de la Dalle nacrée.

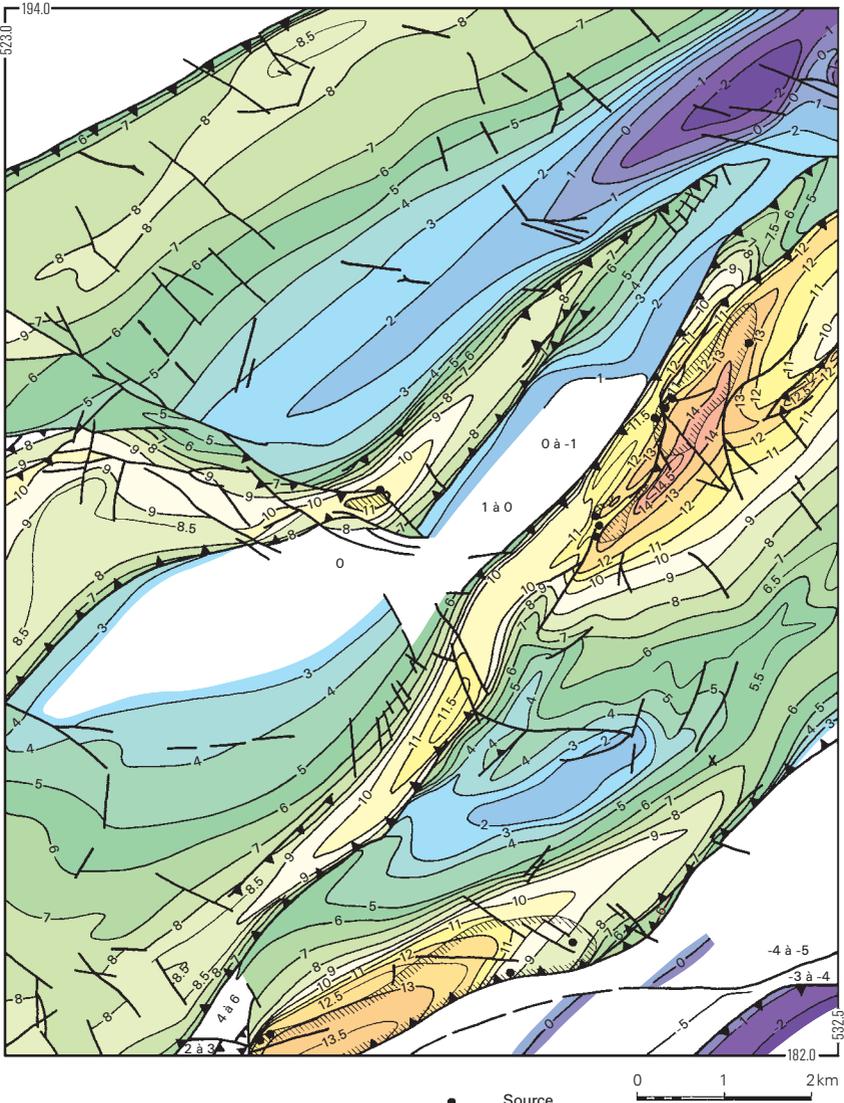




Toit de l'«Argovie»

-  Affleurement
-  8 Isohypse (hectomètres)

-  Source
  -  Faille normale, décrochement
  -  Faille inverse, chevauchement
- } Observés et probables



- |                         |                        |   |   |          |                         |
|-------------------------|------------------------|---|---|----------|-------------------------|
| Toit de la Dalle nacrée |                        | ● | Source  | 0 1 2 km |                         |
|                         | Affleurement           | X | Point le plus bas exploré à Covatanne (+745m) |          | } Observés et probables |
|                         | Isohypse (hectomètres) |   | Faille inverse, chevauchement                 |          |                         |

faille inverse profonde au flanc NW de l'anticlinal  $A_8$ , sectionne le lobe chevauchant  $a_3$  sans parvenir à le couper entièrement de sa racine.

L'évolution des failles de Noirvaux-Suvagnier et du vallon de la Jougnena, telle qu'on vient de tenter de la retracer, est analogue à celle du chevauchement vers le SE de la chaîne du Risoux (RIGASSI 1977b, 1987). Ces failles inverses ou chevauchements vers le SE, relativement anciens – mais, principalement, postérieurs au Miocène inférieur – liés au grand accident de socle Biaufond-Vallée de Joux, et profondément repris et modifiés par la tectonique pliocène, ont en commun de séparer un domaine, au sud-est, où l'Albien et le Crétacé supérieur sont souvent préservés, d'une région sise au nord-ouest, où les érosions tertiaires ont entamé le Crétacé inférieur, voire le Malm. A leur voisinage les rubéfactions d'âge peut-être miocène terminal ou pliocène précoce (p. 57s), fréquentes, pénètrent parfois jusqu'au «Séquanien». Sur la feuille Ste-Croix, ces rubéfactions sont curieusement situées au sud-est de l'accident à regard SE dans le vallon de Noirvaux, alors qu'elles sont au nord-ouest de l'accident, de Culliairy à La Jougnena.

### Glaciotectonique

Bien des auteurs ont attribué le plissement jurassien à un bourrage: sous la surcharge du prisme molassique et/ou des Préalpes, les évaporites du Trias auraient été chassées vers le nord-ouest et auraient gonflé des plis embryonnaires. En fait, de nombreuses incompatibilités avec les faits observés disqualifient cette hypothèse: ce n'est pas ici le lieu où les passer en revue. Curieusement, on ne s'est guère préoccupé de l'impact tectonique des glaciers quaternaires (RIGASSI 1977a, 1987). Certes, la pression statique exercée par ces glaciers n'atteint que 10–20% de celle due à la Molasse et/ou aux Préalpes; mais leur pression dynamique (accompagnée de surpression hydraulique) fut 15–20 fois supérieure à l'effet statique: l'alluvion ancienne de Genève a été soumise à des pressions de 1500–2000 kg/cm<sup>2</sup> (CAROZZI & JAYET 1947).

Sur la feuille Ste-Croix, les principaux indices directs d'une action glaciotectonique sont des stylolithes compatibles avec les mouvements du glacier rhodanien et avec les pentes topographiques, mais incompatibles avec la tectonique régionale; on voit de tels indices au flanc nord de la cuvette de Ste-Croix (tab. 6). Au versant NE des gorges de Covatanne, l'action du glacier est manifestée par de nombreuses diaclases ouvertes orientées 315° à 325°, alors que des diaclases plus anciennes orientées 010° et 050° sont «stylolithisées»: il y a donc eu pression SE/SSE–NW/NNW. Au flanc SE de la cuvette de Ste-Croix, la pression du glacier, ici orientée vers le SSE, a débité la roche en blocs amygdaloïdes (529.8/184.9/1050 m, pente 45° au NNW, pendage 86/325).

Tableau 6: *Stylolithes d'origine glaciotectionique.*

Coordonnées	Pendage	Pente du terrain	Pics stylolithiques	Diaclases à stylolithes	Mouvement du glacier
531.80/185.07/ 860 m	22/135	27/150	---	10/140	NW–NNW
531.17/185.60/ 1000 m	8/290	10/235	0/320	---	NW
531.03/186.90/ 1060 m	7/100	12/190	12/190	---	235*
530.94/185.36/ 900 m	10/355	25/170	8/360	5/280	NW–NNW
530.86/183.80/ 900 m	20/110	29/120	13/330	---	NW à NNW
530.35/186.75/ 1230 m	26/140	16/145	0/ 300–339	---	NW
530.02/185.98/ 1060 m	20/200	20/185	0/ 315–325	0/ 130–135	275–305*
530.00/186.47/ 1185 m	10/220	15/185	0/320	---	NW
529.94/185.88/ 1025 m	52/175	18/185	45/320	---	280*
529.80/184.91/ 1050 m	20/180	18/175	0/ 300–320	---	260–280*
529.76/186.74/ 1260 m	20/320	19/175	10/290 80/170	0/60	NNW
528.10/187.05/ 1170 m	45/310	---	25–50/ 290–329	---	NNW

\* mouvement donné par des stries; chiffres en degrés.

Il est admis qu'à température normale les stylolithes apparaissent dès que la pression dépasse 200 kg/cm<sup>2</sup> environ; avec les eaux froides riches en CO<sub>2</sub> des temps glaciaires, une pression plus faible était sans doute suffisante.

D'une façon plus générale, l'impact tectonique des fluctuations de température et de pression durant les temps glaciaires, sur les processus de gypsification de l'anhydrite et de déshydratation du gypse n'est pas à négliger: chaque diminution de température de 1° C permet à la gypsification de s'enfoncer d'une trentaine de mètres, mais chaque gain de pression de 10 kg/cm<sup>2</sup> fait remonter de presque 10 m le front d'hydratation. Le passage de l'anhydrite au gypse implique un gain

volumétrique de 60%: on comprend alors l'importance tectonique de ce processus (RIGASSI 1990, p. 75 s).

Nous attribuons à l'action dynamique du glacier rhodanien l'accentuation, sinon l'origine, de certains chevauchements vers le NW avec décollement dans les évaporites triasiques; ceci s'applique au monoclinale décollé de Feurtille (fig. 7, coupe 2) et aux structures analogues du flanc SE du Chasseron (fig. 7, coupe 1). Le glacier est aussi responsable de la surrection de la première chaîne, et de la déformation de la surface d'aplanissement tardimiocène. Tenant compte non seulement de l'action dynamique, mais aussi des gypsifications dues aux chutes de température qui ont précédé et accompagné les glaciations, on peut se demander si les glaciers alpins n'ont pas, petit à petit et par à-coups dressé eux-mêmes la barrière qui leur interdirait de déferler sur le domaine jurassien; durant les premiers stades, le Jura était peut-être entièrement recouvert par les glaces alpines: ce qui expliquerait les galets épars sur le Jura des plateaux et la zone du vignoble et certains graviers réputés fluviaux, mais en fait peut-être fluvio-glaciaires. Au Riss, le segment de la Haute-Chaine faisant face au flux majeur des glaces rhodaniennes a été suffisamment rehaussé pour arrêter l'avance du glacier alpin entre Nantua et Pontarlier: il ne pourra déborder le Jura que vers le Bas-Dauphiné et la Dombes, et partiellement jusqu'à Ornans et Morteau. Au «Würm», de rares langues alpines peuvent encore pénétrer jusqu'à Pontarlier et à Buttes; ailleurs, les plis jurassiens les plus internes formaient barrière.

## SUBSTANCES MINÉRALES UTILES

### Hydrocarbures

MILLIoud (1952) a signalé de petits indices d'un hydrocarbure brun clair dans des diaclases de la Dalle nacrée et des Marnes à *Rh. varians* près de Baulmes (529.65/183.35); nous avons observé près de la Dénériaz Dessus (531.18/190.17) des enduits d'hydrocarbure noir solide, mais soluble (gilsonite) dans les fissures des Marnes à *Rh. varians*. D'autres indices de pétrole lourd, mais visqueux, pâteux ou même liquide par temps chaud sont connus du Dogger supérieur du Val de Travers (Le Châble sur Couvet, Le Furcil) et des Episoats (SW de Vallorbe). Les indices d'hydrocarbures rencontrés par les forages pétroliers voisins de la région de Ste-Croix sont reportés sur la figure 1. Comme roches-mères, on peut envisager le Stéphanien et l'Autunien, d'où dérivent probablement le pétrole et le gaz des petits gisements du Jura français (région de Lons-le-Saunier, Valempoulières près Champagnole, Challeyriat et Ambérieu-Torcieu dans l'Ain) (RIGASSI 1990). La sismique indique la présence de ce Paléozoïque supérieur dans certaines parties de la région de Ste-Croix (fig. 7). Dans le forage de Treycovagnes (feuille Yverdon), plusieurs passées argileuses du Muschelkalk et du Keuper inférieur sont décrites comme de bonnes roches-mères mûres, mais elles ne totalisent que 5 m au plus; les «schistes-carton» du Toarcien sont, eux aussi, de bonne qualité et mûrs, mais ne mesurent que 5 m (SHELL SWITZERLAND 1978). D'autres roches assez riches en matière organique (Marnes à *Rh. varians*, Oxfordien précoce, Albien argileux) n'ont, à l'évidence, pas atteint la maturité. On peut se demander si les indices de pétrole lourd représentent un produit d'oxydation, ou s'ils se sont formés au sommet de la «fenêtre à huile»: la deuxième possibilité est plus vraisemblable et, dans ce cas, ils pourraient provenir du Toarcien qui, dans notre région, a été soumis à des températures de 65-75° C de la fin du Crétacé au Pliocène (RIGASSI 1990, p. 77 ss, fig. 19-21). La question d'éventuels gisements exploitables reste ouverte: les réservoirs du Trias et du Lias inférieur sont relativement prometteurs, mais même la sismique moderne ne donne que des résultats médiocres sous le toit des évaporites du Keuper (BRITISH PETROLEUM EXPLORATION 1988a, b).

Les éventuelles ressources en charbon du Stéphanien resteront, pour longtemps encore, dans le domaine de l'utopie puisqu'elles se situeraient à des kilomètres de profondeur.

### Tourbe

La tourbe a été exploitée jusqu'à la fin des années 1940, assez activement à La Sagne et entre L'Auberson et La Chauv, bien plus sporadiquement à la Mouille de La Vraconnaz et dans quelques autres tourbières.

### Marnes, argiles et calcite

Des *marnes et argiles* ont été exploitées jusqu'au début du 20<sup>ème</sup> siècle pour le marnage des cultures, en particulier les Marnes d'Hauterive (Les Bourquins, L'Auberson). A Noirvaux Dessus, une tuilerie exploitait au 19<sup>ème</sup> siècle l'Albien argileux (527.36/187.80) (SIMON 2008).

La *calcite* finement pulvérulente fréquente dans les interstices de la groise était autrefois utilisée au polissage et à l'entretien des ustensiles de cuivre.

### Matériaux de construction

On exploitait autrefois comme *pierre de taille* le «Séquanien» rubéfié (p.58) au village de Ste-Croix, au col des Etroits et plus au nord-est (528.30/187.55, 528.43/187.70). De petites carrières abandonnées et les murs de maisons anciennes montrent que l'on a tiré également des pierres de taille ou des lauzes de plusieurs formations: Grande oolithe près de Baulmes (529.10/183.15), Couches de Birmensdorf à La Vraconnaz (527.32/188.45), «Portlandien» à La Côte-aux-Fées (527.5/191.9, 527.68/191.40), Valanginien près de Baulmes (531.1/182.3) et de L'Auberson (524.17/185.12), «Barrémien» à L'Auberson (525.3/186.3) et à Buttes (531.00/192.85), OMM à L'Auberson (525.23/186.75). Seules quelques-unes de ces carrières sont encore temporairement exploitées aujourd'hui, et l'on n'en tire plus guère que du matériel concassé. On a fait, dans le passé, une assez grande consommation de blocs erratiques alpins, pour des objets artisanaux: bassins de fontaines, bornes, etc., notamment dans la région des Rasses et de Bullet.

Vers 1990, date de la rédaction de la présente notice, ne subsistent que quelques exploitations plutôt modestes de *matériaux d'empierrement*, par exemple au col des Etroits. L'exploitation de Vuiteboeuf (531.55/184.05) dans la groise va probablement cesser son activité; à l'Aiguillon (525.9/182.8), on exploite les éboulis de Malm; à La Fuve (523.40/189.15), une petite mais active carrière tire des matériaux d'empierrement du «Portlandien». La gravière dans le fluvio-glaciaire du Château (530.9/185.8) est épuisée, celles autrefois florissantes dans les graviers deltaïques de Buttes sont épuisées et celles à l'ouest et à l'est de Baulmes abandonnées. Pour l'empierrement des routes forestières, on a principalement recours à de petites exploitations temporaires, surtout dans les éboulis; la plupart, trop petites et sans grand intérêt géologique, ne sont pas figurées sur la carte; pour l'entretien et la construction de routes plus importantes, les matériaux proviennent du Moyen-Pays et du Val de Travers: d'où une contamination en matériel rhodanien là où le glacier du Rhône n'est jamais arrivé.

La carrière de *pierre à ciment* de Baulmes (529.9/183.1) dans les Couches d'Effingen est la seule exploitation minérale de dimension industrielle qui ait jamais existé sur la feuille Ste-Croix (SCHARDT 1892-1926, MEISSER 2007). L'exploitation débuta, à une échelle artisanale, au 18<sup>ème</sup> siècle, produisant du ciment pour

la construction de poêles. Elle se développa vers 1870 (?), d'abord à ciel ouvert avec une cinquantaine d'ouvriers (carrière et usine), puis à partir des années 1920 par galeries souterraines avec parfois plus de 200 employés. L'usine fournissait des produits hydrauliques, du Portland et du ciment romain. Dès la fin des années quarante, la production fut en grande partie déplacée à Eclépens où elle utilise les calcaires du «Barrémien» et de l'Hauterivien et les marnes sableuses du Chattien. Après une dizaine d'années où elle ne produisait plus que des chaux, l'exploitation de Baulmes fut fermée en 1957. On peut estimer que quelque 500 000 m<sup>3</sup> de marnes et calcaires hydrauliques ont été exploités à ciel ouvert, et probablement plus en galeries. Des spéléologues chiffrent la longueur des galeries à 10,7 km (COMMISSION DE LA SSS), mais d'autres sources l'estiment à une trentaine de kilomètres répartis sur 8 étages (renseignements aimablement fournis par L. Bardet, Aménagement du Territoire, Lausanne); les documents conservés dans le dossier SCHARDT (1892-1926) ne concernent pas les phases plus récentes de l'exploitation.

### Minerais

Les *minerais de fer* du sommet du Valanginien («limonite valanginienne»), activement exploités autrefois à Métabief (feuille Orbe), ont donné lieu dans la région de Ste-Croix à une exploitation sporadique de la fin du 15<sup>ème</sup> siècle au début du 19<sup>ème</sup> siècle (FEHLMANN 1932, PELET 1978, 1983); des hauts fourneaux ont fonctionné à La Mouille Mougnon (527.1/187.7), à Noirvaux Dessus (527.70/187.75) et à La Jougnena (525.40/182.25); le minerai provenait principalement de la région sise à environ un kilomètre à l'WSW de L'Auberson (anciennement: lieu-dit Vers-les-Mines); n'excédant guère 30 cm d'épaisseur, il contient: Fe 14,2 à 23,1% (moyenne 19%), CaO 28,8%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,8%, SiO<sub>2</sub> 4,6%. Nous avons vu des tranchées correspondant probablement à d'anciennes exploitations en 525.75/189.20 et 524.75/187.09, mais, dans cette région frontière, elles sont peut-être le fait de militaires.

Durant la deuxième guerre mondiale, on a prospecté les *phosphates* de l'Albien près de La Chaux (FALCONNIER & LOMBARD 1943, GLAUSER 1943). Une petite fouille (527.13/186.98) n'a trouvé, sous le sol, que quelques décimètres d'Albien phosphaté; une fouille longue de 30 m (526.92/186.77) a permis d'extraire 250 t de tout-venant de l'Albien phosphaté épais d'un mètre, couvert par l'Albien argileux et reposant sur l'Aptien. Les nodules phosphatés comptent pour 8-10% du tout-venant, ils contiennent de 12-20% de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; en outre, 45% du tout-venant consistent en sable faiblement phosphaté (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 1,2%); deux autres fouilles (527.3/187.1 et 527.7/187.5) sont passées directement du sol dans des terrains anté-albiens. A titre anecdotique, notons que le tout-venant a en partie été lavé à la tuilerie d'Eclépens, où l'on peut encore voir dans le sol (feuille Cossonay, 532.7/167.4) des fossiles phosphatés provenant de La Chaux, malignement situés entre la cuesta du Chattien et la pente structurale du «Barrémien».

## HYDROLOGIE

### Généralités

Selon TRIPET (1972), les précipitations sont abondantes:

Tableau 7: *Précipitations et moyennes annuelles pour quatre stations couvrant la région de la feuille Ste-Croix.*

Localité	Précipitations annuelles (mm/an)	Moyenne annuelle (mm/an)
Les Verrières	1050–2225	1655
Les Fourgs	1100–1685	1530
L'Auberson	1140–1800	1635
Chasseron	1040–1920	1545

Au pied du Jura elles sont d'environ 1200 mm/an. L'évapotranspiration correspond à 30–40% des précipitations; les 60–70% restants excèdent largement le débit des rivières issues de notre région plus celui des sources, parmi lesquelles les trois grandes sources vauclusiennes de Buttes, Longeaigue et Covatanne, plus celle de La Mothe (feuille Grandson, 533.4/185.8) comptent pour plus de 90% du débit total. Il semble donc qu'une partie importante des eaux infiltrées se dirige vers des aquifères ou des réseaux karstiques profonds, dont les exutoires, lointains ou même très lointains, restent inconnus. De tels essais de bilans doivent cependant être considérés avec méfiance, étant données la complexité et les fantaisies des réseaux karstiques.

On a porté sur la carte les sources signalées par KIRALY (1973), et celles répertoriées par le cadastre hydrogéologique du Canton de Vaud (AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE, CANTON DE VAUD, b) et par le Laboratoire cantonal de Neuchâtel. Nous y avons ajouté quelques menues sources; mais plusieurs petites sources non captées nous ont probablement échappé, notre travail sur le terrain ayant été en bonne partie fait durant les étés très secs de 1989 et 1990.

La synthèse de PASQUIER et al. (2006) expose à nouveau, d'un point de vue parfois différent, une partie des données qui suivent; elle fournit également les références d'un grand nombre de travaux récents, publiés ou inédits, ainsi que d'utiles compléments sur les traçages, les ouvrages captants, les débits, caractéristiques chimiques et températures des eaux de la région.

### Sources des synclinaux

Elles comprennent plusieurs petites sources au voisinage du contact Pierre jaune de Neuchâtel–Marnes d'Hauterive du synclinal de La Côte-aux-Fées, principalement près de son axe ou sur son flanc NW; les débits sont modestes: de

quelques l/min à 100 l/min. L'alimentation, locale, provient des affleurements de Pierre jaune, qui occupent env. 1 km<sup>2</sup>; les petites sources voisines ne restituent guère plus d'un dixième de l'eau tombée sur ces affleurements, et il y a donc pertes soit vers la profondeur (Valanginien - Malm), soit axialement au toit des Marnes d'Hauterive vers le nord-est. Il y a quelques très petites sources près du contact Valanginien/«Purbeckien».

Dans la cuvette de La Chaux, les sources importantes qui s'échelonnent de la Mouille au Sayet à la Mouille Mougnon, le long de la vallée tardi-«würmienne» du flanc NW, sortent de la Molasse ou des minces dépôts alluviaux et palustres. Les fortes variations de débit suggèrent une alimentation à partir d'un réseau karstique dans le Mésozoïque sous-jacent; une coloration faite par l'hydrogéologue cantonal J. Mautner (comm. orale) aux Rochettes (526.07/188.74/1125 m) est réapparue à coup sûr à la source Qui-Bruit (526.54/187.64/1040 m) et probablement à la source Winkler (527.19/187.62/1030 m). Une autre coloration, dans une doline de la Mouille de La Vraconnaz (525.77/187.95/1078 m) a atteint la source Qui-Bruit à une vitesse (à vol d'oiseau) dépassant 700 m/jour, mais n'a pas teinté la source Winkler (BUREAU CSD 1988). Il y a une petite contribution locale: la coloration de deux fouilles, 150 m au NW et 65 m plus haut («Barrémien») et 640 m à l'ESE et 12 m plus haut (Molasse) est apparue avec des délais très longs à la source Qui-Bruit (526.54/187.64/1040 m, BUREAU CSD 1988). Les étirements et, en profondeur, les failles inverses marquant le bord NE du synclinal et les décrochements dextres WNW-ESE contrôlent probablement les circulations d'eau.

Les petites sources de Noirvaux Dessus et celles du bas vallon de Noirvaux dans les éboulis (529.30/189.12, 529.84/189.93) ou dans la Molasse (529.55/189.90, 529.72/189.99) proviennent d'infiltrations locales; une petite source captée (529.85/189.82) près du Crétacé renversé pourrait être vaclusienne, et alimentée à partir du Malm des Roches Blanches.

Dans le synclinal des Verrières, les deux petites sources au sud-ouest de Grange de Largillat sortent de la moraine locale.

Plusieurs sources, certaines importantes, sont situées dans l'étroite gouttière synclinale Culliairy - col de l'Aiguillon: la faille inverse qui la limite au nord-ouest fait peut-être barrage à des réseaux karstiques développés au flanc NW des Aiguilles de Baulmes; mais des infiltrations dans les éboulis, et un contrôle des sources par la perméabilité variable des terrains sous-jacents (glaciaire, Molasse, Mésozoïque) peuvent, à eux seuls, expliquer ces points d'eau.

### **Sources des combes anticlinales**

Il y a trois groupes de sources dans l'anticlinal des Dénériaz (BUREAU CSD 1988, BASABE & BIELER 1988). Près du périclinal NE, quelques petites sources sortent des Couches d'Effingen; une assez grosse source, dite de la Dénériaz Dessus (531.5/190.2/1265 m) est issue des Couches de Birmenstorf et de la Dalle

nacrée, la principale émergence (atteinte par une galerie de 17 m) sortant d'une faille ouverte 45°/NW; le traceur injecté dans une fouille située 280 m au NE et 85 m plus haut, au contact Couches d'Effingen/Couches de Birmenstorf ressortait dès le 2<sup>ème</sup> jour; mais il réapparaissait aussi, le 5<sup>ème</sup> jour, 1450 m au SW, à l'un des captages de la Dénériaz Dessous. Ce dernier captage fait partie du 2<sup>ème</sup> groupe de sources, près du périclinal SW; il y a là une source, à la cote 1140 m, 120 m au sud-est du chalet, et plusieurs captages de 100–230 m au nord-est, étagés entre les altitudes de 1128 et 1140 m; tous ces points d'eau sont au voisinage du contact Malm/Dogger, plus ou moins couvert par des éboulis; le traceur mis dans une fouille (530.76/189.17/1335 m, Marnes à *Rh. varians*) 350–400 m au nord-est des captages est apparu dans ceux-ci le 3<sup>ème</sup> jour, et le 5<sup>ème</sup> jour à la source. Enfin, un troisième groupe de sources occupe le plongement SW des deux petits anticlinaux des Auges et du Sollier; plusieurs captages sont établis le long de la petite vallée sise à l'est des Auges, entre les cotes 1258 et 1222 m, dans l'«Argovien» et le Dogger supérieur partiellement recouverts de sol et d'éboulis; depuis une fouille au Sollier (1360 m) jusqu'aux deux captages aval, à 460 et 480 m au SW, le colorant s'est déplacé en 3–5 jours (BUREAU CSD 1988). Ainsi, tout le cœur de l'anticlinorium du Cochet–les Dénériaz–Crêt de la Neige semble être parcouru par des circulations en fissures et diaclases; il ne s'agit pas d'un aquifère de la Dalle nacrée et des Couches de Birmenstorf, mais pas non plus d'un vrai réseau karstique: il n'y a pas d'objets karstiques (dolines, lapiez, gouffres). On a plutôt affaire à un stade très juvénile d'un karst en formation, combiné d'ailleurs avec des écoulements superficiels permanents (ruisseau de la Dénériaz et son affluent au sud des Roches Eboulées, ruisseau des Auges et son affluent descendu du Sollier), temporaires (ruisseau de l'ouest de La Merla vers Dénériaz Dessous), ou encore aujourd'hui asséchés (ravin de Fraîcheur – 530.55/189.22 –, du nord de La Merla à Dénériaz Dessous). D'autres sources de cette combe anticlinale (ESE et ENE du Mont de la Maya, et 300 m au nord de Dénériaz Dessous) semblent n'être alimentées que par des percolations dans les éboulis.

A l'exception des grosses sources vauclusiennes de Longeaigue et Buttes, les sources de l'anticlinal La Vraconnaz–Longeaigue sont insignifiantes; elles sont proches du contact «Séquanien»/«Argovien» et l'alimentation est purement locale; à La Vraconnaz, une petite source sort au contact Couches d'Effingen/Couches de Birmenstorf, près d'un décrochement.

Les quelques petites sources de l'anticlinal des Gîtes–Mouille Faison proviennent d'infiltrations dans les éboulis, le glaciaire, l'«Argovien» et le Dogger supérieur altérés du versant sud-est du Mont des Cerfs.

Dans la combe anticlinale Grange Neuve–Montjovet, un premier groupe de sources, au sud-ouest des Praz, se situe près du décrochement N–S de l'Aiguillon, au voisinage du contact «Argovien»/Dogger et dans les Marnes à *Rh. varians*. Au périclinal NE, des sources dans les Marnes à *Rh. varians* couvertes de glaciaire, probablement contrôlées par des décrochements WNW–ESE, sont peut-être des

émergences d'un réseau karstique drainant le cœur de l'anticlinal. D'autres sources, suintantes des éboulis (nord-ouest à NNW de Crébillons) ou du glaciaire (WSW des Mouilles) semblent dériver de petites circulations au contact Quaternaire/«Argovien».

### Sources du Quaternaire

On peut considérer comme uniquement liées au Quaternaire les modestes sources situées 0,5–2 km à l'ESE de Ste-Croix.

### Réseaux karstiques actifs et sources vaclusiennes

Morphologiquement, la feuille Ste-Croix fait partie d'un panneau jurassien de 380 km<sup>2</sup> délimité comme suit:

- au NNW par l'enfilade du vallon des Verrières (altitude 855 m à St-Pierre, 935 m au col des Bayards) – Val de Travers (source de l'Areuse, 793 m; son débouché en pays molassique à 450 m),
- à l'W par la vallée humide qui suit le couloir décrochant de Pontarlier, de St-Pierre par le col de Jougne (1007 m) et la basse Jougne (870 m au S de Jougne) au Day (840 m),
- au S par l'Orbe, du Day à la proximité de Montcherand (500 m),
- au SE par le contact Molasse/Crétacé, d'Orbe à Concise, puis par le lac de Neuchâtel (429 m), puis à nouveau par la Molasse vers Boudry.

De plus, le panneau est divisé par 3 lignes:

1. la ligne morphotectonique Fleurier (740 m) – Buttes – Noirvaux – col des Etroits (1152 m) – Culliairy (1037 m) – Sur le Tour (1320 m) – Jougne (1073 m),
2. le système décrochant dextre WNW – ESE allant d'entre Buttes et Fleurier au Mont Aubert et à La Lance,
3. les décrochements dextres WNW – ESE St-Pierre – La Vraconnaz – Noirvaux, puis le cours de l'Arnon, du col des Etroits à Vuiteboëuf.

On a donc au NW de la ligne 1:

- un bloc (50 km<sup>2</sup>) au NNE de la ligne 3, culminant au Mont des Verrières (1245 m),
- un bloc Roche Sarrasine – Les Fourgs – Joux de Jougne (80 km<sup>2</sup>) au SSW de la ligne 3, culminant à l'Herba (1303 m).

Au SE de la ligne 1:

- un bloc Creux du Van – Mont Aubert (125 km<sup>2</sup>) au NNE de la ligne 2, culminant à 1465 m,

- un bloc Chasseron (65 km<sup>2</sup>, culminant à 1607 m) entre les lignes 2 et 3,
- un bloc Aiguilles de Baulmes – Suchet (60 km<sup>2</sup>, culminant à 1588 m) au SSW de la ligne 3.

Du point de vue hydrologique, il faut retenir que l'ensemble du panneau reçoit annuellement 500–600 millions de mètres cubes d'eau. Compte tenu de l'évapotranspiration, une douzaine de m<sup>3</sup>/sec resteraient disponibles pour le ruissellement superficiel, l'alimentation des sources et celles des réseaux karstiques.

Dans le Jura, où alternent calcaires fracturés karstifiables et paquets marneux peu perméables, et où bien des failles combinent composantes horizontale et verticale et peuvent ainsi, dans un même champ de contrainte cisailante, passer sur quelques kilomètres (voire hectomètres) d'un régime compressif à la distension, il est quasiment impossible de prédire si telle faille, à tel endroit, va offrir des conduits ou, au contraire, faire barrage aux eaux souterraines. La vraie question serait de déterminer ce qui, en tel lieu et à telle profondeur, vient en contact: calcaire contre calcaire, ou contre marne?

L'ampleur des circulations karstiques sous le massif du Chasseron et leur aptitude à franchir certains décrochements et plis ont été mises en évidence par JEANNIN & WACKER (1984; voir aussi STETTLER 1990): un colorant versé dans le gouffre de La Roguine (feuille Grandson, 539.16/192.12/1230 m) ressortait à la source vaclusienne de Covatanne (10,5 km au SW, 755 m) après 19 jours. Mais, bien avant, l'eau colorée avait fait sa réapparition, dans l'ordre: à La Raisse/Concise (8,5 km E de La Roguine, 460 m), La Lance (7,2 km à l'ESE, 470 m), La Mothe (8,5 km au SW, 545 m), Quarteron (5 km à l'ENE, 925 m), sous Montalchez (8,5 km à l'ENE, 600 m), et à La Raisse/Fleurier (5 km à l'WNW, 780 m). Ce n'est qu'après la coloration de Covatanne que le traceur ressortait à trois exsurgences près de Môtiers (3,5 km au N de La Roguine, 930 m – 3,2 km au NNW, 850 m – 2,7 km à l'WNW, 1120 m).

En Franche-Comté, les traçages réussis sur des distances à vol d'oiseau de plus de 15–20 km ne sont pas rares, des circulations karstiques convergentes étant démontrées jusqu'à 28 km (1987).

L'exsurgence de Covatanne est peut-être aussi en liaison avec la cuvette de L'Auberson: un épanchement de purin près de ce village l'aurait polluée quelques jours plus tard (comm. orale de M. Degiez, Municipal, Vuiteboëuf); si tel est le cas, les sources de la Mouille au Sayet – Mouille Mougnon ne seraient que des regards sur un réseau Les Rochettes – Mouille de La Vraconnaz – Covatanne. L'exsurgence de Covatanne bénéficie aussi d'apports plus proches: de l'Arnon à Ste-Croix (1070 m) le traceur est apparu à Covatanne (2,8 km à l'E) en 4 jours, alors que d'un point (altitude 910 m) seulement un kilomètre à l'ouest de la source, il lui fallut 14 jours. D'un déversoir de collecteur aux Rasses (1180 m, 1,4 km au N de la source), le traceur a mis 15 jours, et, paradoxalement, l'essai à partir d'une fissure à 1010 m d'altitude à 0,5 km seulement au nord de la source a été négatif.

Des liaisons avec le plateau des Rasses – Bullet sont démontrées par l'abondance et le degré d'éroulé des cailloux dérivés des grandes moraines rhodaniennes, assez fréquents dans les grottes des Lacs et de la Grande Poule (JACCARD & WALTHER 1986).

La tectonique et la morphologie régionales indiquent que le réseau de Covatanne pourrait faire partie d'un réseau s'étendant bien plus profondément, jusque dans le Dogger; il pourrait être en partie alimenté par le cœur de l'anticlinal de Grange Neuve – Montjovet; on ignore tout des exutoires de cet hypothétique étage profond. Les exurgences de Covatanne débitent plusieurs m<sup>3</sup>/sec en période de crue; même en période exceptionnellement sèche (été 1976), les captages donnent encore près de 1 m<sup>3</sup>/s (M. Degiez, comm. orale).

Les dépressions, qu'elles soient purement tectoniques (décrochements du Mont Aubert), morphotectoniques (Val de Travers) ou simplement morphologiques (gorges de Covatanne) peuvent servir de drains, ce qu'ont déjà postulé, parmi d'autres, MONBARON (1975) et CHAUVE et al. (1987).

La Baume de Longeaigne (529.885/191.610), la source située en-dessous, le captage dans les éboulis et alluvions 500 m au sud-est, et les sources des Raisses (531.9/193.1 – 532.05/193.12) font probablement partie d'un même réseau karstique, étant donné la similitude de conductivité et de température de leurs eaux (BURGER 1959). Des liaisons de ce réseau avec la partie sud-ouest du synclinal de La Côte-aux-Fées sont soupçonnées, mais il ne semble pas y avoir eu de traçages concluants. En crue, Baume et source de Longeaigne débitent près de 1 m<sup>3</sup>/sec, et Les Raisses atteignent un peu plus en pointe (KIRALY 1973).

### Alimentation en eau

Les Communes de Baulmes, Buttes et Vuitebœuf disposent de sources abondantes. Les petites sources exploitées par La Côte-aux-Fées suffisent aux besoins. Les Verrières (NE) font partie du syndicat utilisant les eaux de l'Areuse, les Verrières-de-Joux et Les Fourgs de celui pompant les eaux du lac de St-Point, Bullet de celui recourant à celles du lac de Neuchâtel. Ste-Croix, qui dispose de sources suffisantes dans la conjoncture actuelle, est membre de ce dernier syndicat.

Toutes les sources sont très calcaires: de 175–400 ppm de CaCO<sub>3</sub>, alors que les eaux de ruissellement en contiennent 80 ppm sur les calcaires et 130 ppm sur humus (AUBERT & GUIGNARD 1972). Tant les eaux des petites sources que celles des grosses exurgences vauclusiennes sont de qualité bactériologique mauvaise, comme c'est la règle en pays karstique. On a continué trop longtemps à accroître de grandes décharges superficielles à Ste-Croix (526.8/186.4) et à Buttes (531.6/193.0). L'habitude ancestrale – et pourtant déjà dénoncée par Martel au siècle dernier – de jeter les détritiques dans les cavités karstiques est assez efficacement réprimée en territoire neuchâtelais, ce qui n'est pas tout à fait le cas dans les régions vaudoises et françaises.

## MORPHOLOGIE

### Morphologie karstique

#### Paléokarsts

Le paléokarst le plus ancien, celui qui sépare Aptien et «Barrémien», n'a guère produit que quelques fissures, un peu de lapiézage. Il s'est probablement formé sur une basse cote, sous un climat assez chaud pour produire de la *terra rossa*.

L'épisode karstique entre Albien et Aptien s'est peu manifesté ici, sans doute en raison de la lithologie assez gréseuse et marneuse de l'Aptien; on ne voit pas les lapiez, dolines et cavités qui existent là où l'Aptien est plus épais et comporte des calcaires massifs «urgo-aptiens» (Jura méridional, domaine delphino-helvétique). On sait que cet épisode correspond à un abaissement soudain du niveau des mers.

Le cycle karstique éocène est le principal responsable du biseutage, entre La Vraconnaz et Les Verrières (aujourd'hui distantes de 12 km), de tout l'ensemble «Barrémien»-Cénomaniens, épais de plus de 100 m, et du décapage complet du Turonien-Sénonien, originellement minces et actuellement réduit à quelques galets et microfossiles remaniés dans les sédiments tertiaires.

Les lapiez des Verrières (AUBERT 1972, RIGASSI 1977 b), fossilisés par l'OMM, appartiennent à l'épisode karstique dont les cavités ont été remblayées par du sidérolithique. Le karst lui-même, comme les carapaces latéritiques («Bohnerz»), s'est formé, sous un climat tropical, c'est-à-dire à peu près n'importe quand depuis l'Eocène inférieur à l'Eocène terminal; le sidérolithique des cavités est évidemment remanié, et ses faunes de mammifères (Chamblon: Lutétien tardif, Mormont: Eocène tardif) ne nous renseignent que sur l'âge de la mort du karst, pas sur celui de sa formation et de son activité. Aux Verrières, les fissures karstiques sont tapissées d'argile rouge à pisolithes que les sables marins du Miocène ont remaniée. Durant la vingtaine de millions d'années séparant l'Eocène (? tardif) du Burdigalien tardif, aucune ablation ou érosion karstique n'est venue modifier sensiblement la surface modelée durant l'épisode tropical. Tout au plus, les croûtes ferrugineuses ont-elles été démantelées, et il y eut peut-être encore une faible activité cryptokarstique dans le Crétacé situé sous elles ou sous leurs altérites de transit. Si l'on tente de remettre à l'horizontale le grand lapiez fossile des Verrières, on se heurte à un problème: faut-il faire pivoter la surface lapiézée selon sa direction – ce qui implique que les replis du synclinal des Verrières seraient uniquement dus à une compression perpendiculaire à leurs axes, ou faut-il impliquer des torsions et des cisaillements (solution préférable, p. 80). Le tableau 8 tient compte des deux possibilités. Au Mormont (RIGASSI 1977b), les paléozimuts des fissures remplies

Tableau 8: *Paléoazimuts des fissures du lapiez fossile des Verrières (523.7/193.9).*

Paléoazimut			Type de failles selon RIEDEL	
Fréquence, % de longueur totale	Par pivotage	En tenant compte des torsions		
40	165°	025°	R	senestre
20	175°	040°	Y	senestre
15	125°	170°	T	tension
5	100°	145°	R'	dextre
5	015°	060°	P	senestre
5	045°	090°	X	dextre

de sidérolithique se concentrent autour de 035° (Y de RIEDEL) et, dans une moindre mesure, 075° (P) et 115° (X), alors que les cassures postéocènes sont des dextres (105°–130°, Y) et des senestres (150°–180°, R'). Dans le Jura septentrional (Court, Delémont, Mettemberg, Ferrette, etc.), les paléoazimuts des fissures pré-sidérolithiques sont surtout N et NNE.

Dans le Jura, les formes karstiques éocènes et leur remplissage sont préservés, fossilisés sous la Molasse basale, que l'âge de celle-ci soit oligocène ou miocène. Certes, la partie supérieure du Jurassique karstifié a été érodée avant la transgression miocène du Jura tabulaire, mais cette érosion s'est attaquée à des blocs élevés découpés par les failles rhénanes et l'érosion était fluviale comme en témoignent les conglomérats intercalés dans toutes les formations oligocènes au sud du Fossé rhéman. Cela oblige à remettre en cause le schéma d'AUBERT (1969, 1975), selon lequel le modelé du Jura, essentiellement karstique, se serait fait progressivement, de l'Éocène à aujourd'hui.

Un nouveau cycle karstique débute probablement au Miocène moyen et tardif (?), mais nous n'en connaissons presque rien: contrairement à son prédécesseur éocène, il n'a pas été préservé par des sédiments plus jeunes. La découverte à la Vue des Alpes d'une poche contenant des mammifères (BOLLIGER et al. 1993) illustre le remplissage et la fossilisation d'un karst au Pliocène moyen; mais cela ne donne, quant à l'âge de la formation du karst, qu'une limite *ab quo*.

### Karst moderne

Entre le remplissage de la Vue des Alpes et celui de quelques grottes (Cotancher, etc.) de l'interglaciaire «Riss-Würm» ou du «Würm» précoce (et cela ne fournit qu'une limite *ab quo* quant à l'époque de formation du karst), on ne

connait dans la Haute-Chaine aucun dépôt karstique; le hiatus représente 3–4 Ma. Quoi qu'il en soit, le début du cycle karstique est certainement contemporain ou légèrement postérieur à une phase de plissement; le plissement principal du Jura, débutant au Pliocène inférieur ou moyen, s'est probablement poursuivi jusque dans le Pléistocène.

### Lapiez

Ils sont surtout développés sur le Malm calcaire. A l'accoutumée, la lapiézation est maximum là où la pente du terrain est presque parallèle aux couches. Les calcaires du Dogger, à peu près intacts dans le cœur anticlinal des Dénériaz, sont un peu lapiézés dans la pente structurale formant le flanc NW de l'anticlinal de Grange Neuve–Montjovet. Les lapiez sont surtout abondants au-dessus de 1000 m à 1100 m, peut-être parce que plus bas, les pentes sont fortes, et souvent couvertes d'éboulis ou empâtées de glaciaire. Tous les lapiez de notre région semblent juvéniles.

### Dolines

Ce terme recouvre des objets très variés; il est appliqué ici à toutes les dépressions circulaires ou ovales d'un diamètre de quelques mètres à plusieurs décimètres. Ces dépressions peuvent être morphologiquement dissemblables, et même d'origine différente. Certaines sont des soucoupes peu profondes, d'autres coniques (et il convient de ne pas les confondre avec les fréquents fours à charbon de bois), d'autres enfin subcylindriques, à l'emporte-pièce et bordées de parois rocheuses verticales (dolines-puits); ce dernier type est abondant dans la région Mont des Verrières–Montagne de Buttes. JACCARD & WALTHER (1986) ont proposé une classification morphologique des dolines du flanc SE du Chasseron. Quelques «dolines» de la partie ouest de la cuvette de L'Auberson ne sont probablement pas dues à des processus karstiques: elles sont l'empreinte, dans des dépôts glaciaires, de masses de glace morte, ou occupent les mailles de réseaux sous-glaciaires tressés (eskers).

Nous avons noté un peu plus de 600 dolines, mais d'autres nous ont sans doute échappé, en particulier en forêt (ou nous en avons pourtant repéré plusieurs par l'examen, à la loupe, des photos aériennes). Dans l'évaluation des données statistiques (tab. 8 et 9, fig. 16), il ne faut pas négliger le fait que les dolines sont bien plus visibles dans les régions couvertes de pâturages – ce qui est souvent le cas sur la Molasse, le Crétacé, l'«Argovien» et les Marnes à *Rh. varians*.

La répartition des dolines n'est pas aléatoire. Nous n'avons trouvé qu'une seule doline en dessous de 1000 m, à 935 m: les régions basses présentent de fortes pentes, couvertes d'éboulis ou de glaciaire. La lithologie joue un certain rôle; mais, si l'on pourrait s'attendre à une plus grande fréquence en terrain calcaire, les

Tableau 9: *Nombre de dolines par km<sup>2</sup>, Malm des anticlinaux.*

Anticlinaux	«Argovien»	«Séquanien»	«Kimméridgien»	«Portlandien»	«Malm»
1- Mt des Verrières – Mgne de Buttes	--	7	moy.-sup.	13	8
			basal	10 4	
2- Granges Berrard – La Vraconnaz	22	7	9	13	11
3- Gîtes – Mt de la Maya	--	7	5	2	5
4- Le Cocher – Crêt de la Neige	15	6	2	--	6
<i>Moyenne</i>	<i>19</i>	<i>7</i>	<i>9</i>		<i>8</i>

Tableau 10: *Comparaison de la surface occupée par les différentes formations et du pourcentage des dolines qu'elles contiennent (au-dessus de 1000 m d'altitude).*

Formation	Pourcentage de la surface du terrain	Pourcentage du nombre de dolines
Molasse	5	7
Albien – «Barrémien»	3	6
Pierre Jaune	2	0,2
Marnes d'Hauterive	2	3
Valanginien	3	3
«Purbeckien»	1	2
«Portlandien»	16	19
«Kimméridgien»	39	35
«Séquanien»	16	12
«Argovien»	8	11
Dogger	5	2

dolines abondent à la Mouille de La Vraconnaz et au nord-est du Crêt de la Neige (532.1/191.2 – 532.5/191.6) sur l'«Argovien» et dans la Molasse de la cuvette de L'Auberson – La Chau: il y a probablement un soutirage vers des réseaux actifs enfouis, respectivement dans le Dogger et le Crétacé inférieur – Malm. Les carbonates stromatolithiques semblent peu favorables à la genèse de dolines («Kimméridgien» basal, tab. 9/1); mais, dans le «Portlandien», cette inhibition peut disparaître là où des dolomies cavernueuses (souvent dédolomitisées) s'intercalent (tab. 9/3).

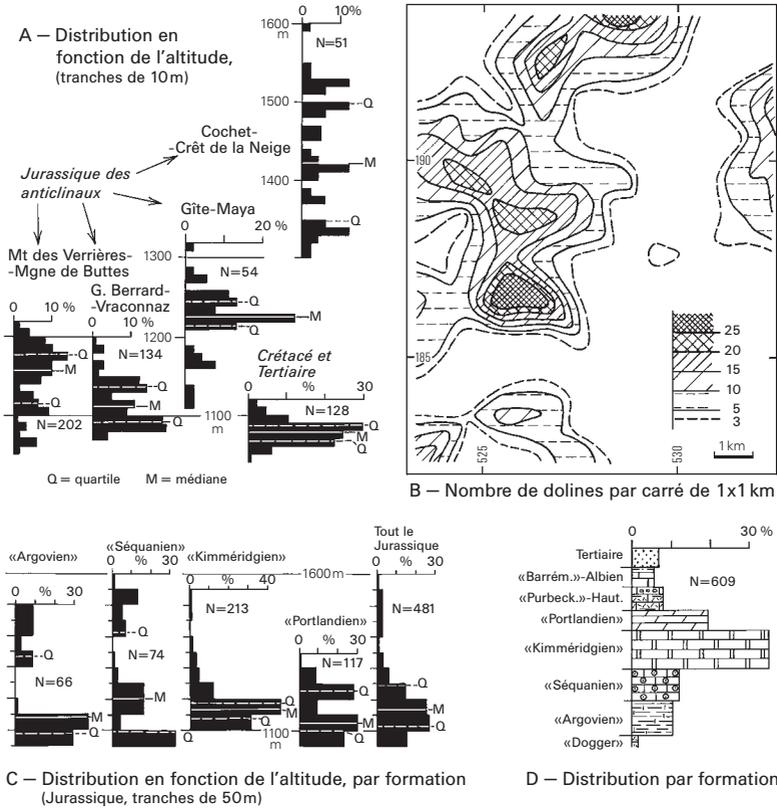


Fig. 16: Distribution et fréquence des dolines.

A: Distribution en fonction de l'altitude, tranches de 10 m; B: Nombre de dolines par carré de 1 x 1 km; C: Distribution en fonction de l'altitude, par formation (Jurassique, tranches de 50m); D: Distribution par formation.

Cependant, le nombre de dolines dans chaque formation correspond assez bien à la surface que celle-ci occupe (tab. 10); un certain excédent de dolines dans l'ensemble Molasse-«Barrémien», dans le «Purbeckien» et dans l'«Argovien» est dû au soutirage, un léger déficit dans le «Kimméridgien» et le «Séquanien» au fait que ces formations forment souvent des parois ou des pentes raides.

La distribution des dolines selon l'altitude est irrégulière dans l'anticlinal du Cochet-Crêt de la Neige, un peu moins dans celui des Gîtes-Mont de la Maya, et bimodale dans les structures du Mont des Verrières-Montagne de Buttes et de

Granges Berrard–La Vraconnaz (fig. 16, A). Tenant compte à la fois de la distribution par tranches d'altitude et par formations (fig. 16, C) on voit que les dolines se concentrent à certaines cotes, bien que les formations n'affleurent pas aux mêmes altitudes: les médianes de distribution sont comprises dans un intervalle de 72 m, alors que les dolines s'étagent sur 500 m environ.

Enfin, la distribution spatiale n'est pas quelconque (fig. 16, B). Environ 25% des dolines sont dans des bassins fermés – qu'il s'agisse de combes anticlinales (Mouille de La Vraconnaz) ou de synclinaux (L'Auberson–La Chaux), et 14% aux versants de tels bassins, mais au-dessus de la courbe de niveau de fermeture, ou dans des bassins quasi fermés; ainsi, 19% des dolines sont dans des zones plus vastes de pénétration des eaux. La plus grande densité – 37 dolines/km<sup>2</sup> – est atteinte dans la maille 525–526/186–187 du carroyage kilométrique. Les lignes d'isofréquence suggèrent aussi une relation avec certaines failles: décrochements NW–SE au nord du col de l'Aiguillon, flanc NW étiré et faillé du synclinal de L'Auberson–La Chaux, décrochements W–E et WNW–ESE de la région Grange des Combes–Granges Berrard–La Vraconnaz, failles NW–SE de l'anticlinal Mont des Verrières–Montagne de Buttes; dans ce dernier cas, les dolines se sont surtout formées dans de petites vallées sur failles, aujourd'hui sèches: les dolines sont reliées par des dépressions méandriques profondes de 2–8 m (donc invisibles sur la CN); on observe cette disposition entre 528.8/193.8 et 529.20/193.25, 527.90/193.65 et 528.3/193.2, 527.2/193.5 et 527.60/192.85.

### Bassins fermés

Paradoxalement, le plus grand bassin fermé, celui des Marais de Rances (140 ha, dont 6 seulement sur la feuille Ste-Croix), se trouve en pays molassique. Fermé par l'isohypse de 612 m, il est drainé par une perte (ponor) à la cote 600 m (feuille Orbe); son origine n'est pas simplement karstique: la relative imperméabilité de son fond est due à de la moraine (et, probablement, des argiles glaciolacustres) reposant sur la Molasse chattienne, il est limité au sud-est par le chevauchement de Feurtille, et au nord-est par des graviers glacio-deltaïque. Les petites dépressions allongées de Prayel (1 km au nord-est de Baulmes, altitude 1040 m) sont liées à des cordons morainiques; le glaciaire contrôle sans doute aussi deux menus bassins fermés 1,2 km au nord-ouest de L'Auberson.

Les autres bassins fermés, principalement sinon entièrement, d'origine karstique s'étagent de 1055 à 1205 m (médiane 1140 m, comparer avec celle des dolines, fig. 16 A, C). Le plus grand, celui de la Mouille de La Vraconnaz, couvre environ 90 ha, et ses versants en dessus de l'isohypse fermée (1107 m) environ 30 ha; c'est un poljé établi sur l'«Argovien» (peut-être en partie couvert de glaciaire) et cerné par des cuestas de Malm calcaire; l'altitude varie de 1100 à 1107 m à l'WNW, de 1095 m à 1107 m au NNE et de 1085 à 1090 m au SSE; dans cette dernière région, de nombreuses dolines (fonds entre 1072 et 1086 m) fonctionnent comme ponors

temporaires, ce que ne font que plus rarement celles situées près de la limite nord du poljé (fonds entre 1092 et 1095 m). Un très petit poljé (3 ha, en partie hors de notre carte) aux Granges Berrard (523.0/188.4/1154 m) est lui aussi établi sur un anticlinal d'«Argovien». Deux minuscules bassins fermés (524.60/191.35 et 527.68/193.82) sont creusés, au contact «Kimméridgien»/«Séquanien», près de charnières anticlinales très douces.

La cuvette de L'Auberson – La Chaux constituait probablement à l'origine un vaste poljé synclinal avec des séries de dolines sur ses flancs et le long de diaclases affectant les charnières de petits anticlinaux; les glaciers locaux «würmiens» le modifièrent, encombrant sa partie sud-ouest de matériel graveleux; puis, au tardi-«Würm», une nappe de minces dépôts glacio-lacustres recouvrit la cuvette, en avant (à l'ENE) des graviers; enfin, suite à la rupture du barrage qui limitait, dans le vallon de Noirvaux, le lac périglaciaire, les eaux de fonte creusèrent deux vallées, l'une profonde de 50 m près du flanc NW de la cuvette, de la Mouille au Sayet à la Mouille Mougnon et à Noirvaux Dessus, l'autre profonde d'une quarantaine de mètres au flanc SE, de sous L'Auberson par Entre Roches à Noirvaux Dessus. Originellement, le poljé devait s'étendre sur 6–7 km<sup>2</sup>, il ne subsiste aujourd'hui qu'une dizaine de bassins fermés totalisant 16 ha, mais entourés de versants tributaires couvrant 120 ha.

Tous les autres bassins fermés peuvent être considérés comme des ouvalas – au sens donné à ce terme par AUBERT (1969) plutôt qu'au sens originel – car on ne peut extrapoler telle quelle la terminologie des plateaux du Karst au Jura plissé. La plupart sont dans des régions monoclinales à faible pendage, parfois au voisinage de légères flexures. Certaines ouvalas sont en partie contrôlées par des failles, telles celles à 1,9 km à l'ouest, 1,2 km à l'WNW et 1,3–1,8 km au nord-ouest de la borne frontière 182. La dénivellation entre isohypse de fermeture et fond dépasse rarement 10–12 m.

Environ la moitié des bassins fermés sont dans le «Kimméridgien»; le Crétacé (couvert ou non de Molasse) et le «Purbeckien» en accueillent un peu plus du cinquième, le restant se répartissant, en ordre décroissant, entre «Portlandien», «Argovien» et «Séquanien».

Au-dessus de 1000 m d'altitude, les bassins fermés représentent à peine 2% de la surface cartographiée, à quoi s'ajoutent 4% pour les versants tributaires.

### Grottes, gouffres

Une trentaine de cavités sont portées sur la carte. Parmi celles signalées par BARON (1969) et GIGON (1976) et au fichier de la Commission de documentation de la Société suisse de spéléologie, nous avons omis celles ne dépassant pas 10 m de développement ou de dénivellation; nous avons repéré une demi-douzaine de cavités (dont nous ignorons la profondeur, non mentionnées par les auteurs précités.

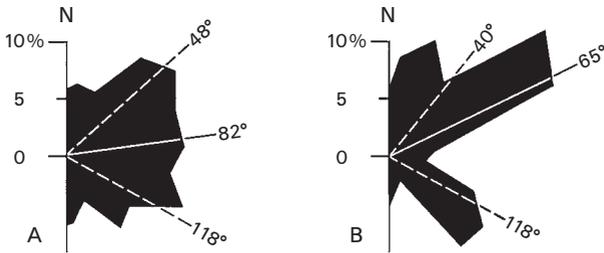


Fig. 17: Comparaison des azimuts.

A: Réseau souterrain de Covatanne, % de la longueur totale (DERIAZ 1983)  
 B: Diaclases, surface 530.9–531.1/185.2–185.9, % de N = 102 (JACCARD & WALTER 1986).

Presque toutes les cavités connues sont très modestes: développement de 20–150 m, dénivellation ne dépassant pas une quarantaine de mètres. Deux cavités sont bien plus considérables. Le *réseau de Covatanne* (PERRACINI & DERIAZ 1983) débouche au flanc gauche des gorges par quatre orifices pénétrables: la grotte du Vertige (531.00/185.31/768 m) qui coule après les fortes pluies et la fonte des neiges, celles des Echelles (531.05/185.32/773 m) qui ne coule que rarement, et celles des Lacs (531.14/185.30/788 m) et de la Grande Poule (531.14/185.33/802 m), sèches. L'eau coule fréquemment d'une diaclase située 10 m sous la grotte du Vertige, et, un peu plus bas, une source à peu près pérenne jaillit des éboulis, dans lesquels plusieurs captages ont été établis. Toutes ces grottes forment un vaste réseau, en partie ennoyé; vers 1995, il avait été exploré et cartographié sur 4445 m, le point le plus élevé atteint étant à la cote 848 m, et le plus bas (en siphon) à 745 m. Fait remarquable, tout ce réseau est sous une surface de terrain qui dépasse à peine 10 ha. JACCARD & WALTER (1986) pensaient trouver une certaine relation entre l'orientation des galeries, et celle des diaclases mesurées en surface, mais la relation est assez floue (fig. 17); dans le réseau souterrain, il y a de long tronçons de galeries WSW–ENE et WNW–ESE: mais ce sont généralement des boyaux cylindriques ou de section ovale creusés sous très forte pression, ainsi qu'en témoignent d'impressionnantes vagues d'érosion; de telles conduites forcées ne suivent évidemment pas les diaclases, mais s'établissent plutôt sur un joint stratigraphique, et leur orientation est guidée par le gradient hydrodynamique.

La seconde cavité importante est la *Baume de Longeaigne* (529.91/191.59/820 m) d'un développement de 2,2 km (GIGON 1976) entre les cotes 779 m et 940 m; de l'eau s'écoule périodiquement du porche, et il y a une source presque pérenne 20 m en contrebas.

La petite *glacière des Baumes* (527.34/193.39/1178 m) consiste en deux dolines-puits communicantes, avec, entre les deux dolines, de la glace permanente au fond (1156 m) (GIGON 1976).

### Morphologie glaciaire

Au «Würm», le *glacier du Rhône* a façonné le flanc SE du Jura jusqu'à une altitude de 1150–1250 m; mais les formes ainsi créées ne sont visibles que là où elles ont été protégées par la moraine; là où celle-ci manque ou a été lessivée, la corrosion et l'érosion ont rapidement effacé les traces du glacier. Le «Kimméridgien» affleurant 0,7–1 km au sud-ouest de Bullet, quoique décapé de sa moraine, conserve une morphologie en roches moutonnées; c'est aussi le cas dans la cuvette de La Sagne (528.15/185.35 et 528.65/185.30, Malm), près de Chez la Besse (1 km ESE de Ste-Croix, Malm et Valanginien), et à 529.8/184.9 (Malm); mais, en ce dernier point, des rivières de fonte ont creusé des marmites dans les parois polies par le glacier. Les pentes situées au sud-ouest de Buttes donnent aussi l'impression d'avoir été façonnées par le glacier. Des *stries glaciaires* creusées par le glacier du Rhône (non reportées sur la carte, déjà chargée) ont été mesurées aux endroits suivants:

Coordonnées:	Orientation des stries:
531.25/185.93/1040 m	325°
530.87/185.87/1000 m	292°–320° (moyenne 308°)
530.64/186.05/1008 m	0°–010°
530.60/186.04/1003 m	300°–335° (moyenne 318°)
529.87/185.98/1050 m	275°–305°
529.85/185.90/1028 m	280°–285°
529.80/185.97/1045 m	260°–280°

Le glacier, venant du sud-est, montait vers le nord et le NNW, à l'assaut des pentes du Cochet, et s'enfilait, vers l'ouest et l'WNW, dans la cuvette de Ste-Croix en rabotant le Malm.

On a déjà signalé (p. 65 s) des cirques qui peuvent avoir été creusés, en partie au moins, par les *glaciers locaux*. Ces formes se voient au nord-ouest d'une ligne Col de l'Aiguillon – Gîte Dessous – col des Etroits – Le Cochet – Chasseron, c'est-à-dire là où le glacier rhodanien du maximum «würmien» n'a en général pas pénétré.

La gélifraction du tardi-«Würm» a influencé le relief, en créant ou exacerbant des parois, et en nourrissant les cônes de groise (p. 69 s).

## Morphologie fluviale

### Morphologie fluviale tertiaire

On voit, dans le Jura, une ou plusieurs surface(s) d'arasement; ces surfaces s'apparentent plus à des pédiplains qu'à de vraies pénéplains (CAIRE 1963). Dans la Haute-Chaine, des déformations ultérieures rendent leur identification malaisée, en particulier dans les chainons les plus internes. Beaucoup de géologues suisses ont nié l'existence de ces surfaces. Mais WEGMANN (1958) écrivait, à propos du Jura neuchâtelois: «Un relief commença à s'installer, nivelant les plis et réduisant la chaîne à une vaste pénéplaine, ne montrant que des ondulations relativement faibles...» et, observant le panorama jurassien du Chasseron, CUSTER (1934) notait: «On observera spécialement la différence entre les hautes chaînes du Jura bordant le plateau molassique et les plis surbaissés, coffrés, de forme tabulaire, au NW».

Dans notre région une vieille surface est bien visible au nord du grand linéament Noirvaux-Jougna (p. 78); son altitude va de 900 m (Buttes, vallon des Verrières) à 1250 m (Mont des Verrières, Granges Berrard) et 1300 m (Joux de Jougne); elle est peu déformée, sa pente actuelle ne dépassant jamais une vingtaine de degrés, et étant généralement comprise entre 2° et 10°; elle tronque les couches sous un angle quelconque, de 0° à 90°; elle est donc en grande partie post-tectonique. Au sud-est du linéament Vallon de Noirvaux-La Jougna, son identification est plus difficile; mais, là aussi, elle tronque les couches sous n'importe quel angle; elle semble coudée ou même rompue au droit de certaines failles; elle dépasse la cote 1600 m au Chasseron et dans la région Aiguilles de Baulmes - Suchet; elle est creusée par une dépression bifide (fond entre 1150 et 1000 m) Ste-Croix-La Villette (W-E) et Culliairy-La Villette (WSW-ENE); sa pente est presque toujours supérieure à 10° et peut atteindre 30-35°; vers le nord-ouest, au droit du linéament Vallon de Noirvaux-La Jougna, le raccord avec les régions nord-occidentales moins déformées est toujours coudé, parfois rompu; du nord-est au sud-ouest, l'altitude de ce raccord varie entre 1000-1100 m et 1200-1300 m.

Au flanc SE du Jura, la surface paraît flexurée, sa pente passant d'une vingtaine de degrés sur les calcaires jurassiques à 5-10° sur Feurtille (Pipechat) et le pays molassique.

La surface tronque l'OSM des Verrières, d'âge serravallien ou tortonien précocé; au Locle, elle est postérieure à l'«Oehningien» (Serravallien tardif, et peut-être plus jeune); dans le Jura septentrional (Anwil), elle recoupe des couches datées du Serravallien tardif (biozone MN 8) et le Jura plissé la chevauche; en Ajoie et dans le Bassin de Delémont, elle coiffe les couches à *Hipparion* et *Dinotherium* (Serravallien tardif et Tortonien précocé); sur la bordure bressane, elle recoupe des couches allant du Trias au Tortonien précocé (MN 9-MN 10), et le Pliocène inférieur (cependant déformé par le chevauchement du Jura) repose sur elle.

Suite à une surrection régionale – assez faible et brève – l'érosion fluviale s'attaque à cette surface; cette surrection est matérialisée, en Bresse, par le passage brusque du Pliocène inférieur lacustre et argileux au Pliocène supérieur clastique, fluviale et deltaïque. Les paléovallées, bien visibles dans le Jura des Plateaux et dans quelques régions de la Haute-Chaine (Risoux, région entre Fleurier et La Brévine) sont aujourd'hui réduites à des fragments de vallées profondes de quelques dizaines de mètres et à des chapelets de bassins fermés ou de dolines, qui permettent de reconstituer des cours à méandres. Sur la feuille Ste-Croix, on peut imaginer les paléovallées suivantes:

- une vallée des Verrières, qui pourrait constituer un segment d'un paléo-Doubs antérieur à la capture (coude) de La Cluse-et-Mijoux et se dirigeant, des Verrières, vers le NE (Les Bayards – Les Parcs – Bois de l'Halle – La Brévine – Les Brenets),
- au Mont des Verrières, une vallée mal dessinée s'écoulant vers l'ENE de 526.0/192.6 à 527.70/193.55, puis tournant vers le NNE et rejoignant la vallée des Verrières,
- une vallée Granges Bailly (522.0/189.8 – 523.3/189.2 – 524.1/189.1) – Vitiau (525.0/189.4) – synclinal de La Côte-aux-Fées (526.0/189.6 – 529.0/191.7) – Buttes; c'est peut-être le cours supérieur d'une paléo-Suze se continuant, par le synclinal des Ponts-de-Martel, vers le Vallon de St-Imier,
- une vallée rejoignant la précédente à Buttes, dont l'origine se situerait au Vourbey (522.0/185.7) et au Voirnon (522.0/185.2); elle aurait suivi le synclinal de La Chaux (où elle recevait un affluent venu du Pré Malvilain, 522.5/183.0), puis emprunté un cours Noirvaux Dessus – Grand Suvagnier – Longaigue,
- au sud-est du linéament Vallon de Noirvaux – La Jougna, on ne peut déceler qu'un paléo-Arnon à écoulement ENE, issu de La Râpe (527.5/184.0), puis tournant vers l'E et l'ESE en direction de Vuiteboeuf et Yverdon.

Les paléovallées ainsi reconstituées évoquent soit le système Aar-Danube (Pliocène moyen), soit (mais c'est moins probable) le système un peu plus jeune Aar-Rhin-Doubs-Saône. La profondeur de ces paléovallées ne semble guère avoir dépassé une cinquantaine de mètres. Leur activité a été interrompue par un soulèvement régional, avec passage à un régime d'écoulement karstique, ou par l'apparition d'un pergélisol limitant fortement l'érosion fluviale.

Comparer avec la récente synthèse de ZIEGLER & FRAEFEL (2009).

### **Morphologie fluviale post-tertiaire, pré-«würmienne»**

Avant le maximum «würmien», certaines des paléovallées tertiaires ont été approfondies, faiblement (vallon des Verrières, de 40–70 m, Arnon en amont de la cote actuelle 900 m, de 50–100 m), ou plus fortement (Le Buttes entre Buttes et

Longeaigue 100–150 m, l'Arnon entre cote actuelle 900 m et Vuitebœuf jusqu'à 200–300 m). Rien ne permet de dater ces approfondissements, ni d'évaluer la part qu'y prirent des processus karstiques ou glaciaires. Les segments coudés de la Noiraigue entre Noirvaux Dessous et le pt 864 m, profond de 150 à plus de 200 m, et de son affluent rive gauche entre Longeaigue et L'Echelier, profond de 100–150 m, posent problème: on n'y voit pas de dépôts «würmiens»; leur pente est forte, 10–17% en moyenne, avec des pointes à 25 ou même 40%; on serait donc tenté de les attribuer à une érosion très jeune, par exemple tardi-«würmienne»; mais cela impliquerait un creusement moyen de 10–20 mm/an.

Avant le «Würm», le bas Arnon rejoignait, près de Grandson, une cuvette lacustre et palustre, durant un interglaciaire qui serait, d'après sa palynologie (WELTEN *in* ARN 1984, p. 185), le «Mindel–Riss», mais les mammifères indiquent plutôt le «Riss–Würm».

### **Morphologie fluviale tardi-«würmienne» (fin du Pléistocène – début de l'Holocène)**

La petite vallée morte NE–SW située entre la moraine rhodanienne sur laquelle est bâtie l'église de Baulmes et le flanc du Suchet est probablement un cours éphémère de la Baumine, alors que le glacier du Rhône occupait encore la cuvette Marais de Rances–Baulmes. On a vu (p. 63) qu'il y eut, lors d'un stade de retrait à peine plus tardif, un lac de barrage de vie très brève dans cette cuvette, et que, peu après, l'érosion régressive le long d'un drainage périphérique du glacier rhodanien, progressant du sud de Champagne vers La Mothe et Vuitebœuf, parvint à capturer l'Arnon et la Baumine.

Les vallées mortes des Araigys (524.9/185.4)–Entre Roches (527.4/187.1) et de la Grand' Borne (523.9/186.4)–Mouille au Sayet (525.1/187.0), dont les tronçons plus à l'aval, irrigués, se réunissent à Noirvaux Dessus, donnent son cachet morphologique à la cuvette de L'Auberson–La Chaux. Elles ont été creusées par les eaux de fonte des glaciers locaux qui occupaient la partie sud-ouest de la cuvette. La fonte de glaciers locaux est probablement aussi à l'origine de la vallée partiellement morte orientée sud-ouest à nord-est entre le Gros Vitiau (524.80/189.45) et Chez Dessous (529.0/191.5).

Les minuscules vallées méandriformes du flanc SE du Mont des Verrières (p. 112) semblent également liées à des ruissellements tardi-«würmiens»; leur faible profondeur pourrait être due à la présence, à quelques mètres sous leurs accotements, d'un pergélisol; à la fonte de celui-ci, un régime karstique se serait instauré.

Le petit cône de déjection de Culliairy (528.3/184.7), à matériel morainique remanié, pourrait avoir été entassé lors de la fonte d'un glacier ou névé local, à moins qu'il ne soit dû à un cours d'eau issu d'une source vaclusienne aujourd'hui tarie.

### Morphologie fluviale récente

Dans plusieurs segments de vallées, érosion et sédimentation (limons, sables et graviers calcaires) semblent équilibrées depuis quelques millénaires: La Morte dans le vallon des Verrières, La Noiraigue en amont de la cote 980 m (où elle ne fait que déblayer des éboulis et masses glissées, sans s'enfoncer réellement); toutes deux coulent sur des alluvions modernes minces et reposant sur la tourbe et/ou de la craie lacustre. Le Buttes en aval de Longeigue semble aussi stabilisé, mais il est enroché depuis plus d'un siècle, et quelques bribes de terrasses 2-5 m au-dessus du cours actuel témoignent d'un petit enfoncement récent.

L'érosion est active entre Noirvaux Dessous et L'Echelier et Longeigue. Le ruisseau de la Dénériaz est érosif dans sa partie amont (entre les cotes 1330 et 1200 m) et, surtout, en aval de la cote 1100 m, où il devient conséquent. Le ruisseau des Auges (Saut de l'Eau) sans doute très érosif encore tout récemment entre 1170 m et 1020 m (pente supérieure à 30%) est aujourd'hui souvent à sec en raison de captages sis à l'amont. L'Arnon est assez activement érosif dès sa sortie de la tourbière de La Sagne, entre 1015 et 900 m; de là à Vuiteboeuf (altitude 585 m; pente moyenne 13%), des raidissements et des adoucissements se succèdent: de 900 à 840 m, avec une pente de 8%, de 840 à 770 m avec plus de 35% (et l'on voit là de belles marmites dans les parois, 20 m au-dessus du thalweg). De 770 à 690 m la pente (moyenne 14%) s'adoucit paraboliquement; entre 690 et 640 m, la pente de 8% est régulière: prolongée de 400 m vers le SE, elle se raccorde à celle des collines descendant de l'église de Vuiteboeuf à Peney. Enfin, perdant 75 m sur une distance de 230 m, l'Arnon conflue avec la Baumine. Celle-ci est peu érosive entre Vuiteboeuf et Baulmes; les petites terrasses à 615 m, 611 m et 603 m d'altitude sont probablement tardi-«würmiennes», et le fond de la vallée est fait de minces limons récents reposant sur de la tourbe, qui à son tour repose sur des graviers tardiglaciaires. De Baulmes à la cote 740 m, le ruisseau, conséquent, affouille; plus en amont, il est certes érosif, mais sa principale activité est d'évacuer petit à petit les masses de moraine assez instables, sans qu'il parvienne à atteindre le fond rocheux.

## DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Dans la partie du département du Doubs couverte par notre carte, la feuille Pontarlier de la *carte gravimétrique* de France au 1:80 000 (BRGM) recense une vingtaine de stations (1 station/km<sup>2</sup>). L'anticlinal du Mont des Verrières a un flanc NW de 2-3 mgals (gradient de 0,3-0,5 mgal/km) et un flanc SE de 2 mgals (gradient 0,1-0,2 mgals/km), les corrections étant faites pour  $d=2,3$ . On note l'effet gravifique des décrochements W-E et WNW-ESE situés entre les coordonnées 189 et 191 du carroyage kilométrique. Dans la partie suisse (KLINGELE & OLIVIER 1979), la densité n'est que d'une station pour 6 km<sup>2</sup>. JACCARD & WALTHER (1986) ont tenté, au flanc SE du Chasseron, d'identifier par gravimétrie les dolines susceptibles de déboucher sur des cavités.

Un *lever aéromagnétique* couvrant tout le Jura central (SCHWAB 1960) ne montre pas grand-chose dans notre région. Beaucoup plus fouillée, la carte du Jura levée pour Shell par la CGG a été publiée, à très petite échelle, par BITTERLI (1971) qui a attiré l'attention sur le très fort linéament magnétique Le Locle-Vallée de Joux (sur la feuille Ste-Croix: linéament Vallon de Noirvaux-La Jougnena). Les deux cartes plus récentes, levées des deux altitudes 5000 m et 6000 pieds (KLINGELE 1983 a, 1983 b) confirment la présence de ce linéament (p. 78).

Des *campagnes sismiques* à but pétrolier ont été menées en 1973-1976 par la CGG pour Jura Vaudois Pétrole S.A. - Shell (sur le territoire de notre carte: 19 km dans le canton de Vaud, 2,5 km dans le Doubs), puis en 1988 par SSL pour BP (sur notre carte 7 km dans le canton de Neuchâtel et 29 km dans le canton de Vaud); BP a de plus fait un «reprocessing» des données de Shell. Les résultats sont discutés dans le chapitre tectonique.

Un petit angle (19 km<sup>2</sup>) sud-est de notre feuille figure dans l'*Atlas des résistivités* du Moyen-Pays vaudois (MEYER DE STADELHOFEN 1973, carte B-4). Quelques *sondages géoélectriques* ont été faits près du col de l'Aiguillon et au nord-ouest et nord-est de La Chaux (BUREAU CSD 1988), et d'autres combinés avec quelques tirs de *sismique réfraction*, à la Mouille de La Vraconnaz (MIGLIETTI 1988).

La *sismicité* de la région est basse: de 1975 à 1985, le Service sismologique suisse (SED) de l'EPF à Zürich n'a enregistré, sur le territoire de notre carte, qu'un seul très petit séisme avec épicentre, près de La Chaux, à une profondeur de 6-13 km. Plus à l'est, de Concise à la Vallée de la Broye, les séismes sont assez fréquents mais modestes; ils ont, pour la plupart, des épicentres situés à moins de 6 km de profondeur, et sont peut-être le reflet de mouvements décrochants, en particulier le long des cassures sub-latitudinales.

Au forage de Treycovagnes (feuille Yverdon), le *gradient géothermique* est à peine supérieur à la normale: 3,5°C/100 m (SHELL SWITZERLAND 1978); les forages du Jura français indiquent une légère augmentation vers l'ouest.

## FORAGES

Les *forages géotechniques* du Miguet ont été décrits précédemment (p. 35 ss, 42). Des forages au Colas (529.125/184.775 – 529.300/184.775), en partie inclinés, ont atteint des profondeurs verticales de 10–16 m; ils ont percé une partie du Valanginien et, pour l'un d'entre eux, des Marnes d'Hauterive (DE CÉRENVILLE 1986). Au Grand Remblai (1 km NE de L'Auberson), plusieurs forages (prof. 5–12 m) sont restés dans les Marnes d'Hauterive; ils ne sont pas portés sur la carte (BUREAU NORBERT 1979, DE CÉRENVILLE 1988). Au Franc Castel (527.3/187.2), un forage a traversé, sous 2,8 m de Quaternaire, 7,6 m de calcaire d'eau «douce» puis 9,6 m de marnes et grès gris et verts (Aquitanien) (DE CÉRENVILLE 1984). Six sondages sur le site du bâtiment abritant l'Administration communale de Ste-Croix (528.44–528.48/186.10–186.14), profonds de 10–15,2 m, ont atteint les couches d'Effingen sous 10–13 m de moraine avec quelques galets alpins (DE CÉRENVILLE 1969).

Les emplacements des *forages de calibrage sismique* faits par SHELL et BP ne sont pas connus avec beaucoup de précision; pour la plupart, les seuls documents géologiques, frustes, ont été établis par les foreurs. Font exception trois forages dont les déblais ont été étudiés par M. Weidmann (notes inédites 1988): le forage BP 8, 1,7 km à l'est de Baulmes, a traversé, sous 2–3 m de Pierre jaune de Neuchâtel, les Marnes d'Hauterive, puis, de 50 m environ au fond, la partie supérieure du Valanginien; sur les forages BP 12 et BP 23, voir respectivement pages 35 ss et 49, sur le forage BP 9 et celui tout voisin visant à rechercher des matériaux pierreux, voir p. 18.

A notre connaissance deux *forages hydrologiques* ont été exécutés sur la feuille Ste-Croix. Le premier, sur la Commune des Fourgs (523.70/185.67) s'est arrêté à 68 m dans le «Portlandien», dont le sommet était à env. 60 m. Le second, à La Côte-aux-Fées (527.00/190.27 selon PERSOZ & KÜBLER 1968 et STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971; KIRALY 1973 le situe 300 m plus à l'E), a traversé le Valanginien de 0–50 m, le «Purbeckien» (50–65 m) puis le «Portlandien» dans lequel il a été arrêté à 153 m.

## PALÉONTOLOGIE ET PRÉHISTOIRE

Les gisements fossilifères de la région de Ste-Croix sont célèbres depuis le début du 19<sup>ème</sup> siècle. Spongiaires de l'«Argovien» inférieur et du Crétacé inférieur, coralliaires du Dogger et du Malm, bryozoaires du Crétacé inférieur et de la Molasse marine, brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et échinodermes de nombreux niveaux mésozoïques, céphalopodes du Dogger supérieur, de l'Albien et du Cénomaniens ont été étudiés et cités de multiples fois, et l'on trouve des fossiles de Ste-Croix dans la plupart des grandes collections paléontologiques. Mais, bien souvent, récolteurs et paléontologues n'ont pas noté le niveau exact des trouvailles; beaucoup de travaux anciens demandent à être révisés, en raison de la constante évolution de la taxonomie. Le résultat est que malgré leur abondance et celle des travaux qui leur ont été consacrés, les fossiles de cette région ne permettent pas toujours de tirer des conclusions stratigraphiques fondées. Quelques études font exception, par exemple celles concernant les mammifères de l'Aquitainien de La Chau (WEIDMANN et al. 2003), celles sur les céphalopodes et les foraminifères de l'Albien - Cénomaniens de La Vraconnaz (RENZ & LUTERBACHER 1965, RENZ & JUNG 1978) ou encore celles de certains invertébrés du Crétacé inférieur (divers auteurs *in* Mém. Soc. neuch. Sci. nat. XI, 1989). Les gisements fossilifères ne sont pas notés sur la carte, car la récolte des fossiles n'est plus le fait de scientifiques ou d'amateurs éclairés, mais une activité souvent mercantile. Et, selon la législation vaudoise (art.41 du Règlement d'application de la loi du 10/12/1969 sur la protection de la nature, des monuments et des sites, du 22/3/1989), l'exploitation des gisements fossilifères ou minéraux est soumise à autorisation.

Cette législation vise d'ailleurs aussi certaines formes de prospection et de récolte d'objets archéologiques. Nous n'avons donc porté sur la carte que l'unique site de la cure de Baulmes situé de telle manière que des fouilles clandestines ne peuvent y être entreprises. Au demeurant, les autres sites et trouvailles archéologiques de la région, s'échelonnant, semble-t-il, d'un Néolithique assez récent à l'arrivée des Romains, ont peu de signification géologique.

(Manuscrit remis le 28/8/1991)

## BIBLIOGRAPHIE

- ADATTE, T. & RUMLEY, G. (1984): Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôt de la plate-forme Berriaso-Valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *107*, 221–239.
- ADATTE, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., BLANC-ALÉTRU, M. C., BODIN, S., CARRIO-SCHAFFHAUSER, E., FÖLLMI, K. B., GODET, A., CHAKER RADDADI, M. & VERMEULEN, J. (Eds.) (2005): The Hauterivian–Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura platform to vocontian basin: a multidisciplinary approach: field-trip of the 7th International symposium on the Cretaceous (September 1–4, 2005). – Géol. alp. (Grenoble), sér. spéc. «Colloques & Excursions» 7.
- AMÉDRO F. (2008): Support for a Vraconnian Stage between the Albian sensu stricto and the Cenomanian (Cretaceous System). – Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Brest, Memoir 2008/02 (CG2008\_M02). <<http://paleopolis.rediris.es/cg/index.html>>.
- AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE, CANTON DE VAUD (s.d., a): Cadastre de la stabilité des sols du Canton de Vaud 1: 10 000 (dates variées). – Dépt. Travaux publics, Lausanne.
- (s.d., b): Cadastre hydrologique du Canton de Vaud, 1: 25 000 (dates variées). – Dépt. Travaux publics, Lausanne.
- ARN, R. (1984): Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. – Thèse Univ. Lausanne.
- ARN, R. & CAMPY, R. (1990): Un problème de paléogéographie glaciaire au maximum würmien dans la zone circumalpine: le glacier jurassien. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *113*, 115–131.
- ARNAUD-VANNEAU, A. & MASSE, J.-P. (1989): Les foraminifères benthiques des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien pro parte du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. *11*, 257–276.
- AUBERT, D. (1941a): Feuille Vallée de Joux (AS 288, 297<sup>bis</sup>–299 + annexes 291 + 300) [CN 1221 Le Sentier]. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 17.
- (1941b): Feuille Vallée de Joux (CN 1221 Le Sentier). – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. 17.
- (1943): Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). – Matér. Carte géol. Suisse 78.
- (1958): Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *81*, 47–54.
- (1959): Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura. – Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *12/4* (76), 93–152.
- (1963): Feuille 1202 Orbe. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. 42.
- (1965): Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. – Eclogae geol. Helv. *58/1*, 555–578.
- (1967): Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *69/8*, 365–376.
- (1969): Phénomènes et formes du Karst jurassien. – Eclogae geol. Helv. *62/2*, 325–399.
- (1971): Le Risoux, un charriage jurassien de grandes dimensions. – Eclogae geol. Helv. *64/1*, 151–156.
- (1972): Le lapié fossile des Verrières (Doubs). – Ann. sci. Univ. Besançon *3/17*, 85–88.
- (1975): L'évolution du relief jurassien. – Eclogae geol. Helv. *68/1*, 1–64.
- (1978): Brèches «spéléotectoniques» du Crétacé jurassien. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *74/2*, 97–113.
- (1982): Fenêtres et écaïlles tectoniques à la Vallée de Joux. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *76/2*, 109–116.
- AUBERT, D., BADOUX, H. & LAVANCHY, Y. (1979): La carte structurale et les sources du Jura vaudois. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *74/4*, 333–343.

- AUBERT, D. & DREYFUSS, M. (1963): Feuille 1202 Orbe. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 42.
- AUBERT, D. & GUIGNARD, J.-P. (1972): Découverte du Jura calcaire. – Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 15/2 (92), 91–113.
- AUBERT, D. & LE RIBAUT, L. (1975): Quartz du pied du Jura. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 72/5, 231–240.
- AUBERT, D. & POCHON, M. (1978): Géochimie de la surface et formes du relief. VII. Aplanissement karstique dans le Jura. – Sci. Géol. Bull. (Strasbourg) 30/4, 297–302.
- BADOUX, H. (1988): L'ancienne Serine, vallée sèche du pied du Jura vaudois. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 79/2, 113–116.
- BARON, P.-J. (1969): Spéléologie du canton de Vaud. – Attinger, Neuchâtel.
- BASABE, P. P. & BIELER, G. (1988): Hydrogéologie de la Dénériaz, Jura vaudois, Suisse. – Diplôme 3<sup>ème</sup> cycle Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel.
- BAUMBERGER, E. (1901): Über Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. – Ber. Töchterschule Basel, wiss. Beil. 1–44.
- (1903): Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. 1. Teil: Stratigraphische Einleitung. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 30 (4).
- BELLWALD, P. (1980): Diverses études géotechniques, chemin de fer Yverdon-Ste-Croix, km 17.8–18.9. – Mém. diplôme EPFL (inédit).
- BENOÎT, E. (1876): Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier. – Bull. Soc. géol. France (3) 5, 61–73.
- BERGER, J.-P. (1985): La transgression de la Molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. – Münchner Geowiss. Abh. (A), 5.
- (1986): Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. 79/3, 897–912.
- BERGER, J.-P., CHAROLLAIS, J. & HUGUENEY, M. (1987): Nouvelles données biostratigraphiques sur la Molasse rouge du bassin genevois. – Arch. Sci. (Genève) 40/1, 77–95.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005a): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. In: BEHRMANN, J. H. et al.: The EUCOR-URGENT Project: Upper Rhine Graben: evolution and neotectonics (p. 697–710). – Int. J. Earth Sci. 94/4, 505–778.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C. & SCHAEFER, A. (2005b): Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). In: BEHRMANN, J. H. et al.: The EUCOR-URGENT Project: Upper Rhine Graben: evolution and neotectonics (p. 711–731). – Int. J. Earth Sci. 94/4, 505–778.
- BERNIER, P. (1984): Les formations carbonatées du Kimméridgien et Portlandien dans le Jura méridional. – Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon 92.
- BERTRAND, C. E. (1887): Feuille Pontarlier – Carte géol. France 1: 80 000, Flle 139. – Serv. carte géol. France, Paris.
- BEZAT, E. (1991): Tourbière de la Vraconne, rapport de palynologie. – Musée botanique cantonal, Lausanne (inédit).
- (2008): Contribution pollinique à l'étude du Pléistocène de la région lémanique (Suisse). Paléoenvironnement des derniers 800 000 ans. – Thèse. Biol. et Médecine, Univ. Lausanne.
- BITTERLI, P. (1972): Erdölgeologische Forschungen im Jura. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 39/95, 13–28.

- BLANC, P. (1985): Coupe d'un sondage à la carrière des Gouttes, Baulmes. – Le Mont sur Lausanne (rapport inédit).
- BLÄSI, H.-R. (1980): Die Ablagerungsverhältnisse im «Portlandien» des schweizerischen und französischen Juras. – Diss. Univ. Bern.
- BOLLIGER, T., ENGESESSER, B. & WEIDMANN, M. (1993): Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 1031–1068.
- BOURGEAT, F.E. (1895): Quelques observations nouvelles sur les Lapiez, le Glaciaire et la Molasse dans le Jura. – *Bull. Soc. géol. France* (3) 23, 414–420.
- (1899): Quelques points nouveaux de Géologie Jurassienne. – *Bull. Soc. géol. France* (3) 27, 445–450.
- BRITISH PETROLEUM SWITZERLAND (1988 a): Seismic Interpretation Summary of Neuchâtel. – The Hague (inédit).
- (1988 b): Seismic Interpretation Summary of Vaud. – The Hague (inédit).
- BRGM (s.d.): Feuille Pontarlier – Carte gravimétrique de la France 1:80 000, File 139.
- (1975): Carte gravimétrique de la France, anomalie de Bouguer, 1:1 000 000. – BRGM, Orléans.
- BUREAU CSD (1987): Usine de compostage à L'Auberson. Etude géotechnique. – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 24021 (inédit).
- (1988): Commune de Ste-Croix. Sources communales. – Rapport d'études hydrogéologiques (inédit).
- BUREAU NORBERT (1970): RC 256 Ste-Croix – La Vraconne. Glissement du Miguet. Etude géologique. – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 12106 (inédit).
- (1979): RC 234C Ste-Croix – L'Auberson. Glissement 1977–1978. Rapport géologique. – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 12105 (inédit).
- (1980): RC 257C. Noirvaux. Glissement de la route. – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 19656 (inédit).
- BURGER, A. (1959): Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- BUSNARDO, R. & THIEULOUY, J.-P. (1989): Les ammonites de l'Hauterivien jurassien: révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. – *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11, 101–147.
- BUSNARDO, R., THIEULOUY, J.-P. & MOULLADE, M. (1979): Hypostratotype mésogéen de l'étage valanginien (sud-est de la France). – *Stratotypes français 6* (CNRS, Paris).
- CAIRE, A. (1963): Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. In: DURAND-DELGA, M. (éd.): *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot* (t. II, p. 105–158). – *Soc. géol. France*, *Mém. hors-série* (1960–1963).
- (1975): Les joints obliques à la stratification (clinoclives), et leurs déformations dans les séries calcaires jurassiennes. – *Bull. Soc. géol. France* (7) 17/2, 231–241.
- CAMPICHE, G. & DE TRIBOLET, G. (1858): Description géologique des environs de Sainte-Croix, avec une carte géologique au 1:25 000. In: PICTET, F.-J. & CAMPICHE, G. (1858–1860): *Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. 1<sup>ère</sup> partie: vertébrés et céphalopodes* (p. 5–28). – *Matér. Paléont. suisse* 2.
- CAROZZI, A. & JAYET, A. (1947): Présence de galets écrasés dans l'alluvion ancienne des environs de Genève. – *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 64, 16–18.
- CASTANY, G. (1947): Le synclinal des Verrières (Jura) et la «collapse structure». – *Bull. Soc. géol. France* (5) 17, 199–207.
- CGG (1976): Rapport d'interprétation. – Jura Vaudois Pétrole S.A. (inédit).
- (1977): Rapport d'interprétation. – Jura Vaudois Pétrole S.A. (inédit).

- CHAROLLAIS, J., WEIDMANN, M., BERGER, J.-P., ENGESSER, B., HOTELLIER, J.-F., GORIN, G., REICHENBACHER, B. & SCHÄFER, P. (2007): La molasse du bassin franco-genevois et son substratum. – Arch. Sci. (Genève) 60, 59–174.
- CHAROLLAIS, J., WERNLI, R., JAN DU CHÊNE, R., VON SALIS, K. & STEINER, F. (2006): La Molasse marine supérieure de la Combe d'Evuaz et de La Pesse (Jura méridional, France). – Arch. Sci. (Genève) 59/1, 21–46.
- CHAUVE, P. (1959): Le Tertiaire du bief des Lavaux (près de Pontarlier) et ses relations avec la tectonique du Jura. – Bull. Soc. géol. France (7), 1, 611–613.
- (1975): Jura. – Guides géol. régionaux, Masson, Paris.
- CHAUVE, P., DUBREUCQ, F., FRACHON, J. C., GAUTHIER, A., METTETAL, J. P. & PEQUERET, J. (1987): Inventaire des circulations souterraines reconnues par traçage en Franche-Comté. – Ann. sci. Univ. Besançon, Géol., Mém. 2.
- CLAVEL, B. (1989): Echinides du Crétacé inférieur jurassien: stratigraphie, paléoécologie, paléontologie. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 149–182.
- CLAVEL, B. & CHAROLLAIS, J. (1989): Corrélation des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 299–305.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., CONRAD, M., JAN DU CHÊNE, R., BUSNARDO, R., GARDIN, S., ERBA, E., SCHROEDER, R., CHERCHI, A., DECROUEZ, D., GRANIER, B., SAUVAGNAT, J. & WEIDMANN, M. (2007): Age dating and progradation of the Urgonian limestone from the Swiss Jura to South-East France. – Z. dtsh. Ges. Geowiss. 158/4, 1025–1063.
- COLLOT, L. (1909): Révision de la feuille Pontarlier au 1: 80 000. – Bull. Serv. carte géol. France 19/122, 66–71.
- COMMISSION DE DOCUMENTATION DE LA SSS (s. d.): Fichier national des cavités suisses. – Société suisse de spéléologie (inédit).
- CHRIST, P. (1942): Feuille Neuchâtel. – Carte géol. gén. Suisse 1: 200 000, File 1.
- (1948): Feuille Genève–Lausanne. – Carte géol. gén. Suisse 1: 200 000, File 5.
- CONRAD, M. A. & MASSE, J.-P. (1989a): Les algues calcaires des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien pro parte du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 277–290.
- (1989b): Corrélations des séries carbonatées de l'Hauterivien du Barrémien pro parte dans le nord-ouest vaudois (Suisse). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 307–322.
- COQUAND, H. (1862): Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le néocomien proprement dit (couche à *Toxaster complanatus* et *Ostrea Couloni*) et le néocomien supérieur (étage urgonien d'Alc. d'Orbigny). – Bull. Soc. géol. France (2) 19, 531–541.
- CUSTER, W. (1927): Levé géologique des feuilles Siegfried 1: 25 000 n° 282, La Côte-aux-Fées, et n° 283, Ste-Croix. – Service géologique national, Carte originale 22 (levés manuscrits inédits).
- (1928): Etude géologique du pied du Jura vaudois. – Matér. Carte géol. Suisse 59.
- (1934): Environs de Ste Croix (Excursion N° 6). In: Guide géologique de la Suisse (Fasc. V, p. 339–347). – Wepf, Basel.
- DEBEGLIA, N. (1984): Données géophysiques. – In: DEBRAND-PASSARD et al. (coord.): Synthèse géologique du Sud-Est de la France. – Mém. BRGM 125, p. 52–57, 126, Pl. G-3.
- DE CÉRENVILLE GÉOTECHNIQUE S.A. (1969): Sondages de reconnaissance bâtiment administratif communal, Ste-Croix. – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 935 (inédit).
- (1984): Sondages de reconnaissance au Franc-Castel. – Centre Info. géol. (swisstopo), Info-geol 20689 (inédit).
- (1986): Chemin de fer Yverdon-Ste-Croix: instabilité au lieu-dit «Les Colas», km 22,63–22,84 (inédit).

- (1988): RC 254 Ste-Croix-L'Auberson. Glissement au lieu-dit «Grand Remblai». – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 23818 (inédit).
- DESOR, A. (1854): Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe néocomien (Etage valangienien). – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 3 (1853–1854), 172–177.
- (1864): Sur l'étage barrémien de M. Coquand. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 6, 542–544.
- DESOR, A. & GRESSLY, A. (1859): Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 4.
- DOLLFUS, G. (1887): Quelques nouveaux gisements de terrain tertiaire dans le Jura, près de Pontarlier. – Bull. Soc. géol. France (3) 15, 179–193.
- DOUXAMI, H. (1895): Le Tertiaire des environs de Ste-Croix (Jura-Vaudois). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 31, 289–294.
- (1896): Etudes sur le terrain tertiaire du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. – Thèse Univ. Lyon, Masson, Paris.
- DREYFUSS, M. (1946): Observations sur des failles de la région des Fourgs. – C.R. Soc. géol. France 13, 264.
- (1960): Rapport géologique complémentaire sur l'alimentation en eau de la Commune des Fourgs (inédit).
- DREYFUSS, M., TRICART, J., CHAUVE, P., GUILLAUME, S. & AUBERT, D. (1964): Feuille Mouthe. – Carte géol. France 1: 50 000, Flle 583. BRGM, Orléans.
- DUBOIS, A. & STEHLIN, H. G. (1932): La grotte de Cotencher, station moustérienne. Première partie. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 52 (5) 1–178.
- (1933): La grotte de Cotencher, station moustérienne. Deuxième partie. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 53 (4) 179–292.
- DU PASQUIER, L. (1894): Le glaciaire du Val-de-Travers. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 22, 3–32, 310–311, 313–314.
- DUPLAIX, S. & GUILLAUME, S. (1962): Etude stratigraphique et minéralogique de formations tertiaires du Jura. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 5, 37–54.
- ECONAT (1986): Réserve naturelle Mouille de La Vraconnaz. Description de l'état actuel et projet de plan de gestion (avec une carte topographique au 1: 2000 par Y. Matthey et J.-P. Theurillat) (inédit).
- EICHER, U. (1987): Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven, kalkhaltiger Sedimente. – Geogr. Helv. 42/2, 99–104.
- EGLOFF, M. (1978): L'abri de la Cure, commune de Baulmes. – Archéol. suisse 2.
- (1979): La transition du tardiglaciaire au postglaciaire en Suisse. In: SONNEVILLE-BORDES, D. DE (éd.): La fin des Temps glaciaires en Europe. Chronostratigraphie et écologie des cultures du Paléolithique final, 1, Colloques internationaux du CNRS, n° 271, Talence, 24–28 mai 1977 (p. 231–237). – CNRS, Paris.
- ENGESSER, B. (1989): A preliminary mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland. In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Eds.): European Neogene Mammal Chronology (p. 177–180). – Plenum Press, New York.
- (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. – Schweiz. paläont. Abh. 112.
- ENGESSER, B., HÜRZELER, J., MAYO, N. A. & WEIDMANN, M. (1986): Listes de faunes de mammifères, cartes géologiques, coupes et corrélations stratigraphiques distribuées lors de la réunion de la Société paléontologique suisse (inédit).
- ENGESSER, B., MATTER, A. & WEIDMANN, M. (1981): Stratigraphie und Säugetierfaunen des mittleren Miozäns von Verres (Kt. Jura). – Eclogae geol. Helv. 74/3, 893–952.

- ENGESSER, B. & MAYO, N. A. (1987): A Biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aagenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil Mammals. – *Münchener Geowiss. Abh. (A)*, 10, 67–84.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aagenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (éd.): *Actes du Congrès Biochrom'97* (p. 475–499). – *Mém. Trav. EPHE, Montpellier* 21
- EVRARD, P. (1949/1950): *Compte-rendu des excursions de la Société géologique de Belgique, séance de clôture.* – *Ann. Soc. géol. Belgique* 95–120, 125–130.
- FALCONNIER, A. (1931): *Etude géologique de la région du Col du Marchairuz.* – *Matér. Carte géol. Suisse* [n.s.] 27.
- FALCONNIER, A. & LOMBARD, A. (1943): *Phosphates de L'Auberson.* – *Centre Info. géol. (swiss-topo), Infogeol* 11795 (inédit).
- FAUCONNIER, D. (1989): *Palynologie du stratotype historique de l'Hauterivien.* – *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11, 233–255.
- FAVRE, J., BOURQUIN, P. & STEHLIN, H. G. (1937): *Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois.* – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 60 (1).
- FEHLMANN, H. (1932): *Die schweizerische Eisenerzeugung, ihre Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung.* – *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 13/3.
- (1947): *Die schweizerische Bergbau während des zweiten Weltkrieges.* – *Büro für Bergbau, Eidg. Kriegsindustrie- und Arbeitsamt.*
- FELDMEYER-CHRISTE, E. (1995): *La Vraconnaz, une tourbière en mouvement: dynamique de la végétation dans une tourbière soumise à un glissement de terrain.* – *Bot. Helv.* 105/1, 55–73.
- FELDMEYER-CHRISTE, E., KÜCHLER, M., & GRAF, U. (2009): *Secondary succession in a Swiss mire after a bog burst.* – *Bot. Helv.* 119, 77–86.
- FISCHER, H. (1987): *Excess K-Ar ages of glauconite from the Upper Marine Molasse and evidence for glauconitization of mica.* – *Geol. Rdsch.* 76/3, 885–902.
- (1988): *Isotopengeochemische Untersuchungen und Datierungen an Mineralien und Fossilien aus Sedimentgesteinen.* – *Diss. ETH Zürich* 8733.
- FREI, E. (1925): *Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura.* – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 55/3.
- GAILLARD, M.-J. (1984): *Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays romand (Suisse).* – *Diss. Botan.* 77, Cramer, Vaduz.
- GÉNIE RURAL DU DOUBS (1960): *Etudes hydrogéologiques par prospection électrique aux Verrières-de-Joux et aux Fourgs* (inédit).
- GIGON, R. (1976): *Inventaire spéléologique de la Suisse, vol. 1: Canton de Neuchâtel.* – *Comm. Spéléologie, Acad. suisse Sci. nat., SCNAT.*
- GLANGEAUD, L. (1944): *Les glissements post-tectoniques dans le Jura et leur rôle dans les interprétations structurales.* – *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 214, 468.
- (1949): *Les caractères structuraux du Jura.* – *Bull. Soc. géol. France* (5) 19, 669–688.
- (1949/1950): *Le rôle du socle dans la tectonique du Jura.* – *Ann. Soc. géol. Belgique* 73, 57–94.
- GLANGEAUD, L. & SCHNEEGANS, D. (1949/1950): *Caractères généraux du style jurassien (et des types comtois et haut-jurassien).* – *Ann. Soc. géol. Belgique* 73, 131–150.
- GLANGEAUD, L., TRICART, J., CASTANY, G., DREYFUSS, M., CUSTER, W. & LEMOINE, M. (1960): *Feuille Pontarlier.* – *Carte géol. France 1: 50 000, File 557. BRGM, Orléans.*

- GLAUSER, A. (1943): Bericht über die Besichtigung der Lignitgrube von Grandson und die Begehung der Gegend von Auberson am 23. März 1943. – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 11795 (inédit).
- GOBAT, J.-M., GROSVERNIER, P. & MATTHEY, Y. (1986): Les tourbières du Jura suisse: milieux naturels, modifications humaines, caractères des tourbes, potentiel de régénération. – Actes Soc. jurass. Emul. 89, 213–315.
- GRESSLY, A. (1838–1841): Observations géologiques sur le Jura soleurois. – Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 2, 4, 5.
- GUILLAUME, S. (1966): Le Crétacé du Jura français. – Thèse Univ. Paris, Extrait Bull. BRGM 1-2-3-5 (1966).
- HAEFELI, C. (1964): Zur Jura/Kreide-Grenze im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/80, 33–38.
- HAEFELI, C., MAYNC, W., OERTLI H. J. & RUTSCH, R. F. (1965): Die Typus-Profile des Valanginien und Hauterivien. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 41–75.
- HARRISON, J. V. & FALCON, N. (1934): Collapse structures. – Geol. Mag. 71, 529–532.
- HOMEWOOD, P., RIGASSI, D. & WEIDMANN, M. (1989): Le bassin molassique suisse. In: B. PURSER (éd.): Méthodes d'analyses et dynamique des bassins sédimentaires (p. 299–314). – Ed. Technip, Paris.
- HUBER, E. (1918): Coupe manuscrite de la fouille paléontologique de la Chaux. – Dossier CH/1182/3, Cadastre des gisements de mammifères fossiles de la Suisse, Musée Hist. nat., Bâle.
- HOOKE, J. & WEIDMANN, M. (2000): The Eocene mammal faunas of Mormont, Switzerland. – Schweiz. paläont. Abh. 120.
- JACCARD, A. (1868): Feuille Pontarlier–Yverdon–Carte géol. Suisse 1: 100 000, XI.
- (1869): Description géologique du Jura Vaudois et Neuchâtelois. – Matér. Carte géol. Suisse 6.
- (1870): Supplément à la description géologique du Jura Vaudois et Neuchâtelois. – Matér. Carte géol. Suisse 7/1.
- (1879): Coupe-type de l'étage Vraconnien. – Archives du Musée cantonal de géologie, Lausanne (dessin inédit).
- (1893): Deuxième supplément à la description géologique du Jura neuchâtelois, vaudois, des districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse. – Matér. Carte géol. Suisse 7/2.
- JACCARD, A. & BERTRAND, M. (1893): Feuille Pontarlier–Yverdon (2<sup>ème</sup> édition). – Carte géol. Suisse 1: 100 000, XI.
- JACCARD, M. (1988): Paléogéographie du Jurassique terminal de la région de Sainte-Croix (stratigraphie et sédimentologie). – Mém. lic. Géogr. Univ. Lausanne (inédit).
- (1990): Paléogéographie du Jurassique de Sainte-Croix (stratigraphie et sédimentologie). – Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole 57/131, 37–51.
- JACCARD, M. & WALTHER, J.-M. (1986): Etude géologique et morphologique, région Covatanaz–Bullet–La Combaz. – Mém. certif., Inst. Géogr. Univ. Lausanne (inédit).
- JACOB, C. (1907): Etude paléontologique et stratigraphique sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. – Trav. Lab. Géol. Grenoble 8, 280–590.
- JEANNET, A. (1926): Sur la géologie du Grand-Suvagnier (Val-de-Travers, Canton de Neuchâtel). – Eclogae geol. Helv. 20/2, 252–256.
- JEANNET, A. (1934): Environs de Neuchâtel et Val de Travers (Excursion N° 7). In: Guide géologique de la Suisse (Fasc. V, p. 348–355). – Wepf, Basel.

- JEANNIN, P.-Y. & WACKER, C. (1984): Coloration à la baume de la Roguine, un remarquable exemple de diffluence dans le Jura plissé (Fontanezier VD, 539.155/192.115/1235). – Bull. Sect. neuchât. Soc. suisse Spéleo., Cavernes 28/1, 3–11.
- JÉQUIER, J.-P. (1975): Le Moustérien alpin. Révision critique. Eburodunum II. – Cah. archéol. romande 2.
- JORDI, H. A. (1955): Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). – Matér. Carte géol. Suisse 99.
- (1990): Tektonisch-strukturelle Übersicht Westschweizerisches Molassebecken. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 56/130, 1–11.
  - (1993): Tectonique du bassin molassique et de son substratum jurassique-crétacé dans la région Orbe–Yverdon–Grandson. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 82/3, 279–299.
  - (1994): Feuille 1203 Yverdon-les-Bains. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 94.
  - (1995): Feuille 1203 Yverdon-les-Bains. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. 94.
  - (2006): Glaziale und interglaziale Ablagerungen in der Jurafuss-Gegend von Grandson. – Bull. angew. Geol. 11/1, 3–17.
- JUNG, P. (coord.) (1982): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, du Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie (Projet PICG 73/1/25, Sect. 5). – Doc. Lab. Géol. Lyon, h.-s. 7.
- KÄLIN, D., WEIDMANN, M., ENGESESSER, B. & BERGER, J.-P. (2001): Paléontologie et âge de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Jura neuchâtelois. – Mém. suisses Paléont. 121, 63–99.
- KILIAN, W. (1884): Note sur les terrains tertiaires du territoire de Belfort et des environs de Montbéliard (Doubs). – Bull. Soc. géol. France (3), 12, 729–758.
- (1894): Quelques réflexions sur le parallélisme du Valanginien jurassien avec le Crétacé inférieur de la région delphino-provençale. – Bull. Soc. Géol. France (3) 22, 14–15.
- KIRALY, L. (1965): Structure sédimentaire et composition de la «Pierre Jaune» (Hauterivien sup.) des environs de Neuchâtel (Suisse). – Eclogae geol. Helv. 58/2, 789–798.
- (1973): Carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel 1: 50 000, avec notice explicative. – Suppl. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 96.
- KISSLING, D. (1974): L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. – Thèse Univ. Genève.
- KLINGELE, E. (1983a): Carte aéromagnétique (Intensité totale) du Plateau et du Jura Suisse, altitude de vol 1829 m (6000'). – Cartes géophys. Suisse 1: 50 0000, Comm. suisse Géophys.
- (1983b): Carte aéromagnétique de la Suisse. – Cartes géophys. Suisse 1: 50 0000, File 9 (1982), Comm. suisse Géophys.
- KLINGELE, E. & OLIVIER, R. (1979): Carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer). – Cartes géophys. Suisse 1: 50 0000, File 4, Comm. suisse Géophys.
- KÜNDIG, E. & DE QUERVAIN, F. (1953): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. – Schweiz. geotechn. Komm.
- LANG, F. (1863): Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn. – Verl. Scherer'sche Buchhandl., Solothurn.
- LEMCKE, K. (1978): Der vortertiäre Untergrund. In: UNGER, H. U.: Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn. Geologische Karte von Bayern 1: 50 000. – Bayer. geol. Landesamt, München.
- (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – Geol. Rdsch. 73/1, 371–397.
  - (1985): Flussfracht von Ur-Main und Ur-Naab in der Schweiz und im deutschen Molassebecken. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 51/121, 13–21.
- LOMBARD, A. (1986): Rapport d'expertise géologique le long d'un secteur de la voie Yverdon–Ste-Croix à Les Râpilles–Covatanne (inédit).

- LORIOU, J.-P. DE (1975): Rapport d'interprétation, campagnes vibrosismiques 1972, 1973 et 1974. – Jura Vaudois Pétrole S.A. (inédit).
- MACHAČEK, F. (1902): Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Schweizer und Französischen Jura. – Mitt. natf. Ges. Bern (1901), 9–17.
- MAILLARD (1879): Dessin de la coupe type de l'étage Vraconnien de RENEVIER (1867), recopié dans les notes d'Auguste Jaccard. – Archives du Musée géologique cantonal de Lausanne (inédit).
- MARCOU, J. (1848): Recherches géologiques sur le Jura salinois. – Mém. Soc. géol. France (2), 3/1.  
 – (1856): Lettres sur les roches du Jura et leur distribution géographique dans les deux hémisphères. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 2, 49–75, 143–168.  
 – (1859): Sur le néocomien dans le Jura et son rôle dans la série stratigraphique. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) [n. pér. 2], 4, 42–66, 113–154.  
 – (1860): Lettres sur les roches du Jura et leur distribution géographique dans les deux hémisphères. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich 3, 113–123.
- MARTIN, J., PHARISAT, A. & RANGHEARD, Y. (1991): Le synclinal des Verrières (Haute-Chaîne jurassienne): nouvelle interprétation structurale. – Ann. sci. Univ. Besançon, Géol. 4/11, 99–112.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., STUIJVENBERG, J. VAN, WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): Flysch und Molasse of Western and Central Switzerland (Excursion N° V). In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland, a guide-book. Part B: Geological Excursions (p. 261–293). – Schweiz. geol. Komm. (Wepf, Basel).
- MAURER, H. (1983): Sedimentpetrographische Analysen an Molassefolgen der Westschweiz. – Jb. Geol. B.-A. (Wien), 126/1, 23–69.
- MEIN, P. (1989): Updating of MN zones. – In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Eds.): European Neogene Mammal Chronology (p. 73–90). – Plenum Press, New York.
- MEISSER, N. (2007): Un géotope et biotope unique: les mines et carrières de Baulmes. – Assoc. patrimoine naturel et culturel du Canton de Vaud, Documents 9, 31–37.
- MERIAN P. (1821): Übersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel, mit besondrer Hinsicht auf das Juragebirge im Allgemeinen. – Beitr. Geognosie 1/12.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1973): Atlas des résistivités électriques apparentes du Moyen-Pays vaudois. – Cahiers de l'aménagement régional 14, Service cant. vaudois de l'urbanisme, Lausanne.
- MIGLIETTI, Y. (1988): Etude géophysique de la «Mouille de La Vraconnaz». – Rapport déposé à l'Inst. Géophys. Univ. Lausanne (inédit).
- MILLIoud, M. (1951): Le Callovien et l'Oxfordien dans la région de Baulmes (Jura vaudois). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 65 (279), 147–159.  
 – (1952): Les indices d'hydrocarbures du pied du Jura vaudois et la question du pétrole en Suisse. – Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole 19/56, 11–16.  
 – (1967): Palynological study of the type localities at Valangin and Hauterive. – Rev. Palaeobot. Palynol. 5, 155–167.
- MOESCH, C. (1867): Jura- und Kreideschichten am Glärnisch. – Verh. Schweiz. Natf. Ges. 1867.  
 – (1874): Der südliche Aargauer-Jura und seine Umgebungen enthalten auf Blatt VIII des eidg. Atlas, geologisch aufgenommen und beschrieben. – Beitr. geol. Karte Schweiz 10.
- MOJON, P.-O., ENGESSER, B., BERGER, J.-P., BUCHER, H. & WEIDMANN, M. (1985): Sur l'âge de la Molasse d'Eau douce inférieure de Boudry (NE). – Eclogae geol. Helv. 78/3, 631–667.
- MOJON, P.-O. & STRASSER, A. (1987): Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidentale). – Eclogae geol. Helv. 80/1, 37–58.

- MONBARON, M. (1975): Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- MONTMOLLIN, A. DE (1833): Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. – Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel *1*, 49–65.
- MOUTY, M. (1966): Le Néocomien dans le Jura méridional. – Thèse Univ. Genève.
- MUGNIER, J.-L. (1984): Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne en collision. Exemple du Jura. – Thèse Univ. Grenoble.
- MUHLETHALER, C. (1930): Feuille La Chaux–Les Verrières (AS 276–277) [CN 1162 Les Verrières]. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 2.
- (1932): Etude géologique de la région des Verrières. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *56* (1931), 121–300.
- MÜLLER, W. H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1: 100 000 mit angrenzenden Gebieten von Baden-Württemberg. – Geol. Spezialkarte, Erläut. *117*.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – Nagra tech. Ber. NTB 85–14.
- NICOD, J. (1990): Le karst jurassien: modèle géomorphologique spécifique. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *113*, 13–25.
- NICOLET, C. (1855): Discours prononcé à l'ouverture des séances de la Société helvétique des Sciences naturelles. – Actes Soc. Helv. Sci. Nat. *40*.
- NUSSBAUM, F. & GYGAX, F. (1935): Zur Ausdehnung des rissseiszeitlichen Rhonegletschers im französischen Jura. – Eclogae geol. Helv. *28/2*, 659–665.
- OERTLI, H. J. (1989): Ostracoda from the historical type region of the Hauterivian stage in the Jura Mountains (Switzerland, France). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. *11*, 205–222.
- ORBIGNY, A. D' (1852): Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés et table alphabétique et synonymique des genres et des espèces contenus dans le Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle (Vol. 3). – Masson, Paris.
- PANCZA, A. (1979): Contribution à l'étude des formations périglaciaires dans le Jura. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *24*.
- (1990): L'action du gel sur les parois rocheuses du Jura: l'exemple de Château-Cugny (JU). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *113*, 133–144.
- PASQUIER, F., ZWAHLEN, F. & BICHET, V. (2006): Feuille Vallorbe–Léman nord. – Carte hydro-géol. Suisse 1: 100 000, File 8.
- PAVONI, N. (1961): Faltung durch Horizontalverschiebung. – Eclogae geol. Helv. *54/2*, 515–534.
- (1966): Kriterien zur Beurteilung der Rolle des Sockels bei der Faltung des Faltenjura. In: Étages tectoniques. Colloque de Neuchâtel 18–21 avril 1966 (p. 307–314). – A La Baconnière, Neuchâtel.
- PELET, P.-L. (1978): Fer, charbon, acier dans le Pays de Vaud, tome 2. La lente victoire du haut fourneau. – Bibl. hist. vaud. *59*.
- (1983): Fer, charbon, acier dans le Pays de Vaud, tome 3. Du mineur à l'horloger. – Bibl. hist. vaud. *74*.
- PERRACINI, P. & DERIAZ, P. (1983): Les cavités des Gorges de Covatannaz (VD). – Stalactite *33/2*, 87–96.
- PERSOZ, F. & KÜBLER, B. (1968): Etude pétrographique des roches carbonatées: La limite Jurassique – Crétacé dans quelques sondages et affleurements du Jura neuchâtelois. – Eclogae geol. Helv. *61/2*, 504–507.

- PICTET, F.-J. & CAMPICHE, G. (1858-1860): Description des fossiles du terrain crétacé de Sainte-Croix. 1<sup>ère</sup> partie: vertébrés et céphalopodes. – Matér. Paléont. suisse 2.
- (1861-1864): Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix, 2<sup>ème</sup> partie: Céphalopodes et Gastéropodes. – Matér. Paléont. suisse 3.
- PICTET, F.-J. & RENEVIER, E. (1854-1858): Description des fossiles du terrain aptien de la Perte-du-Rhône et des environs de Sainte-Croix. – Matér. Paléont. suisse 1.
- POCHON, M. (1978): Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse: phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. – Mém. Soc. helv. Sci. nat. 90.
- QUERVAIN, F. DE & GSCHWIND, M. (1934): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Hans Huber, Bern.
- RANGHEARD, Y., DEMARCO, G., MONGEREAU, N., PHARISAT, A., POUYET, S. & TRUC, G. (1985): Le Miocène du Val des Verrières et du Bief des Lavaux (Jura central, Haute Chaîne): événements paléobiogéographiques et géodynamiques. – Géobios 18/6, 769-785.
- RANGHEARD, Y., DEMARCO, G., MÜLLER, C., POIGNANT, A. & PHARISAT, A. (1990): Données nouvelles sur le Burdigalien du Jura interne: paléobiologie, biostratigraphie et évolution structurale. – Bull. Soc. géol. France (8), 6/3, 479-486.
- REICHEL, M. (1928): Cônifère fossile trouvé dans les couches à ciment (Argovien) de Saint-Sulpice. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 52/1 (1927), 125-130.
- REMANE, J., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B. & THIEULOY, J.-P. (1989): Description de profils dans l'Hauterivien de la région neuchâteloise, du Mont-de-Chamblon et des environs de Sainte-Croix (cantons de Neuchâtel et de Vaud, Suisse). – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. 11, 19-48.
- RENEVIER, E. (1868): Notices géologiques et paléontologiques sur les Alpes vaudoises. V. Complément de la faune de Cheville. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 9, 389-482.
- (1869): Passage graduel de l'Albien au Cénomanien (Vraconnien). – Bull. Soc. géol. France (2) 26, 720.
- (1873): Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du Globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leur synonymies et les principaux fossiles de chaque étage. 9 planches. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 12.
- (1874): Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du Globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leur synonymies et les principaux fossiles de chaque étage. Texte explicatif. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 13, 218-252.
- RENEVIER, E. & GOLLIEZ, H. (1894): Voyage géologique dans tout le Jura suisse, de la Perte-du-Rhône au Hohentwiel, en zigzag. In: Comité d'organisation, Congrès géol. int. VI<sup>e</sup> Ses., Zürich (éd.): Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse (p. 65-93). – Payot, Lausanne.
- RENEVIER, E. & SCHARDT, H. (1900): Carte géologique de la Suisse au 1: 100 000. Notice explicative de la feuille XI Yverdon, 2<sup>ème</sup> édition. – Eclogae geol. Helv. 6 (1899-1900), 351-369.
- RENZ, O. & LUTERBACHER, H. (1965): Die Mittlere Kreide von La Vraconnie bei Ste-Croix (Kt. Waadt). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 76-101.
- RENZ, O., LUTERBACHER, H. & SCHNEIDER, A. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cénomanien des Neuenburger Jura. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 1073-1116.
- RENZ, O. & JUNG, P. (1978): Aptian to Maastrichtian in the Swiss Jura Mountains. – Eclogae geol. Helv. 71/1, 1-18.
- RICHARDET ET ASSOCIES S.A. (1986): Rapport d'expertise concernant la stabilisation des rochers au lieu-dit Les Râpilles de Baulmes (inédit).

- RIGASSI, D. (1957): Le Tertiaire de la Région Genevoise et Savoissienne. – Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole 24/66, 19–34.
- (1961): Schémas stratigraphiques du Tertiaire, Genève-Savoie, remis lors de la réunion de la VSP (inédits, mais reproduits plusieurs fois par la suite).
  - (1977a): Genèse tectonique du Jura. Une nouvelle hypothèse. – Paleolab News, Genève, 2.
  - (1977b): Encore le Risoux. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 73/4, 379–413.
  - (1977c): Surface d'aplanissement soulevée et déformée à Champfromier. – ASAC 3, 19–25, Univ. Jussieu, Paris.
  - (1982a): Bassin molassique sud-occidental. Carte géologique interprétative (sans Quaternaire), 1: 200 000. In: JUNG, P. (coord.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, du Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie (Projet PICG 73/1/25, Sect. 5) (p. 91). – Doc. Lab. Géol. Lyon, h.-s. 7.
  - (1982b): Morpho-tectonique du Jura argovien (en marge du programme de forage de la Cédra). – Chez l'auteur, Genève.
  - (1986): Interprétation géologique de nouvelles données géophysiques sur la Suisse. – Conférence Inst. Géophys. Univ. Lausanne (inédit).
  - (1987): Tectonique de l'Ouest vaudois. – 5<sup>ème</sup> réunion Groupe tectonique suisse, Fribourg, Abstracts, 37.
  - (1988): Données géophysiques. In: WEIDMANN, M.: Feuille 1243 Lausanne. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. 85.
  - (1990): Some continental troughs and grabens, abortive rifts, and pseudorifts of Western Europe: an Essay. – Rift Systems, Vol. 5, Petroconsultants S.A., Geneva.
- RITTENER, T. (1892): Notice sur un affleurement d'Aquitainien dans le Jura vaudois. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 27 (105), 294–297.
- (1902): Etude géologique de La Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 13.
- ROLLIER, I. (1898): Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la Feuille VII (1: 100 000). – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 8.
- SAUVAGNAT, J. (1999): Les ostracodes aptiens et albiens du Jura. – Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève 24.
- SCHAER, J.-P., BURKHARD, M., TSCHANZ, X., GUBLER, E. & MATHIER, J.-F. (1990): Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central interne. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 113, 39–50.
- SCHÄFER, P. (2005): Beiträge zur Ostracoden- und Foraminiferen-Fauna der Unteren Süsswassermolasse in der Schweiz und in Savoyen (Frankreich). 2: La Chaux (Kanton Waadt, Schweiz). – Senckenbergiana lethaea, 85, 95–117.
- SCHARDT, H. (1892): Sur l'établissement de la voie ferrée d'Yverdon à Ste-Croix au-dessus des Rapilles de Baulmes. – Wiss.-hist. Sammlung ETH-Bibliothek Zürich, Handschriften und Autographen 230, Hs 389:231 (inédit).
- (1892–1926): Ciments de Baulmes VD. Dossier de rapports, plans, coupes, analyses, correspondances. – Wiss.-hist. Sammlung ETH-Bibliothek Zürich, Handschriften und Autographen 230, Hs 389:236 (inédit).
  - (1895): L'âge de la marne à bryozoaires et la coupe du néocomien du Collaz près Ste-Croix. – Eclogae geol. Helv. 4/5, 379–383.
  - (1897–1899): Rapilles de Baulmes: glissement du Chemin de fer. – Wiss.-hist. Sammlung ETH-Bibliothek Zürich, Handschriften und Autographen 230, Hs 389:297 (inédit).
  - (1898): Notice sur l'origine des sources vaclusiennes du Mont-de-Chamblon. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 26, 211–229.
  - (1901): Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes, fasc. 2/11. Un lambeau de recouvrement jurassique sur le Tertiaire près de Fleurier. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 29, 160–164.

- (1902): Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes, fasc. 3/13. Dépôts glaciaires et tectonique du vallon des Verrières. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 30, 404–408.
  - (1903a): Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes, fasc. 3/15. Brèche énigmatique aux Brenets. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 30, 427–431.
  - (1903b): Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes, fasc. 4/19. Considérations sur le parallélisme des niveaux du Dogger dans le Jura neuchâtelois et vaudois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 31, 287–312.
  - (1905): Der Parallelismus der Stufen des Doggers im zentralen und im südlichen Jura-gebirge. – *Ecolgae geol. Helv.* 8/4, 451–469.
- SCHARDT, H. & DUBOIS, A. (1902): Description géologique de la région des gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 30, 195–352 (aussi: *Ecolgae geol. Helv.* 7/5, 367–476, 1903).
- (1905): Nouvelles observations sur le Crétacique moyen et le Tertiaire du Baliset près de Rochefort. In: SCHARDT, H. (1906): Mélanges géologiques sur le Jura Neuchâtelois et les régions limitrophes (fasc. 6/29, p. 200–208). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 33 (1904–1905), 168–208.
- SCHOEPFER, P. & BERGER, J.-P. (1989): Burdigalian and Helvetian in western Switzerland. – *Geol. Carpathica (Bratislava)* 40, 17–21.
- SCHWAB, R. F. (1960): Einige Ergebnisse einer aeromagnetischen Studie im Gebiet des Waadtländerjuras. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 26/71, 31–32.
- SHELL SWITZERLAND (1978): Final Report. – Jura Vaudois Pétrole S.A. (inédit).
- SIMON, B. (2008): La tuilerie de Noirvaux, 1772–1917. – Cercle d'histoire de la région de Sainte-Croix, cahier 7.
- SPRECHER, C. (1917): Beitrag zur Kenntnis der Querstörung Mollens-Vallorbe-Pontarlier. – Diss. Univ. Bern.
- STEHLIN, H. G. (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Funde und ihre stratigraphische Verbreitung. Nebst einem Anhang: Über das Vorkommen von *Hipparion* in der Schweiz. – *Verh. natf. Ges. Basel* 25, 179–202.
- (1922): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligozänen Molasse. – *Ecolgae geol. Helv.* 16/5, 575–581.
- STEINHAUSER, N. & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. – *Géobios* 4/1, 7–59.
- STEINHAUSER, N. & LOMBARD, A. (1969): Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional. – *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 4, 100–113.
- STETTLER, R. (1990): Aspects géologiques et hydrologiques des sources des gorges de l'Areuse. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 113, 157–178.
- STRUNCK, P. (2001): The molasse of western Switzerland. – Diss. Univ. Bern.
- THIRRIA, E. (1836): Mémoire sur le terrain jura-crétacé de la Franche-Comté. – *Ann. Mines* (3), 10, 95–146.
- THURMANN, J. (1830): Essai sur les soulèvements (sic) jurassiques du Porrentruy, avec une description géognostique des terrains secondaires de ce pays, et des conditions générales sur les chaînes du Jura [1<sup>er</sup> cahier]. – *Mém. Soc. Hist. Nat. Strasbourg* 1.
- (1836): Lettre à M. de Beaumont [Sur la seconde réunion de la Société géologique des Monts-Jura à Besançon. – Discussion sur le synchronisme du terrain crétacé du Jura]. – Bull. Soc. géol. France (1), 7, 207–211.
  - (1838): Discussion sur la position du terrain néocomien relativement aux autres groupes du terrain crétacé. – Bull. Soc. géol. France (1), 9, 433–435.

- TRIPET, J.-P. (1972): Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtois). – Thèse Univ. Neuchâtel.
- TURRINI, C., DUPS, K. & PULLAN, C. (2009): 2D and 3D structural modelling in the Swiss-French Jura Mountains. – *First Break* 27, 65–72.
- VERNET, J.-P. (1958): Les minéraux lourds d'une série chattienne de la molasse du Plateau suisse. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 67/2, 93–101.
- (1964): Pétrographie sédimentaire dans la molasse de la région d'Yverdon. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 68/9, 443–454.
- VERSUCHSANSTALT FÜR WASSERBAU AN DER ETH (1945): Usine de Noirvaux. Geologische Untersuchung der Staustelle und des Stauraumes. – Centre Info. géol. (swisstopo), Infogeol 1711 (inédit).
- VOLLMAYR, T. & WENDT, A. (1987): Die Erdgasbohrung Entlebuch 1, ein Tiefenaufschluss am Alpennordrand. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 53/125, 67–79.
- VOLTZ, A. (1836): Lettre à M. Berthier. Extrait. [Sur les terrains de Neufchâtel, (Néocomien)]. – *Bull. Soc. géol. France* (1), 7, 278–280.
- WAGNER, A. (1969): Etudes minéralogiques et sédimentologiques dans les formations tertiaires des bassins lémanique et de Frangy-Bellegarde. – *Arch. Sci. (Genève)* 22/3, 605–624.
- WAIBEL, A. & BURRI, F. (1961): Lexique stratigraphique international, Vol. I: Europe, Fasc. 7 Suisse, 7a, Jura et Fossé du Rhin (en allemand). – CNRS, Paris.
- WALTER, B. (1972): Les bryozoaires néocomiens du Jura suisse et français. – *Géobios* 5/4, 277–354.
- WEGMANN, E. (1958): Le cadre naturel des glissements de terrain du Val-de-Travers, Neuchâtel (Suisse). – *Bull. techn. Suisse rom.* 84/4, 53–60.
- (1961): Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé). – *Bull. géol. Univ. Uppsala* 40, 169–182.
- (1963): Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. In: DURAND-DELGA, M. (éd.): Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot (t. II, p. 99–104). – *Soc. géol. France, Mém. hors-série* (1960–1963).
- WEIDMANN, M. (1984): Le Sidérolithique et la Molasse basale d'Orbe (VD). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 77/2, 135–141.
- (1986): Quelques observations nouvelles sur la Molasse du Jura. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 109, 153–159.
- (2008): La Molasse de la Vallée de Joux (Jura, Suisse et France). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 91/1, 69–101.
- WEIDMANN, M., KÄLIN, D. & ENGESESSER, B. (2003): Les gisements de mammifères aquitaniens de La Chauv (Jura vaudois, Suisse). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 88/4, 457–482.
- ZIEGLER, P. A. & FRAEFEL, M. (2009): Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. – *Swiss J. Geosci.* 102, 57–75.
- ZOLLER, H. (1987): Zur Geschichte der Vegetation im Spätglazial und Holozän der Schweiz. – *Mitt. natf. Ges. Luzern* 29, 123–149.

## CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES<sup>1)</sup>

(avec base topographique)

### Carte géologique générale de la Suisse 1: 200 000

- File 1 Neuchâtel, par P. CHRIST, 1944.  
 File 5 Genève – Lausanne, par P. CHRIST, 1948.

### Carte géologique de la Suisse 1: 100 000

- File VI Besançon – Le Locle, par A. JACCARD, 1870.  
 File VII Porrentruy – Solothurn (2<sup>e</sup> édition), par L. ROLLIER & E. KISSLING, 1904.  
 File XI Pontarlier – Yverdon (2<sup>e</sup> édition), par A. JACCARD & M. BERTRAND, 1893.  
 File XII Freyburg – Bern, par V. GILLIÉRON, A. JACCARD & I. BACHMANN, 1897.

### Atlas géologique de la Suisse 1: 25 000 (feuilles adjacentes)

- N° 2 La Chaux – Les Verrières (AS 276 – 277), par C. MUHLETHALER, 1930.  
 N° 17 Vallée de Joux (AS 288, 297<sup>bis</sup> – 299 + annexes 291 + 300), par D. AUBERT, 1941.  
 N° 42 Orbe (CN 1202), par D. AUBERT et M. DREYFUSS, 1963.  
 N° 94 Yverdon-les-Bains (CN 1203), par H. A. JORDI, 1994.

### Cartes géologiques spéciales

- N° 30 Carte géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes, 1: 25 000, par T. RITTENER, 1902.  
 N° 92 Carte géologique des environs de Vallorbe (Jura suisse), 1: 25 000, par A. B. TUTEIN NOLTHENIUS, 1921.

### Carte géologique de la France 1: 80 000

- File 126 Besançon (3<sup>e</sup> édition), 1966.  
 File 127 Ornans (3<sup>e</sup> édition), 1968.  
 File 138 Lons-le-Saunier (3<sup>e</sup> édition), 1968.  
 File 139 Pontarlier (2<sup>e</sup> édition), 1964.

### Carte géologique de la France 1: 50 000

- File XXXIII-25 Salin-les-Bains (556), 1967.  
 File XXXIII-26 Champagnole (582), 1965.  
 File XXXIV-24 Ornans (530), 1963.  
 File XXXIV-25 Pontarlier (557), 1969.  
 File XXXIV-26 Mouthe (583), 1964.  
 File XXXV-24 Morteau (531), 1968.

---

<sup>1)</sup> La carte d'assemblage s'y rapportant se trouve à droite dans la légende de la feuille Ste-Croix.

**Autres cartes**

- Ri* RICKENBACH, E. (1925): Carte géologique 1:25 000 de la région du Val-de-Travers entre Travers et Fleurier, du Cirque de St-Sulpice et de la Vallée de la Brévine. In: Description géologique du territoire compris dans les feuilles 278 et 280 de l'atlas topographique de Siegfried, savoir du Val-de-Travers entre Fleurier et Travers, du Cirque de Saint-Sulpice et de la Vallée de la Brévine. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 50, 1–74.
- M* MEIA, J. (1986): Carte géologique de la région des Gorges de l'Areuse, 1:25 000. In: Les Gorges de l'Areuse. – A la Baconnière, Neuchâtel, 1986.
- S* SCHARDT, H. & DUBOIS, A. (1903): Carte des Gorges de l'Areuse, 1:15 000. In: Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). – Eclogae geol. Helv. 7/5.

**Bases topographiques**

1162–1163	}	Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000
1182–1183		
1201–1203		
276–278	}	Feuilles de l'Atlas Siegfried 1:25 000
277–280		
288–291		



ANNEXE

Planche I: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Ste-Croix

### Coupes géologiques à travers la région de la feuille Ste-Croix

par  
**Danilo Rigassi**  
1991  
Echelle 1:25000

- Quaternaire**
  - Dépôts quaternaires indifférenciés
- Tertiaire**
  - Miocène**
    - Conglomérat (gompholithe, m<sub>1</sub>)
    - Molasse d'eau douce supérieure (OSM, m<sub>2</sub>)
    - Molasse marine supérieure (OMM, m<sub>2,3</sub>)
    - Marnes et silt lacustres et fluviatiles (m<sub>1</sub>), conglomérat (m<sub>1</sub>); Molasse d'eau douce inférieure (USM, «Aquitaniens»)
  - Oligocène**
    - Calcaires lacustres, marnes et grès fluviatiles; Molasse d'eau douce inférieure USM (o<sub>1</sub>, «Chattien»)
- Crétacé**
  - Sables phosphatés et glauconieux, calcaires et marnes (c<sub>2,3</sub>)
  - Calcaires micritiques oolithiques et pelletaux (c<sub>1</sub>, «Urgonien»)
  - Pierre jaune de Neuchâtel
  - Marnes d'Hauterive (c<sub>2</sub>)
  - Marbre bâard et Calcaire roux («Valanginien»)
  - Marnes et calcaires limno-saumâtres («Purbeckien»)
- Jurassique**
  - Malm**
    - Calcaires et dolomies stromatolithiques («Portlandien»)
    - Calcaires micritiques («Kimméridgien»)
    - Couches à stromatolithes
    - Passées marnueuses
    - Couches de base à stromatolithes
    - Calcaires oolithiques et pelletaux («Séquanien»)
    - Passées marnueuses
    - Couches d'Effingen
    - Bancs calcaires
    - Couches de Birnenstorf
  - Dogger**
    - Dalle nacrée
    - Marnes à «*Rhynchonella*» varians
    - Grande Oolithe
    - Couches de Brot
    - Oolithe inférieure
    - Calcaires à *Pecten devalquei*
    - Calcaires sombres siliceux
    - Marnes à *Opalinus* (non affleurantes)

- Faïlle, chevauchement, décrochement
- ⊙ ⊙ Décrochement dextre
- ⊙ ⊙ Décrochement senestre
- A<sub>1</sub> – A<sub>9</sub> Anticlinaux
- S<sub>1</sub> – S<sub>9</sub> Synclinaux
- Cr Crétacé
- Ju Jurassique

