

1105 Bellelay

avec partie de

1104 Saignelégier

Notice explicative

J. AUFRANC, P. JORDAN, A. PIQUEREZ, D. KÄLIN et R. BURKHALTER

Atlas géologique de la Suisse



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo
www.swisstopo.ch

2016

147

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

1:25 000

1105 Bellelay

avec partie de 1104 Saignelégier

Notice explicative

20 figures, 2 tableaux et 1 planche hors texte

par

JÜRIG AUFRANC, PETER JORDAN, ALAIN PIQUEREZ,
DANIEL KÄLIN et RETO BURKHALTER

2016

traduction par
DANIEL HÉCHE



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie

Carte

AUFRANC, J., LAUBSCHER, H.P., SUTER, M. & BURKHALTER, R. (2016): Feuille 1105 Bellelay, avec partie de la feuille 1104 Saignelégier. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 147.

Notice explicative

AUFRANC, J., JORDAN, P., PIQUEREZ, A., KÄLIN, D. & BURKHALTER, R. (2016): Bellelay, avec partie de la feuille 1104 Saignelégier. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 147.

Illustrations de couverture

Jaquette

Membre de Bollement (Dalle nacrée, Callovien précoce). Surface d'altération avec couleur typique, montrant bien la stratification oblique caractéristique de cette unité. La largeur de la photo représente environ 30 cm. Station de Bollement (localité-type), coord. 2576.330/1238.560. Photo R. Burkhalter, 2016.

Carte

Drapage de l'esquisse tectonique simplifiée de la feuille Bellelay-Saignelégier sur le modèle altimétrique numérique swissALTI^{3D}.

Notice explicative

Membre du Hauptmumienbank (Formation de Vellerat, Oxfordien tardif). Surface d'altération nettoyée avec un jet à haute pression et représentée approximativement à la taille réelle. Les Vacheries des Genevez, coord. 2575.000/1233.500. Photo D. Fischer, 2016.

Editeur

© 2016, 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.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40079-2



MIXTE
Issu de sources
responsables
FSC® C030149

TABLE DES MATIÈRES

Préface	4
Résumé	5
Zusammenfassung	6
Riassunto	7
Summary	9
Introduction	10
Levés antérieurs	12
Stratigraphie	13
Trias	13
Keuper	13
Jurassique	13
Lias	13
Dogger	15
Malm	24
Crétacé	47
Paléogène–Néogène	48
Eocène	48
Oligocène–Miocène	49
Quaternaire	64
Pléistocène	64
Pléistocène ou Holocène	68
Holocène	78
Morphologie	83
Tectonique	87
Généralités	87
Structures tectoniques antérieures au plissement du Jura	87
Le plissement du Jura au Miocène tardif	91
Construction des profils	109
Hydrogéologie	112
Matériaux exploitables	120
Forages	124
Histoire de l'habitat et de l'économie	127
Bibliographie	131
Cartes géologiques	139

PRÉFACE

Bellelay-Saignelégier, la feuille n°147 de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000, couvre la partie septentrionale des Franches Montagnes et de ses environs entre le décrochement de la Ferrière à l'ouest et le cours supérieur de la Birse et de la Sorne à l'est.

Sur mandat de la Commission géologique suisse (CGS), Hans Peter Laubscher† a cartographié la feuille Bellelay entre 1960 et 2004, tandis que Max Suter, mandaté par la même commission, a relevé des parties de la feuille Saignelégier entre 1974 et 1978. Pour éclaircir les questions tectoniques de détails, compléter les levés et uniformiser la représentation, Jürg Aufranc a mis en œuvre entre 2000 et 2015, sur mandat du Service géologique national, une refonte complète des feuilles de Bellelay et Saignelégier (partie est jusqu'à l'ordonnée 2557). Afin de mieux illustrer les structures tectoniques et les transitions de faciès dans le Malm, il a été décidé de publier les deux feuilles sous la forme d'une feuille combinée Bellelay-Saignelégier de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000. Reto Burkhalter a actualisé la subdivision lithostratigraphique du Malm sur la carte et retravaillé le Quaternaire, les masses glissées et tassées en particulier. Il a été conseillé par Alain Morard pour les questions stratigraphiques et de langue française. Il a aussi bénéficié du soutien de Anna Rauch qui a délimité les dépressions sans exutoire superficiel à partir du modèle numérique de terrain, procédé à des contrôles sur le terrain concernant les mouvements de masses et les tourbières, ainsi que compilé et dessiné l'esquisse tectonique 1:200 000.

Les auteurs de la présente notice explicative ont rédigé les chapitres suivants: Jürg Aufranc: généralités, stratigraphie du Mésozoïque et du Quaternaire, morphologie, matériaux exploitables, histoire de l'habitat et de l'économie; Peter Jordan: tectonique, compilée et remaniée à partir de diverses ébauches de Hans Peter Laubscher et Jürg Aufranc, construction des coupes; Alain Piquerez: hydrogéologie; Daniel Kälin: stratigraphie du Paléogène–Néogène; Reto Burkhalter: contributions à la stratigraphie du Mésozoïque et du Quaternaire, matériaux exploitables, histoire de l'habitat et de l'économie. Reto Burkhalter a en outre assuré la coordination du contenu de la carte et de la notice explicative et a mené à bien le traitement éditorial détaillé.

Au nom de la CGS, les personnes suivantes ont procédé à la relecture scientifique de la carte et de la notice explicative: Adrian Pfiffner (président de la CGS), Karl Foellmi (Université de Lausanne), Damien Becker (Jurassica museum, Porrentruy), Anna Sommaruga (Université de Fribourg) et Bernhard Hostettler (Fondation paléontologique jurassienne à Glovelier, et Musée d'histoire naturelle de Berne); ce dernier a apporté en particulier de nombreuses informations et compléments à la carte. Pierre-Olivier Mojon a déterminé des characées dans le Conglomérat de Porrentruy et dans l'OSM, et François Maire a fourni des indications concernant les grottes situées dans la partie bernoise du territoire de la feuille.

Daniel Hêche (traducteur indépendant) a traduit en français la partie principale du manuscrit, initialement rédigée en allemand. Alessia Vandelli a traduit le résumé en italien. Les mises en forme cartographiques ont été exécutées par Andreas Baumeler, Bruno Reber, Remo Trüssel et Reto Casty. Les figures ont été préparées graphiquement par Anna Rauch, Bruno Reber, Thibaud Rey et Reto Burkhalter, la composition du texte a été assurée par l'Atelier Ursula Heilig SGD.

Le Service géologique national remercie les auteurs et toutes les personnes qui ont contribué par leur travail, leurs contributions et les informations fournies à la qualité de la présente carte et de sa notice explicative.

Avril 2016

Office fédéral de topographie swisstopo
Cartographie géologique

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier est marqué morphologiquement par la pénéplaine limoneuse des Franches Montagnes et du Plateau de Maïche–Damprichard ainsi que par la vallée du Doubs qui s'y est encaissée fortement de près de 500 m. La bordure orientale du territoire de la feuille se situe à la transition vers le Jura rhénan central avec ses chaînes d'anticlinaux plus prononcées.

Le Keuper supérieur est l'unité stratigraphique la plus profonde affleurant avec le Lias dans les environs de Soubey dans la vallée du Doubs. Le Dogger affleure en boutonnières le long des anticlinaux. Sa partie supérieure, la Formation d'Ifenthal, a pu être cartographiée de manière particulièrement détaillée; les localités-types de trois membres de cette formation se trouvent sur le territoire de la feuille. Les conditions d'affleurement du Malm, qui occupe la plus grande surface du territoire de la feuille, ont aussi permis une subdivision très fine. Ainsi, il a été possible de cartographier non seulement les formations, mais aussi en partie les membres, sur toute la surface. Les dépôts de l'Oxfordien sont caractérisés par d'importantes transitions de faciès, passant de sédiments de plateforme à dominance calcaire au nord-ouest à des dépôts de bassin épicontinental plus riches en argiles au sud-est. Une lacune stratigraphique apparaît entre l'unité mésozoïque la plus récente (Tithonien) et les couches de molasse les plus anciennes (Rupélien) qui la recouvrent. Elle représente une période de près de 115 millions d'années. Les formations de l'Éocène résiduelles provenant de la période tardive de cette phase principalement continentale, le Sidérolithique, contiennent aussi des fossiles du Crétacé qui confirment que les dépôts se sont poursuivis à cette époque avant d'être érodés. Les sédiments du Paléogène et du Néogène apparaissant principalement dans la Dépression rauracienne en bordure est du territoire de la

feuille. Ils sont représentés par la Molasse d'eau douce inférieure (USM), la Molasse marine supérieure (OMM) et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM). Les unités de la Molasse recouvrent successivement l'épaule ouest du fossé de la Dépression rauracienne de manière discordante et en progressant vers le nord-ouest.

A l'exception d'une calotte glaciaire locale sur le Moron, le territoire de la feuille n'a pas été recouvert de glace lors de la Dernière Période glaciaire. Par conséquent, les dépôts provenant du Glacier valaisan en bordure sud du territoire de la feuille, de même que la majorité des graviers quaternaires, remontent au moins au Pléistocène moyen. La formation de tourbières, particulièrement répandues aux Franches Montagnes, s'amorça à la fin de la période tardiglaciaire de la Dernière Période glaciaire.

Le territoire de la feuille se situe dans le prolongement méridional du Fossé du Haut-Rhin. C'est dans cette partie du Jura plissé que le plissement du Miocène tardif a été le plus fortement influencé par des structures plus anciennes qui datent de l'Éocène au Miocène précoce. Il en résulte une image cartographique dominée par deux orientations tectoniques qui se croisent: d'une part des plis et chevauchements orientés WSW-ENE, d'autre part des failles transversales, plis de transpression, flexures et structures de horst et graben orientés SSW-NNE.

Les matières premières minérales les plus importantes exploitées dans le passé sur le territoire de la feuille étaient, outre le calcaire et l'argilite comme matériau de construction, le sable vitrifiable (sablère du Fuet, entre autres), ainsi que la tourbe.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Bellelay-Saignelégier ist morphologisch geprägt durch die verlehnte Peneplain der Franches Montagnes und des Plateaus von Maïche-Damprichard sowie das Doubstal, das rund 500 m tief in diese eingeschnitten ist. Der Ostrand des Kartengebiets liegt am Übergang zum zentralen rheintalischen Jura mit seinen stärker ausgeprägten Antiklinalzügen.

Tiefste aufgeschlossene stratigraphische Einheit ist der obere Keuper, der zusammen mit dem Lias in der Umgebung von Soubey im Doubstal auftritt. Der Dogger tritt in Boutonnères entlang der Antiklinalen zutage. Seine oberste Formation, die Ifenthal-Formation, konnte besonders detailliert kartiert werden; drei Typlokalitäten ihrer Member befinden sich im Kartengebiet. Auch beim Malm, der den grössten Flächenanteil im Kartengebiet einnimmt, erlaubten die Aufschlussverhältnisse eine sehr feine Gliederung. So konnten nicht nur Formationen, sondern teilweise auch Members flächendeckend kartiert werden. Besonders die Ablagerungen des Oxfordiens sind gekennzeichnet durch markante Fazies-

übergänge von kalkdominierten Plattformsedimenten im Nordwesten zu tonreicheren Schelfbeckenablagerungen im Südosten. Zwischen der jüngsten mesozoischen Einheit (Tithonien) und der ältesten sie überlagernden Molasseschichten (Rupélien) besteht eine Schichtlücke, die einen Zeitraum von rund 115 Millionen Jahren repräsentiert. Die aus der Spätphase dieser vorwiegend festländischen Phase stammenden eozänen Residualbildungen, das Siderolithikum, enthalten auch kreidezeitliche Fossilien, die das einstige Vorhandensein von Kreideschichten belegen. Die vorwiegend in der Raurachischen Senke am östlichen Kartengebietsrand auftretenden paläogenen und neogenen Sedimente sind durch die Untere Süßwassermolasse (USM), die Obere Meeresmolasse (OMM) und die Obere Süßwassermolasse (OSM) vertreten. Die Schichtglieder der Molasse lagern der westlichen Trogschulter der Raurachischen Senke diskordant und sukzessive nach Nordwesten ausgreifend auf.

Mit Ausnahme einer lokalen Eiskappe auf dem Moron war das gesamte Kartengebiet während der Letzten Eiszeit eisfrei. Somit haben die vom Walliser Gletscher stammenden glazigenen Bildungen am Südrand des Kartengebiets sowie die Mehrheit der quartären Schotter mindestens ein mittelpleistozänes Alter. Im ausgehenden Spätglazial der Letzten Eiszeit setzte die Bildung der besonders in den Franches Montagnes verbreiteten Torfmoore ein.

Das Kartengebiet liegt in der Südfortsetzung des Oberrheingrabens und damit in jenem Abschnitt des Faltenjuras, in welchem die spätmiozäne Faltung am intensivsten durch ältere, eozäne bis frühmiozäne Strukturen beeinflusst wurde. Entsprechend ist das Kartenbild durch zwei sich kreuzende tektonische Elemente gekennzeichnet, die WSW-ENE streichenden Falten und Überschiebungen und die SSW-NNE streichenden Querbrüche, Transpressionsfalten, Flexuren sowie Horst- und Grabenstrukturen.

Die wichtigsten früher im Kartengebiet abgebauten mineralischen Rohstoffe waren, neben Kalk- und Tonstein als Baumaterial, Glassand (Grube Le Fuet u.a.) sowie Torf.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Bellelay-Saignelégier è segnato morfologicamente dal penepiano limoso delle Franches Montagnes e dell'Altipiano di Maïche-Damprihard, nonché dalla valle del Doubs che vi si è inciso in modo profondo di quasi 500 m. Il margine orientale del foglio si situa alla transizione verso il Giura renano centrale con le sue catene di anticlinali più pronunciate.

Il Keuper superiore è l'unità stratigraficamente più profonda et affiora con il Lias nelle vicinanze di Soubey, nella valle del Doubs. Il Dogger affiora in boutonnières (strati interni delle anticlinali messi a nudo dall'erosione) lungo le anticlina-

li. La sua parte superiore, la Formazione d'Ifenthal, ha potuto essere cartografata in modo particolarmente dettagliato; le località-tipo dei tre membri di questa formazione si trovano sul territorio del foglio. Le condizioni di affioramento del Malm, che occupa la superficie maggiore del foglio, hanno pure consentito una suddivisione molto accurata. Sicché è stato possibile cartografare non solo le formazioni, ma anche parte dei membri, su tutta la superficie. I depositi dell'Oxfordiano sono caratterizzati da importanti transizioni di facies, passanti da sedimenti di piattaforma a predominanza calcarea, a nord-ovest, a depositi di bacino epicontinentale più ricchi in argille, a sud-est. Una lacuna stratigrafica appare tra l'unità mesozoica più recente (Titoniano) e gli strati della molassa più antichi (Rupeliano) che la ricoprono. Essa rappresenta un periodo di quasi 115 milioni di anni. Le formazioni eoceniche residue che provengono dal tardo periodo di questa fase principalmente continentale, il Siderolitico, contengono anche fossili del Cretacico. Ciò conferma che i depositi si sono protratti fino a quest'epoca prima di essere erosi. I sedimenti paleogenici e neogenici appaiono principalmente nella Dépression rauracienne al margine del territorio del foglio. Essi sono rappresentati dalla Molassa di acqua dolce inferiore (USM), dalla Molassa marina superiore (OMM) e dalla Molassa di acqua dolce superiore (OSM). Le unità della Molassa ricoprono successivamente la spalla occidentale della fossa della Dépression rauracienne in modo discordante e progredendo verso nord-ovest.

Il territorio del foglio non è stato coperto dal ghiaccio in occasione dell'Ultimo periodo glaciale, ad eccezione di una calotta glaciale locale sul Moron. Di conseguenza, i depositi provenienti dal ghiacciaio vallesano al margine meridionale del territorio del foglio, nonché la maggioranza delle ghiaie quaternarie, risalgono almeno al Pleistocene medio. La formazione di torbiere, particolarmente diffuse nelle Franches Montagnes, cominciò alla fine del periodo tardiglaciale dell'Ultimo periodo glaciale.

Il territorio del foglio si situa nel prolungamento meridionale della Fossa dell'Alto-Reno. In questa parte del Giura a pieghe il piegamento del tardo Miocene è stato particolarmente influenzato dalle strutture più antiche risalenti dall'Eocene al primo Miocene. Ne risulta un'immagine cartografica dominata da due orientazioni tettoniche che s'incrociano: da un lato le pieghe e i sovrascorrimenti orientati OSO-ESE, d'altra parte le faglie trasversali, pieghe di transpressione, flessioni e strutture di horst e graben orientati SSO-NNE.

Le materie prime minerali più importanti, sfruttate in passato sul territorio del foglio erano, oltre al calcare e all'argilla come materiale da costruzione, la sabbia vetrificabile (sablrière du Fuet, tra le altre) e la torba.

SUMMARY

The area of Atlas sheet Bellelay-Saignelegier is geomorphologically characterised by the loamy peneplains of the Franches-Montagnes and the plateau of Maïche-Damprichard as well as the Doubs canyon, which features an incision depth of some 500 m. The eastern margin of the map area is situated at the transition to the central Rheintalischer Jura with its more distinctive anticlines.

The deepest stratigraphic unit cropping out is the upper Keuper which, together with the Lias, is observed near Soubey in the Doubs canyon. The Dogger crops out in the eroded cores of anticlines. Its uppermost lithostratigraphic formation, the Ifenthal Formation, can be mapped in particularly good detail, and three type localities of its members are located in the map area. Good outcrops allow a detailed subdivision of the Malm as well; not only its formations but also some members are mappable throughout the entire area of the Atlas sheet. Deposits of Oxfordian age in particular are characterised by marked facies transitions from carbonate-dominated platform sediments in the northwest to shelf-basin sediments containing more clay in the southeast. Between the youngest Mesozoic unit (Tithonian) and the oldest overlying Molasse deposits (Rupelian), there is a stratigraphic gap spanning some 115 million years. Eocene residual deposits originating from the final phase of this mainly terrestrial interval, the Siderolithic, contain fossils of Cretaceous age in places and thus provide evidence of the earlier occurrence of Cretaceous deposits in the area. Paleogene and Neogene sediments occur predominantly in the Raurachian Depression, at the eastern margin of the map area. They are represented by the Lower Freshwater Molasse (USM), the Upper Marine Molasse (OMM) and the Upper Freshwater Molasse (OSM). The Molasse units progressively overlap the western shoulder of the Raurachian Depression towards the northwest.

With the exception of a local ice cap on Mt. Moron, the entire map area was ice-free during the Last Glacial. Thus the glacial deposits at the southern margin of the map area, originating from the Valais Glacier, as well as the majority of the gravels are of at least Middle Pleistocene age. During the final phase of the Late Glacial of the Last Glacial the formation of peat bogs started, which are particularly widespread in the Franches-Montagnes.

The map area is situated at the southern continuation of the Upper Rhine Graben; as such it is part of the sector of the Jura fold-and-thrust belt where the late Miocene deformation was strongly influenced by older, Eocene to early Miocene structures. Correspondingly, the area is characterised by two intersecting tectonic elements: the WSW-ENE trending folds and thrusts and the SSW-NNE trending faults, transpressional folds, flexures, as well as horst and graben structures.

Besides limestone and clay for construction materials, the most important formerly exploited natural resources were quartz sand for glassmaking (Le Fuet pit, amongst others) and peat.

INTRODUCTION

Le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 comprend une partie du Jura plissé au sud-ouest du prolongement du Fossé du Haut-Rhin. A l'ouest, le Doubs sépare la partie suisse fortement aplaniée, plus fortement comprimée latéralement et donnant l'impression d'être écrasée (pénéplaine des Franches Montagnes), de la partie française avec des plis plus espacés. Entre les coudes du Theusseret et du Moulin du Plain (au nord de Goumois), le Doubs recoupe les chaînes de Vellerat et de St-Brais, accompagnées de grands chevauchements complexes. Avant et après la vallée transversale de Goumois, il a creusé son lit dans les couches rocheuses horizontales. Son cours est influencé par endroits par de grandes masses tassées. Le Doubs apparaît encore une fois sous la forme d'une boucle à l'est de Soulce-Cernay dans l'angle nord-ouest du territoire de la feuille.

A l'ouest du Doubs, sur territoire français, les chaînes et vallées sont recoupées par le décrochement de la Ferrière. Cette structure tectonique bien visible s'étend en ligne droite du sud du Jura neuchâtelois, avec le village éponyme de la Ferrière (feuille Les Bois), jusqu'à la chaîne du Mont Terri (feuille Damvant). Le décrochement de la Ferrière borde le plateau de Maîche dans la partie méridionale du territoire de la feuille, tandis qu'au nord il passe entre les bassins peu profonds des Plains-et-Grands-Essarts et d'Indevillers.

Les plis sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier sont généralement d'orientation WSW-ENE. Aux environs de la bordure est du territoire de la feuille, ils tournent en direction W-E. Deux structures obliques, c'est à dire d'orientation SSW-NNE, attirent l'attention au sein de ce faisceau de plis. Ce sont les anciens accidents tectoniques transpressifs de la zone transversale du Gipou-Soubey et de la zone transversale de la Caquerelle, toutes deux allochtones comme toute la nappe de décollement du Jura plissé (LAUBSCHER 1965, 2003a). Ils trouvent leur origine dans des failles rhénanes de l'Éocène et de l'Oligocène précoce.

Dans la partie orientale du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, les synclinaux molassiques de Tramelan-Tavannes, Bellelay-Petit-Val, Undervelier et Delémont s'alignent le long de la Dépression rauracienne, formée en même temps que le Fossé rhéman. Les dépôts du Paléogène et du Néogène reposent en discordance sur la bordure occidentale de cette structure.

L'unité lithostratigraphique la plus ancienne affleurant sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier est la Formation du Klettgau (Keuper). Celle-ci affleure à peine à Soubey au niveau du Doubs. Au même endroit mais affleurant mieux se trouve la Formation de la Staffelegg (Lias). Viennent ensuite, le Dogger avec les Argiles à Opalinus, la Formation du Passwang principalement marneuse et calcaire, le Hauptrogenstein oolitique et les successions de marnes et calcaires de la Formation d'Ifenthal. Le Malm occupe la plus grande surface du territoire de

la feuille. Les conditions d’affleurement autorisent une subdivision lithostratigraphique extrêmement fine de cet intervalle. Ainsi, il a été possible de délimiter sur toute la surface de la carte non seulement les formations, mais aussi en partie les membres. Le Malm est constitué pour l’essentiel d’une succession de marnes et de calcaires. Les dépôts de l’Oxfordien sont particulièrement marqués par des transitions de faciès allant d’une plateforme à dominance calcaire (faciès rauracien) au nord-ouest à des dépôts de bassin épicontinental plus riches en argile (faciès argovien) au sud-est. Les deux colonnes du Malm dans la légende de la carte tiennent compte de cette configuration particulière.

Aucun dépôt du Crétacé n’est présent sur le territoire de la feuille. Les sédiments crétacés les plus proches se trouvent au sud de Charquemont (voir l’esquisse tectonique 1:200000) et dans le Vallon de St-Imier.

Le Paléogène–Néogène comprend les dépôts du Sidérolithique (sédiments résiduels de l’Éocène, principalement à l’est du territoire de la feuille), de la Molasse d’eau douce inférieure USM (pédogenèse à l’Oligocène précoce, conglomérat d’eau douce et Molasse alsacienne au Chattien), de la Molasse marine supérieure OMM (grès en partie conglomératique) et de la Molasse d’eau douce supérieure OSM (calcaire d’eau douce, marne et poudingue à éléments calcaires).

L’âge des dépôts des petits galets de quartzite particulièrement répandus sur les hauts plateaux de la partie orientale du territoire de la feuille ne peut être déterminé avec certitude (il en va de même pour les galets de granite plus rares). Il pourrait s’agir d’OMM conglomératique altérée ou de la Formation du Bois-de-Raube (sables et graviers vosgiens). Dans la partie méridionale du territoire de la feuille, il pourrait même s’agir en partie de dépôts résiduels délavés de till (moraine) du Pléistocène moyen.

Le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier se situe en dehors du Dernier maximum glaciaire (LGM) du Glacier valaisan (Glacier du Rhône). Seul le Moron portait une calotte glaciaire locale lors du LGM. Des vestiges de till altéré ainsi que des blocs erratiques isolés, datant probablement de l’Avant-dernière Période glaciaire, sont présents au sud-est. De véritables dépôts glaciaires font défaut ailleurs. On peut partir du principe que la plus grande partie du territoire de la feuille n’a pas été recouverte de glace lors de l’ère glaciaire pléistocène. Les autres dépôts du Pléistocène comprennent les Graviers du Doubs, avec près de 1% de part de gravier non jurassien et qui apparaissent dans deux niveaux, ainsi que les Graviers de la Birse. La formation de certaines masses tassées, particulièrement répandues dans la vallée du Doubs, pourrait avoir eu lieu (ou tout le moins débuté) relativement tôt au cours du Pléistocène.

LEVÉS ANTÉRIEURS

Le territoire de la feuille Bellelay de la carte nationale a été cartographié dans les années 1920 et 1930 par des élèves de A. Buxtorf dans le cadre de thèses de doctorat: ce sont les quatre feuilles Montfaucon, Undervelier, Tramelan et Tavannes de l'Atlas Siegfried, cartographiées par GLAUSER (1936), BIRKHÄUSER (1925), FORKERT (1933) et ROTHPLETZ (1933). Entre 1960 et 2004, sur mandat de la Commission géologique suisse, H.P. Laubscher a procédé à un nouveau relevé de l'ensemble de la feuille Bellelay avec pour objectif une analyse tectonique moderne.

Parmi les levés géologiques effectués sur le territoire de la feuille Saignelégier de la carte nationale suisse, il convient tout d'abord de citer la cartographie précise de M. Suter 1974-1978. Elle comprend la partie suisse de la feuille ainsi que des parties du décrochement de la Ferrière entre Belfays et Roche d'Or relevées par LÜTHI (1949). M. Suter a de plus publié trois contributions sur la tectonique régionale (SUTER 1976, 1979, 1981).

Les thèses de doctorat de BAILLY (1979) et DUBOZ (1979) sont des travaux géologiques généraux avec des cartographies sommaires de la région au nord de la ligne la Goule-Saignelégier, respectivement au nord de la ligne Les Plains-et-Grands-Essarts-Indevillers, ainsi que des profils stratigraphiques détaillés et d'autres indications utiles sur les affleurements rencontrés.

Les feuilles Montbéliard, Delle, Maïche et Damprichard de la carte géologique de la France à l'échelle 1:50 000, dont la stratigraphie du Malm est toutefois incorrecte, ont été des bases précieuses pour l'établissement de l'original de la feuille Bellelay-Saignelégier. Les autres cartographies utilisées pour l'élaboration de la feuille de l'Atlas géologique Bellelay-Saignelégier sont mentionnées dans la carte de répartition des levés.

Pour adapter la subdivision du Malm au schéma lithostratigraphique actuel, éclaircir les questions tectoniques de détail, compléter les relevés - notamment dans le Quaternaire - et uniformiser la représentation, un des auteurs (J. A.) a réalisé, sur mandat du Service géologique national, une refonte complète des feuilles Bellelay et Saignelégier (partie est jusqu'à l'ordonnée 2557). Finalement, afin de mieux illustrer les structures tectoniques et les transitions de faciès dans le Malm, il a été décidé de publier les deux feuilles sous la forme d'une feuille combinée Bellelay-Saignelégier de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000.

STRATIGRAPHIE

TRIAS

Keuper

t_{III} **Formation du Klettgau** Carnien–Rhétien

Des marnes bigarrées du groupe du Keuper (JORDAN 2016) sont parfois temporairement visibles dans des taupinières ou de petits arrachements dans le versant recouvert d'éboulis qui a en partie glissé au sud du Doubs, en dessous de Soubey. En se référant à l'altitude de la base de la Formation de la Staffelegg sus-jacente, il est possible de conclure que les 30–40 m supérieurs du Keuper, dont l'épaisseur totale est évaluée ici à près de 250 m (voir sous-chap. Construction de coupe), sont recouverts par les éboulis. Il s'agit de la Formation du Klettgau (JORDAN et al. 2016).

GLAUSER (1936) mentionne à l'ouest des Moulins la découverte de blocs de grès blancs, micacés, sans fossiles qu'il a attribué au Rhétien (voir également BUXTORF 1910b). Cette observation n'a toutefois pas pu être confirmée du fait de l'absence d'affleurements lors des levés cartographiques de la feuille Bellelay-Saignelégier. De l'argilite noire, épaisse de 4 m, interstratifiée de fins bancs de grès, apparaissant au-dessus du «Mergelkeuper» et attribuée au Rhétien dans la région du Mont Terri (LAUBSCHER 1963), on peut s'attendre à des conditions similaires sur le territoire de la feuille; la datation est cependant incertaine (B. Hostettler, comm. orale).

Les affleurements du Keuper sont rares dans cette partie du Jura, au même titre que ceux du Lias. Les deux affleurements les plus proches se trouvent à près de 10 km de distance, au nord-ouest près de Vaufrey et au nord-est près de Derrière Mont Terri (voir également LAUBSCHER 1963).

JURASSIQUE

Lias

I **Formation de la Staffelegg** Sinémurien–Toarcien

La Formation de la Staffelegg apparaît sur le versant sud du Doubs, en dessous de Soubey (REISDORF et al. 2011). Dans cette région la formation devrait

avoir une épaisseur de 45–50 m selon REISDORF et al. (2011, fig. 6). D’après la carte une valeur quelque peu réduite affleure à Soubey, ce qui pourrait être dû à un léger affaissement (B. Hostettler, comm. orale). Seuls les deux membres les plus compétents de la Formation de la Staffelegg affleurent sur le territoire de la feuille (voir plus bas). Par analogie avec la région du Mont Terri, le reste de la formation, non affleurant, devrait être constitué d’une succession composée en majorité d’argilite silteuse gris foncé, respectivement de marnes et de bancs calcaires en partie noduleux (REISDORF et al. 2011).

Membre de Beggingen

Le Membre de Beggingen (REISDORF et al. 2011, «Calcaires à Arietites») forme un petit ressaut à la base de la Formation de la Staffelegg. Il a été trouvé dans le petit bois à 300 m à l’ouest des Moulins, ainsi que dans une haie à 300 m à l’est de ce hameau. Il s’agit de calcaire biodétritique gris et dur avec de nombreuses coquilles d’huîtres dégagées par l’érosion et dont l’épaisseur est évaluée à 2 m par GLAUSER (1936).

Membre de Rietheim

Le Membre de Rietheim gris brun foncé et bitumineux (REISDORF et al. 2011, «Schistes à Posidonies»), d’une épaisseur d’environ 10 m, se trouve au-dessous de la lisière supérieure du petit bois à l’ouest des Moulins. L’argilite laminée s’altère à la surface et se décompose en plaques grises millimétriques, d’où l’appellation «schistes-carton». Un autre affleurement du Membre de Rietheim se situe dans la zone d’arrachement de la masse glissée à l’est du Champois (coord. 2572.425/1240.155).

Au-dessus du Membre de Rietheim vient le Membre du Gross Wolf (REISDORF et al. 2011, «Couches à Jurensis»), dans lequel GLAUSER (1936) trouva des *Lytoceras* sp. et d’autres ammonites dans le petit bois à l’ouest des Moulins. Cet affleurement est aujourd’hui complètement pédogénétisé. Quelques blocs calcaires isolés qui n’ont pas pu être attribués de manière plus précise se trouvent dans la masse glissée du Champois (B. Hostettler, comm. orale).

Dogger¹

a₁ Argiles à Opalinus Toarcien tardif–Aalénien précoce

Les Argiles à Opalinus forment une succession d'argilite gris foncé, riche en micas, et de marne en partie silteuse, d'une épaisseur allant de 80–90 m (GLAUSER 1936) jusqu'à 100 m. Elles s'altèrent facilement, ont tendance à s'engorger d'eau et à glisser (voir également ALLIA 1996, WETZEL & ALLIA 2003). Trois faciès, se répétant en partie, sont distingués dans le laboratoire souterrain du Mont Terri installé dans les Argiles à Opalinus près de St-Ursanne: (1) le faciès «schisteux» (shaly) composé d'argilite monotone, respectivement d'argilite silteuse et de marne en partie riche en bioclastes et en ammonites; (2) le faciès gréseux-carbonaté composé de calcaire silteux, de siltite marneuse et de marne silteuse ainsi que (3) le faciès «gréseux» composé de siltite marneuse, d'argilite silteuse et de marne avec concrétions de sidérite et lentilles bioclastiques (REISDORF et al. 2014). Des ammonites récoltées dans la zone d'arrachement de la masse glissée du Champois montrent que la partie la plus basse des Argiles à Opalinus date du Toarcien tardif, tandis que la partie principale s'est formée au cours de l'Aalénien précoce (GRÜNDEL &



Fig. 1: *Leioceras* gr. *opalinum* (FPJ 15685). Argiles à Opalinus, zone à Opalinum, Aalénien précoce. Diamètre de l'ammonite: 80 mm. Glissement du Champois à l'est de Soubey. Photo U. Menkveld-Gfeller, 2015.

¹ Le terme Dogger (au sens de groupe lithostratigraphique) regroupe les formations qui se sont formées approximativement durant la période géologique du Jurassique moyen, sans toutefois que les limites litho- et chronostratigraphiques ne coïncident parfaitement. Il en va de même pour les termes associés Lias/Jurassique précoce (voir p. 13) et Malm/Jurassique tardif (voir p. 24).

HOSTETTLER 2014, voir également REISDORF et al. 2014 et fig. 1). Ainsi, la base de la formation est plus âgée dans la région Ajoie–Franches Montagnes qu’à l’est du Jura et, par conséquence, le groupe lithostratigraphique du Dogger comprend ici une partie du Jurassique précoce.

Des affleurements d’Argiles à Opalinus se trouvent dans l’anticlinal de Courtefontaine à environ 1 km à l’ouest du village éponyme, dans des fissures autour du fossé marécageux entre Villard et le pt 796 m, où un puits artisanal alimentait autrefois le village via un canal situé sur le bord sud de la route. Dans le cirque de la Joux (chaîne du Clos du Doubs), à environ 2 km ENE de Courtefontaine, les Argiles à Opalinus sont en grande partie recouvertes par des éboulis provenant des parois rocheuses. Les Argiles à Opalinus occupent une grande surface dans la chaîne de St-Brais entre la Fonge et le Champois, où elles ont donné lieu à un glissement de terrain de plusieurs hectares en 2001.

a₂-i₁ Formation du Passwang Aalénien précoce–Bajocien moyen

La Formation du Passwang (BURKHALTER 1993, 1996, GONZALEZ & WETZEL 1996, SKS 2004; «Dogger inférieur» des anciens auteurs) se compose essentiellement d’une succession de calcaire sableux et marneux gris, à patine brune jaunâtre, en partie ferrugineux, de calcaire biodétritique ainsi que de marne gréseuse. Les affleurements sont limités au tiers nord du territoire de la feuille, où ils sont pour la plupart incomplets et éloignés les uns des autres. De ce fait, une subdivision détaillée de la formation et une parallélisation avec les membres définis à l’est par BURKHALTER (1993, 1996) et GONZALEZ & WETZEL (1996) ne sont pas possible. Il en va de même pour la corrélation avec les anciennes désignations (p.ex. «Couches à Sowerby») et avec les unités en usage en France. Seul le *Membre de Sissach* («Couches à Murchisonae» auct.) peut être identifié avec certitude à la base de la Formation du Passwang (A. Reisdorf, comm. écrite), ainsi que le *Membre de Rothenfluh* («Couches à Blagdeni» auct.) qui se trouve uniquement à l’est du territoire de la feuille.

En direction du nord et de l’ouest, au toit de la Formation du Passwang, le faciès oolitique calcaire du Hauptrogenstein commence de plus en plus bas, respectivement de plus en plus tôt (dans la chaîne du Mont Terri, dans la sous-zone à *Humphriesianum* déjà; B. Hostettler, comm. orale). Cela signifie que la partie supérieure de la Formation du Passwang est remplacée latéralement dans cette direction par le Hauptrogenstein.

L’épaisseur de la Formation du Passwang atteint près de 100 m dans le secteur sud et s’amenuise à environ 70 m en direction du nord. Ces valeurs s’accompagnent d’incertitudes en raison principalement d’indentation de faciès avec le Hauptrogenstein, ce qui complique aussi la séparation cartographique des deux formations.

Un affleurement assez complet de la Formation du Passwang se trouve dans l'anticlinal de Courtefontaine. Dans la petite gorge du flanc sud redressé verticalement (Droit Côtard, coord. 2558.650/1240.770), BAILLY (1979) et DUBOZ (1979) ont relevé un profil qui est rendu ici sous une forme simplifiée:

7,7 m	Marne gréseuse jaune et marne carbonatée avec des détritiques de gastéropodes et d'échinodermes, recouverte d'oolite calcaire (partie inférieure du Hauptrogenstein).
40 m	Calcaire biodétritique gris et rouille avec coraux, silicifications abondantes et quartz («Calcaires à polypiers de Conliège»), de plus en plus micritique et oolitique dans la moitié supérieure.
1,8 m	Marne riche en échinodermes
25 m	Calcaire à entroques de couleur rouille, quartzifère, avec des coraux et silicifications en petit nombre dans la partie supérieure. Aux alentours du pt 843 m, à environ 400 m plus au nord, stratification oblique distincte («Calcaires à Entroques de Vesoul»). La base est recouverte d'éboulis.

Les affleurements les plus importants de la Formation du Passwang sont décrits ci-après.

Près des Etrepeux (coord. 2561.360/1241.640, R. Burkhalter, non publié), un profil partiel affleure à 3 km au nord-est de la coupe citée ci-dessus. Il se compose de 2 m de calcaire bioclastique noduleux, suivi par 6 m de calcaire échinodermique grossièrement spathique, en bancs à stratification oblique. La position stratigraphique précise au sein de la Formation du Passwang n'est pas connue.

Dans la chaîne de St-Brais, sur la rive gauche de l'entaille du Doubs près de Gourgouton, du calcaire spathique contenant des clastes d'échinodermes de 1 cm et du calcaire à coraux tacheté rouge-vert affleure sporadiquement. La position stratigraphique est là aussi inconnue.

Près des Cerneux, à 1 km au nord-ouest de Cerniéwillers, un chemin forestier fait un coude vers le nord-ouest puis vers le nord-est pour arriver en bas de la forêt; dans le fossé en dessous du pt 768 m, du calcaire spathique noduleux, oolitique et fossilifère, avec des coraux, ainsi que des marnes foncées peuvent être attribuées à la partie supérieure de la Formation du Passwang.

Près des Rouges Roches, à proximité de la ferme la Fonge, se trouve un profil affleurant partiellement dans le flanc nord de la chaîne de St-Brais. La côte boisée à l'est du pt 809 m (coord. 2568.575/1238.540) est formée d'au moins 10 m de calcaire sableux à patine brune, très dur et micacé (Membre de Sissach, «Couches à Murchisonae» auct.), qui se termine par un hard-ground bosselé avec des clastes encroûtés de limonite (R. Burkhalter, non publié). En dessus se trouvent, selon GLAUSER (1936), 15-20 m de marne micacée avec des concrétions de sidérite, et environ 20 m de calcaire plaqueté grossièrement spathique contenant des *Pecten disciformis* SCHÜBL. et des niveaux marneux à oolite ferrugineuse plus fréquents dans la partie supérieure («Couches à Humphriesi»? (cf. GLAUSER 1936). Du calcaire finement spathique à oolitique vient ensuite sans transition nette, fréquemment avec des joints marneux et localement avec des coraux.

Dans la zone d'arrachement du glissement de terrain du Champois à l'est de Soubey, le Membre de Sissach affleure sous la forme d'une succession de calcaire sableux et de marne gréseuse avec des restes de bryozoaires. Vient ensuite un banc contenant des ammonites de la zone à Discites (B. Hostettler, comm. orale).

Sur le versant sud de la Combe de Sceut à l'ouest de Saulcy, de nombreux coraux et *Pecten ambiguus* GOLDF. apparaissent dans la Formation du Passwang. Il s'agit, selon BIRKHÄUSER (1925), des «Couches à Humphriesi».

Sur la Côte des Grands Champs, du côté est de la cluse d'Undervelier, du calcaire sableux noduleux, jaunâtre à brun, affleure au-dessous de la transition avec le Hauptrogenstein (BIRKHÄUSER 1925). Il s'agit ici du Membre de Rothenfluh.

i₁ Hauptrogenstein Bajocien moyen-tardif

Sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier ainsi que dans le Jura suisse central, le Hauptrogenstein (GONZALEZ 1993, GONZALEZ & WETZEL 1996) atteint 85-110 m et peut être divisé comme suit: une partie inférieure constituée principalement de calcaire oolitique (grainstone), les Marnes à Homomyes, et une partie supérieure seulement en partie oolitique. Les calcaires à grains fins de la partie supérieure du Hauptrogenstein rappellent les lithologies du Jura neuchâtois et du Jura suisse septentrional. La limite avec la Formation du Passwang sous-jacente n'est pas nette (voir plus haut). Par contre, le Hauptrogenstein se termine à son sommet par un hard-ground.

Partie inférieure du Hauptrogenstein

La partie inférieure du Hauptrogenstein, épaisse de 60-70 m, forme souvent des parois rocheuses, comme c'est le cas dans la cuvette de la Joux au nord-est de Courtefontaine, dans les gorges à 1 km au nord-ouest de Chauvilliers, sur la rive du Doubs entre Gourgouton et Vautenaivre, aux environs de Soubey, ou encore dans Combe Tabeillon à l'ouest de Saulcy.

Le calcaire oolitique (grainstone) à stratification oblique de la partie inférieure du Hauptrogenstein, tel qu'on le trouve un peu à l'ouest de l'église de Courtefontaine, peut contenir dans sa partie basale de petits récifs lentiformes ou des débris de coraux. Sa partie la plus élevée contient des débris d'échinodermes en abondance. Près de Chez Brand, à 1 km au nord-est des Montbovats, le banc sommital, riche en articles de Pentacrines, est plus spathique qu'oolitique (FORKERT 1933). Le hard-ground au sommet de la partie inférieure du Hauptrogenstein affleure sur une vaste surface, à 500 m à l'ouest du territoire de la feuille, à la Côte Bray (abreuvoir, coord. 2556.470/1239.170, avec découverte d'un *Nautilus* sp.).

Marnes à Homomyes

Les Marnes à Homomyes épaisses de 6–10 m sont constituées d'une alternance de marne à patine rouge-brun intense et de calcaire spathique avec des passées isolées contenant les petites huîtres *Ostrea acuminata* en grande quantité à côté d'autres bivalves, *Pholadomya* sp. en particulier, et de brachiopodes dont *Terebratula furcilensis* et *T. movelierensis* (CHAUVE & BAILLY 1985), ainsi que des bélemnites et *Parkinsonia* sp.

Au-dessus de la rive droite du Doubs à l'ouest de Vautenaivre, un chemin jonché par endroits de coquilles d'*O. acuminata* longe les Marnes à Homomyes. A environ 600 m au nord-est du village, de la marne pauvre en fossiles, en position horizontale, forme par érosion différentielle une balme lentiforme avec une chute d'eau (coord. 2564.080/1236.750). Elle est située à environ 12 m seulement sous le toit du Hauptrogenstein; du fait de leur épaisseur, il doit s'agir des Marnes à Homomyes.

D'autres affleurements se trouvent dans la Combe Malaux, environ 2 km à l'ouest de Courtefontaine, 500 m à l'ouest des Côtes, en dessous du Noirmont, là où la succession dans la crête de l'anticlinal des Sommêtres est coupée par la route forestière, ainsi que près du Pré des Pierres, dans le versant au-dessus de la route Glovelier–Saulcy. A cet endroit, les Marnes à Homomyes contiennent des Rhynchonelles, Térébratules et Gastéropodes en abondance.

Partie supérieure du Hauptrogenstein, y c. Couches de Movelier et Pierre blanche

La partie supérieure, hétérogène, du Hauptrogenstein a une épaisseur de 20–30 m. Au nord de la petite route du bas menant de Goumois à Gourgouton, aux coord. 2562.760/1235.920 sur la terrasse des Marnes à Homomyes (non affleurantes) se trouve la base de la partie supérieure du Hauptrogenstein, reconnaissable à sa brèche échinodermique grossièrement spathique, à stratification oblique et granoclassement normal. Les bancs à cassure bleu-gris contenant peu de fossiles entiers correspondent à des passées de tempestite (GONZALEZ 1993). Cette partie s'érode souvent de manière préférentielle avec les Marnes à Homomyes. Une succession épaisse de plusieurs mètres lui est fait suite vers le haut, constituée de bancs calcaires clairs, grossièrement biodétritiques et de niveaux de marne blancs avec des Térébratules, dont le plus élevé contient de nombreux oncoïdes d'une taille allant jusqu'à 2 cm, correspondants aux Couches de Movelier (voir également GLAUSER 1936, SUTER 1976). La Pierre blanche, constituée de calcaire micritique clair avec oncoïdes, fragments de coraux et bivalves, termine le profil.

A proximité, le long de la route sur la rive gauche du Doubs, un peu au nord de la Forge, la base de la partie supérieure du Hauptrogenstein est représentée par une succession de calcaire oolitique (grainstone) d'une épaisseur d'environ 12 m. Les Couches de Movelier leur succèdent avec du calcaire plaqueté oolitique interstratifié de marne claire. Vient ensuite la Pierre blanche, atteignant environ

11 m, composée de calcaire micritique en banc épais qui se termine par un hard-ground profondément perforé et encroûté de limonite.

Un bon profil à travers l'ensemble de la partie supérieure du Hauptrogenstein se trouve dans la cluse d'Undervelier, le long de la route Les Forges – La Jacoterie, dans le virage au pt 565 m. L'épaisseur approximative de la base de la partie supérieure du Hauptrogenstein est de 10 m, celle des Couches de Movelier de 5 m et celle de la Pierre blanche de 15 m (IMMENHAUSER 1992).

D'autres affleurements des Couches de Movelier et de la Pierre blanche se trouvent:

- Dans la paroi est de l'ancienne carrière, en dessous du Noirmont (coord. 2562.455/1230.315), sous la forme d'une bande de marne claire.
- Le long du chemin qui mène au fossé de la Côte au Bouvier au sud des Moulins près de Soubey, à l'altitude de 600 m (coord. 2571.140/1239.110). Les Couches de Movelier y sont constituées de marne noduleuse claire légèrement oolitique avec oursins et autres coquilles.
- Dans l'ancienne carrière à 350 m au nord-est de la station de Bollement des Chemins de fer du Jura (CJ), une couche épaisse de 5–10 cm contenant des concrétions ou des oncoïdes apparaît au sein des Couches de Movelier, dans la paroi située juste au-dessous de la route.
- Dans le versant à l'ouest de Foradrai à la cote altitudinale 800, un ancien sentier forestier qui n'est plus mentionné sur la carte nationale entaille des marnes claires contenant des Térébratulidés sur une distance d'environ 200 m.
- Enfin, un autre affleurement de la Pierre blanche est situé au pt 847 m, les Frêcheux en dessous du Noirmont (coord. 2562.700/1230.750), dont la couche supérieure contient des oncoïdes et des cailloux noirs.

Formation d'Ifenthal

Bathonien tardif–Oxfordien précoce

La Formation d'Ifenthal (BITTERLI 2012, HOSTETTLER 2014; anciennement «Dogger supérieur», voir également STÄUBLE 1959, BITTERLI 1977, 1979), de patine rouille caractéristique, est constituée pour l'essentiel d'une succession de calcaire biodétritique et de marne argileuse. Son épaisseur est de 45–60 m. Les conditions d'affleurement et la signature géomorphologique caractéristique, en particulier avec la combe du Membre de Saulcy, érodé de manière différentielle, ont permis de délimiter sur toute la surface de la région de la feuille Bellelay-Saignelégier deux subdivisions («sous-formations» informelles) de la Formation d'Ifenthal: une partie inférieure comprenant les Membres de St-Brais et de Saulcy (i_{2-3}) et une partie supérieure composée des Membres d'Angstein, de Bollement et de Herznach (i_3). Ces unités cartographiques ne font pas l'objet d'un paragraphe spécifique, mais leurs membres constitutifs sont décrits ci-après. Il faut relever encore

que trois membres de la Formation d'Ifenthal ont leur localité-type sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier: les Membres de St-Brais, de Saulcy et de Bollement (fig. 2).

Membre de St-Brais (Calcaire roux sableux)

Le Membre de St-Brais a été défini par HOSTETTLER (2014) et DIETZE & HOSTETTLER (2016) comme membre basal de la Formation d'Ifenthal dans le Jura central. Il affleure le long de la petite route en direction de Césai (coord. 2574.943/1239.862) près de la Gainaiche, au nord-ouest de St-Brais. Il est épais de 5 m dans les environs de Goumois, mais atteint 15–20 m plus à l'est en direction de Saulcy. Le Membre de St-Brais est constitué de bancs calcaires (biomicrites) souvent ondulés, à patine rouge brun, bleuté à la cassure, avec des interstratifications marneuses. De fins débris d'échinodermes principalement, mais aussi des bryozoaires et des bivalves, ainsi que des foraminifères, constituent les composants les plus fréquents du calcaire qui, en outre, contient un peu de quartz et, dans la partie supérieure particulièrement, des oolites ferrugineuses qui sont souvent calcitisées. La présence de *Rhynchonelloidella alemanica* (ROLLIER) est caractéristique. La succession peut aussi débiter avec une marne noduleuse jaune à rouge comme dans le profil-type (DIETZE & HOSTETTLER 2016, fig. 3), au sud de la Racine dans le flanc sud de la chaîne de Vellerat ou au-dessus de l'ancienne carrière à peu près 350 m au nord-est de la station de Bollement des Chemins de fer du Jura (CJ) (GLAUSER 1936). Le Membre de St-Brais représente le Bathonien tardif (HOSTETTLER 2014, DIETZE & HOSTETTLER 2016). Un hard-ground au sommet du membre marque la fin de cet étage.

Membre de Saulcy («Marnes calloviennes»)

Le Membre de Saulcy a été défini par BITTERLI (2012, voir également HOSTETTLER 2014) le long du ruisseau environ 350 m à l'ouest de la STEP de Saulcy (coord. 2577.609/1238.854), un des très rares affleurements complets de cette unité lithostratigraphique dans tout le Jura. Il s'agit de marne argileuse gris foncé, épaisse de 5–10 m, qui devient plus claire et silteuse vers le haut. Des niveaux de concrétions calcaires peuvent en outre apparaître dans la partie supérieure (voir également DUBOZ 1979). Le Membre de Saulcy est pauvre en macrofossiles, une riche microfaune apparaît néanmoins localement dans la partie supérieure (HOSTETTLER 2014). Des résidus de tamisage provenant de l'est du Chasseral (AUFRANC 1985) ont livré des débris d'échinodermes et de foraminifères. Le Membre de Saulcy est daté du Callovien précoce (HOSTETTLER 2014).

Membres d'Ängistein et de Bollement («équivalent de la Dalle nacrée» et Dalle nacrée)

Morphologiquement, la partie supérieure de la Formation d'Ifenthal dessine généralement un renflement entre le Membre de Saulcy sous-jacent et la Formation de Bärschwil sus-jacente tous deux à dominante argileuse. La succession épaisse d'environ 25–30 m se compose pour l'essentiel du Membre de Bollement (HOSTETTLER 2014; Dalle nacrée) qui, sur le bord oriental du territoire de la feuille, est superposé au Membre d'Ängistein. Ce dernier (BITTERLI 2012; «équivalent de la Dalle nacrée», BITTERLI 1977) gagne en épaisseur à l'est et se pince en biseau à l'ouest. La transition du Membre d'Ängistein au Membre de Bollement étant en partie floue ou indentée – comme par exemple dans les gorges d'Undervelier aux coord. 2558.690/1240.240 – les deux membres n'ont pas été distingués cartographiquement là où ils apparaissent ensemble sur la feuille Bellelay-Saignélégier.

Le Membre d'Ängistein, qui a encore une épaisseur de 2,5 m près de Saulcy, est constitué de calcaire arénitique fin, bioturbé, avec des marnes interstratifiées dans la zone inférieure. Le calcaire se compose de débris d'échinodermes, de pellets, ainsi que de proportions variables de foraminifères benthiques et de quartz (HOSTETTLER 2014).

Le Membre de Bollement est un calcaire biodétritique, plus rarement légèrement oolitique (grainstone), avec une stratification oblique fréquente (fig. 2, et comme illustré sur la couverture de la jaquette). Sa couleur d'altération varie du brun gris au beige rougeâtre, tandis que la cassure fraîche est gris bleuté. Les principaux bioclastes sont des éléments de squelettes d'échinodermes et des fragments de bryozoaires; en plus des ooïdes, des intraclastes micritiques ne sont pas rares (HOSTETTLER 2014). Des silicifications peuvent être observées localement dans le Membre de Bollement. Dans le virage aux coord. 2583.755/1240.815 de la route menant à la Jacoterie, cette unité contient des chailles lenticulaires pouvant atteindre un demi-mètre d'épaisseur (IMMENHAUSER 1992). La rugosité des plaques issues du Membre de Bollement, souvent utilisées pour la construction des murs dans les pâturages des environs (Clos du Doubs), provient des éléments de squelettes d'échinodermes dégagés par l'érosion.

Les Membres d'Ängistein et de Bollement sont datés du Callovien précoce (HOSTETTLER 2014). Un hard-ground régional, probablement hétérochrone et affleurant entre autres au NNE des Epoirons (coord. 2560.850/1235.950) dans un lit de ruisseau, constitue le toit du Membre de Bollement.

i₃₋₄ *Membre de Herznach*

Le Membre de Herznach (BITTERLI 2012), défini initialement comme formation par GYGI (2000b), est constitué de marne calcaire et de marne à oolites ferrugineuses, de couleur gris clair à brun-rouge, bioturbées et en partie très fossilifères



Fig. 2: Le Membre de Bollement avec sa stratification oblique caractéristique à la localité-type de la Station de Bollement (coord.2576.325/1238.565). Hauteur de la paroi env.5 m. Photo A. Morard, 2013.

(HOSTETTLER 2014). Il atteint une épaisseur de 1 m au maximum sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Le Membre de Herznach manque sur une grande partie du territoire de la feuille à l'est de Saignelégier ou n'est plus conservé que dans des dépressions érodées dans le toit du Membre de Bollement (HOSTETTLER 2014). Le Membre de Herznach contient une faune d'ammonites fortement condensée qui s'étend de la fin du Callovien précoce à l'Oxfordien précoce.

Sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, le Membre de Herznach affleure aux endroits suivants:

- Dans la masse glissée du versant au sud de la Race (coord. approx. 2558.500/1241.400), BAILLY (1979) a trouvé des blocs de calcaire marneux rougeâtre à oolites ferrugineuses avec *Quenstedtoceras* sp. et *Campylites* sp.

- Dans une doline des Seignes de Damprichard (coord.2558.920/1232.080), 5 cm de calcaire marneux feuilleté gris contenant des ooïdes ferrugineux noirs font suite au hard-ground à encroûtement de limonite du sommet du Membre de Bollement en position horizontale.
- A Goumois (F), au moins 20 cm de calcaire marneux à oolites ferrugineuses avec une épaisse croûte limonitique ont été mis au jour dans un affleurement temporaire, près d'une maison, à 100 m au nord de l'église (coord.2562.710/1234.570).
- Au pied de la Côte de Beaugourd, à l'ouest de la ferme les Roies aux coord. 2563.670/1237.120.
- En dessous de l'Arête des Sommètres, à l'embranchement de chemins aux coord.2563.850/1231.650, environ 50 cm de calcaire marneux gris à oolites ferrugineuses, avec des ammonites, bélemnites et térébratules recouvrent le Membre de Bollement.
- Au nord-ouest de la Forge dans la vallée de Fuesse aux coord.2565.780/1239.920.

Malm

En superficie, le Malm représente la majeure partie du substratum rocheux sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (voir également Esquisse tectonique 1:200 000). Ainsi, et du fait de conditions d'affleurement relativement favorables, la délimitation cartographique non seulement des formations du Malm, mais aussi en partie de certains membres est possible. La partie inférieure du Malm est notamment caractérisée par un changement de faciès reflétant la configuration dominante durant l'Oxfordien moyen et tardif avec un domaine de plateforme, respectivement de barre récifale, au nord-ouest, et un bassin épicontinental au sud-est (cf. fig.3). Les deux colonnes du Malm dans la légende de la carte tiennent compte de cette configuration.

La subdivision du Malm utilisée sur la feuille Bellelay-Saignelégier correspond pour l'essentiel à celle de GYGI (2000a, b, 2012) qui s'appuie sur les travaux de GYGI (1969), BOLLIGER & BURRI (1967, 1970), PERSOZ (1982) et GYGI & PERSOZ (1986). La conclusion la plus importante de ces études est que le Membre d'Effingen («Couches d'Effingen», «Argovien» auct.) n'a pas le même âge que la Formation de St-Ursanne («Rauracien» auct. p.p.), comme ZIEGLER (1962) par exemple l'avait encore supposé, mais représente un équivalent temporel de la Formation de Vellerat («Séquanien inférieur» auct.). Un aperçu sur l'évolution des corrélations au sein du Malm est donné par GYGI (2000a, p.15).

La description du Malm dans cette notice explicative est organisée de manière hiérarchique par formations et membres et ne suit donc pas exactement le découpage cartographique de la feuille Bellelay-Saignelégier. Elle se fait comme

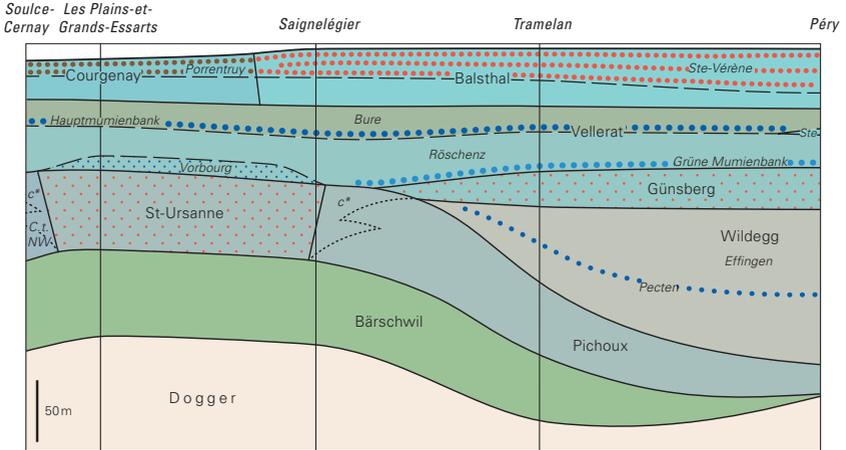


Fig. 3: Profil synthétique de répartition des faciès des unités lithostratigraphiques de l'Oxfordien pour le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier et les régions avoisinantes. Le profil est orienté approximativement WNW-ESE et traverse ainsi la feuille en diagonale. A comparer avec le profil de GRUNER et al. (2013, fig. 2). Police normale = Formation; italique = Membre ou Banc; C.t.NW = «Calcaires de transition au NW»; c* = faciès coralligène dans la Formation du Pichoux et les «Calcaires de transition au NW». Voir aussi fig. 4, 5, 8.

de coutume de bas en haut du point de vue stratigraphique et, pour les unités d'âge équivalent mais de faciès différent, du sud-est (distal) au nord-ouest (proximal).

i₄₋₅ Formation de Bärschwil Oxfordien précoce-moyen

La Formation de Bärschwil, essentiellement argileuse, devient plus calcaire dans sa partie supérieure. Elle s'est formée dans une phase d'intenses apports terrigènes provenant du nord-ouest. Des combes et des alignements de dolines marquent souvent sa limite inférieure. L'unité donne lieu à des glissements de terrain et tassements, comme dans la vallée du Doubs près de Cherrenay et le Poye. La Formation de Bärschwil est constituée, de bas en haut, du Membre à Renggeri, du Membre de Sornetan et, au nord-ouest dans la zone d'extension de la Formation de St-Ursanne sus-jacente, du Membre de Liesberg. L'épaisseur de la formation atteint près de 30 m au sud-est du territoire de la feuille, environ 75-90 m dans et au nord de la chaîne du Raimeux, et se réduit à moins de 1 m dans les chaînes du Jura les plus au sud, en dehors du territoire de la feuille (fig. 3). Selon BOLLIGER & BURRI (1970) et ALLENBACH (2001), la cause de ce pincement est à mettre en rela-

tion avec un basculement vers le nord d'un compartiment de socle au tournant de l'Oxfordien précoce à l'Oxfordien moyen suivi du recouvrement de la Formation de Bärschwil et des unités sous-jacentes au sud; une flexuration aurait ensuite mené à la subsidence du bassin du Membre d'Effingen (voir également GRUNER et al. 2013, fig. 3). Pour sa part, GYGI (2000a) explique la répartition des faciès au travers de la plateforme exclusivement par des apports argileux et une sédimentation lacunaire dans la partie distale du bassin, donc sans influence tectonique notable.

Le *Membre à Renggeri* est constitué de marne argileuse homogène gris foncé, avec quelques horizons fossilifères. Il affleure rarement de manière naturelle. Le contenu fossilifère est constitué en majeure partie d'ammonites, de bivalves, de gastéropodes pyritisés et de bélemnites, mais aussi de foraminifères, d'ostracodes et d'éléments de squelettes d'échinodermes benthiques (HOSTETTLER 2014). Les conditions d'affleurement sur la feuille Bellelay-Saignelégier ne permettent pas de cartographier séparément le Membre à Renggeri.

i_{4-5S} *Membre de Sornetan*

Le Membre de Sornetan, anciennement «Terrain à chailles», est constitué de marne gris foncé légèrement quartzifère, dans laquelle des concrétions calcaires de la taille d'une tête et des bancs calcaires ondulés irréguliers apparaissent vers le haut. On y trouve des ammonites, bélemnites et *Pholadomya* sp. Son profil-type se trouve aux coord. 2584.169/1237.100, sur la rive est de la Sorne dans les Gorges du Pichoux (commune de Sornetan; GYGI 2000a, Profil RG 314).

Un bon profil à travers le Membre de Sornetan (Membre à Renggeri sous-jacent inclus) affleure à l'Étang du Bois du Roy au nord-est de Tréviillers. Les concrétions dans la moitié supérieure du membre y font place à des bancs calcaires.

L'ancienne appellation «chailles» pour les concrétions calcaires prête à confusion car elle implique une certaine teneur en silice. De véritables «chailles» siliceuses sont certes parfois présentes dans le Membre de Sornetan comme par exemple aux coord. 2557.380/1239.720 à la sortie de la gorge au sud de Tremeux, avec un noyau constitué de silex gris massif; elles sont cependant beaucoup plus rares que les concrétions calcaires à proprement parler (GYGI 2000a).

i_{5L} *Membre de Liesberg*

Les affleurements du Membre de Liesberg suivent approximativement l'aire de répartition de la Formation de St-Ursanne sus-jacente (cf. fig. 4). Sa limite sud court le long de la ligne Les Côtes (en dessous du Noirmont)–Sur le Crâtan (1 km au SE de Saignelégier)–Pré Petitjean–Undervelier. L'affleurement isolé près du Préparotte à près de 1 km au NNE des Reussilles forme une «exclave» où le Membre de Liesberg est recouvert localement par la Formation du Pichoux.

Le Membre de Liesberg est constitué de marne grise avec des niveaux de concrétions et des bancs irréguliers de calcaire argileux. Des niveaux de coraux en forme d'ellipsoïdes ou de fines d'assiettes («couennaux») constituent jusqu'à 30% du volume de la roche. Des fossiles, comme par exemple des brachiopodes complets ou fragmentaires, sont silicifiés sous forme de nodules massifs et allongés typiques.

Cette unité forme une transition floue entre le Membre de Sornetan sous-jacent (dépourvu de coraux) et la Formation de St-Ursanne sus-jacente (absence d'interstratifications marneuses). Au-dessus de la dépression de la Formation de Bärschwil creusée de manière préférentielle par l'érosion, le Membre de Liesberg forme un léger ressaut de terrain, masqué le plus souvent par des éboulis issus de la Formation de St-Ursanne. Selon GYGI (2000a), le Membre de Liesberg fait partie de la Formation de Bärschwil. La teneur en marne pouvant varier dans le Membre de Liesberg son expression morphologique peut varier, rendant sa délimitation cartographique difficile, en particulier dans les régions présentant des conditions d'affleurement insuffisantes. Ceci a pour conséquence que le Membre de Liesberg a été considéré et cartographié à certains endroits comme base de la Formation de St-Ursanne.

Au nord-est de Trévillers, le Membre de Liesberg forme la crête proéminente avec des maisons familiales. Cette unité affleure en outre à l'est de la sortie des gorges au sud-est au-dessus de Damprichard, le long de la route de Goumois à Fessevillers, à l'est du Bief de Fuesse (coord.2565.520/1240.530) ainsi que dans l'entaille routière à l'ouest du Centre de Loisirs de Saignelégier. La colline arrondie sur laquelle se trouve Saignelégier, est constituée par le Membre de Liesberg qui forme en direction du nord, près de la Pâture du Praissalet, une petite paroi rocheuse avec résurgences au-dessus de la partie inférieure de la Formation de Bärschwil riche en argile. La base du village de Montfaucon est construite sur le Membre de Liesberg. Il forme également le talus côté montagne de la route St-Brais-Montfaucon sur de longues distances où il affleure souvent sur de grandes surfaces et où il n'est pas toujours aisé de le délimiter de l'unité sus-jacente. Finalement, le Membre de Liesberg affleure au nord-ouest de Jolimont (coord.2581.400/1240.510) sous la forme de calcaire spathique gris, à patine rougeâtre, avec des éléments de squelettes d'échinoïdes et de crinoïdes ainsi que des valves de lamellibranches.

i_{5p} Formation du Pichoux
Oxfordien moyen

La Formation du Pichoux (BOLLIGER & BURRI 1970, GYGI 2000a) apparaît dans la partie sud-est du territoire de la feuille jusqu'à la ligne Les Côtes (près du Noirmont)-Saignelégier-Montfaucon-La Combe-au sud de Saulcy-Undervelier, tandis que la Formation de St-Ursanne se trouve au nord-ouest de cette ligne (fig. 4).

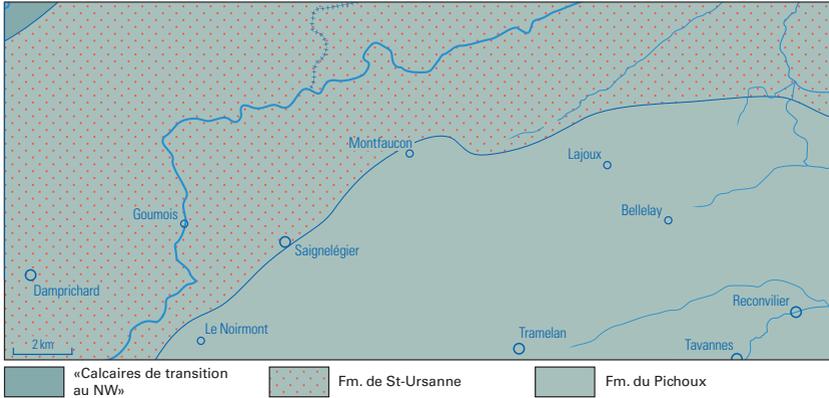


Fig. 4: Répartition de la Formation de St-Ursanne et de ses équivalents latéraux contemporains, la Formation du Pichoux et les «Calcaires de transition au NW» (Oxfordien moyen), sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (voir aussi fig. 3).

La Formation du Pichoux est constituée pour l'essentiel de calcaire micritique avec des niveaux de marne à la base. Elle s'est déposée à la bordure de la plateforme, sur laquelle se déposait simultanément la Formation de St-Ursanne, en direction du bassin au sud-est (ce qui explique aussi l'ancien nom de «calcaire de transition», ZIEGLER 1962). Son épaisseur passe de près de 30 m au sud-est du territoire de la feuille à presque 60 m à la transition avec la Formation de St-Ursanne.

La Formation du Pichoux succède au Membre de Sornetan sous-jacent avec une limite nette, visible entre autres près des Emibois ainsi que dans un profil en dessous de la scierie du Moulin de la Gruère, où des stromatolithes ferrugineuses, des bioturbations et de la pyrite oxydée sont présentes sur la surface lisse de la Formation du Pichoux.

A la limite de l'extension géographique de la Formation de St-Ursanne, un faciès coralligène de plateforme apparaît dans la partie supérieure de la Formation du Pichoux (fig. 3). Des récifs coralliens apparaissent également dans la partie supérieure de la formation dans le flanc est des Gorges du Pichoux, où se trouve le profil-type (coord. 2584.100/1237.000, BOLLIGER & BURRI 1970, GYGI 2000a, pl. 21), ainsi qu'un peu plus à l'ouest près des Prés Jean de Souboz, au sud de Rebévelier. Ceci signifie que le faciès de plateforme prograde sur le faciès de talus. Cartographiquement, la limite d'extension nord-ouest de la Formation du Pichoux a été placée là où apparaît, au-dessous du faciès coralligène de St-Ursanne, le calcaire micritique du faciès du Pichoux (voir également fig. 3). La limite entre la Formation du Pichoux et la Formation de St-Ursanne, représentée sur la figure 4,

correspond ainsi à l'extension maximale du faciès de la bordure de plateforme de la Formation du Pichoux.

Au sud-est du territoire de la feuille apparaissent dans la Formation du Pichoux des dépôts de bassin épicontinental de faible épaisseur, en partie condensé, faciès typiques des régions situées plus au sud (Membre de Birnenstorf de la Formation de Wildegg). Des ammonites, entre autres des Périssphinctidés, apparaissent principalement dans la moitié inférieure de la formation, accompagnées d'*Entolium* sp. et de pinces de crustacés. Du matériel siliceux finement dispersé provenant d'éponges est également présent (B. Hostettler, comm. orale). Dans la région de l'anticlinal du Raimeux, la teneur en marne diminue tandis qu'apparaissent les premières influences du faciès de St-Ursanne.

Au nord-ouest de son extension géographique, la partie inférieure de la Formation du Pichoux est constituée de bancs de calcaire micritique brun clair avec de fins niveaux marneux, suivis par des débris de calcaire récifal. Des marnes s'intercalent au milieu de la succession. Ces dernières, bien affleurantes et épaisses d'environ 3 m dans l'entaille au sud des Chenevières près des Emibois, pourraient correspondre à la limite entre le Membre de Grellingen et le Membre du Tiergarten dans la Formation de St-Ursanne (GYGI 2000b, p. 137).

i_{5U} **Formation de St-Ursanne** Oxfordien moyen

La Formation de St-Ursanne, épaisse de 60–80 m (BOLLIGER & BURRI 1970, GYGI 2000a), correspond à la partie principale du «Rauracien» auct. (sans les Membres de Liesberg et du Vorbourg). Elle est constituée d'une partie inférieure compétente et d'une partie supérieure érodée préférentiellement. Une subdivision en membres (voir GYGI 2000a, b) n'a pu être effectuée lors des levés cartographiques de la feuille Bellelay-Saignelégier.

La partie inférieure de la Formation de St-Ursanne, épaisse de 30–40 m, est constituée jusqu'à la bordure de la plateforme, c'est à dire jusqu'à la zone d'extension de la Formation du Pichoux, principalement de calcaire à grain fin, bien stratifié, avec des biostromes coralliens et des nérinées, ainsi que des brachiopodes et oursins souvent silicifiés. Ce faciès correspond approximativement au *Membre de Grellingen* (GYGI 2000a, b). DUBOZ (1979) l'a décrit au Col de la Vierge sous le terme de Calcaires blancs à nérinées; un faciès similaire est présent le long de la route au sud-ouest de Chauvilliers (BAILLY 1979).

Au nord-ouest du territoire de la feuille, une succession hétérogène de calcarénite biodétritique en partie silicifiée, de calcaire coralligène (boundstone) et de calcaire oolitique (grainstone) forme la partie inférieure de la Formation de St-Ursanne (SUTER 1976). Cette succession est comparable au *Membre du Chestel* (GYGI 2012, en remplacement du terme Membre de Delémont de GYGI 2000a, b). Une délimitation nette des divers faciès, tant latérale que verticale, n'a pas été possible.

Du calcaire oolitique, plus facilement altérable et épais de 20–30 m, fait suite à la partie inférieure de la Formation de St-Ursanne. Cette lithologie correspond au *Membre du Tiergarten* (GYGI 2000a, b, cf. BOLLIGER & BURRI 1970). Des coraux apparaissent ici aussi en récifs isolés, surtout en bordure de plateforme, donc à la transition latérale vers la Formation du Pichoux (respectivement vers sa partie supérieure, voir plus haut). Le Membre du Tiergarten affleure bien au Col de la Vierge et au point de vue de la Corniche de Goumois, au pt 664 m.

La partie supérieure de la Formation de St-Ursanne est présente en direction du nord-ouest sous la forme de calcaire crayeux poreux, de couleur blanche à blanc jaunâtre, et à stratification à peine visible. Elle correspond au *Membre de Buix* (GYGI 2000a, b). Les rudstones, peu compacts, contiennent des débris arrondis et fortement encroûtés de coraux, d'échinodermes, de mollusques et de foraminifères, ainsi que des fossiles intacts, notamment des coraux et des nérinées. Les biohermes coralliens sont typiques du Membre de Buix. Deux telles structures ont été mises au jour par érosion de la roche encaissante sur la crête au nord-est des Sairains Dessus, ainsi que près du Plain en direction WSW de St-Brais.

i_{5tr} «Calcaires de transition au NW»

Le «Calcaires de transition au NW» («Übergangskalke im NW») dans le faciès «Argovien» avec des Périssphinctidés, ZIEGLER 1962), constitué de pisolite crayeuse (Pisolithe de la Caquerelle?) et d'une succession régulièrement stratifiée de calcaire micritique à finement détritique, affleure sur plusieurs mètres dans le versant au-dessus de la Race, à 1,5 km au nord-ouest de Courtefontaine, le long du chemin à 150 m au nord-ouest de la ferme en ruine. Un peu à l'est, la partie supérieure crayeuse de la Formation de St-Ursanne (Membre de Buix) apparaît vers le haut, suivie du Membre du Vorbourg de la Formation de Vellerat. Les «Calcaires de transition au NW» dominent de manière générale dans le versant de la Roche aux Morts (cf. fig. 4).

ZIEGLER (1962) considère les «Calcaires de transition au NW» comme l'équivalent de la Formation du Pichoux en bordure nord-ouest de la plateforme de la Formation de St-Ursanne.

Formation de Wildegg

Oxfordien moyen-tardif

i_{5-6E} *Membre d'Effingen*

La présence du Membre d'Effingen se limite au sud-est du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (fig. 3, 5). Il s'est formé à peu près en même temps que les Formations de Vellerat et de Günsberg (cf. GYGI 2000a, fig. 40), dans une position distale par rapport à ces deux unités. Il atteint près de 100 m à l'angle sud-est du territoire de la feuille, tandis que son épaisseur se réduit rapidement en di-

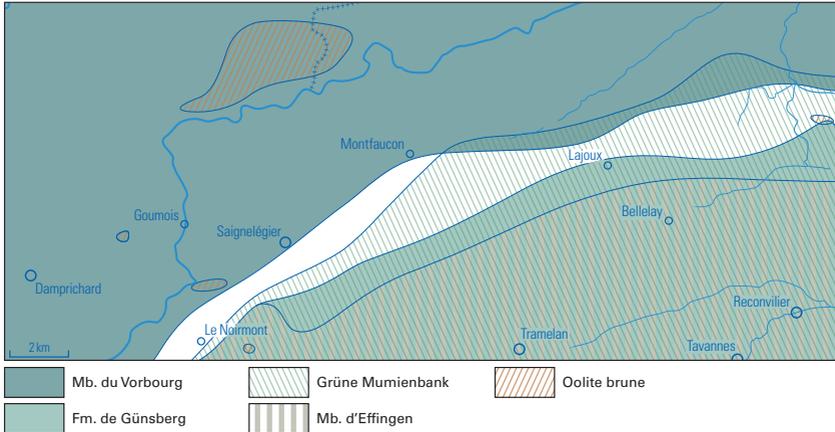


Fig. 5: Répartition du Membre du Vorbourg, du Grüne Mumienbank et de l'Oolite brune (Oxfordien moyen; sous-unités de la Formation de Vellerat), ainsi que de la Formation de Günsberg (Oxfordien moyen-tardif) et du Membre d'Effingen (Oxfordien moyen-tardif; sous-unité de la Formation de Wildegge), sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (voir aussi fig. 3).

rection du nord-ouest avant de se pincer le long de la ligne Le Noirmont–Les Emibois–Saigne du Roselet–Étang de la Gruère–Le Prédame–Châtelat.

Le Membre d'Effingen est constitué de marne calcaire grise avec des bancs isolés de calcaire marneux. Sur le terrain, il n'est souvent repérable que grâce à la présence d'une bande de limons d'altération. Un affleurement du Membre d'Effingen se trouve, un peu en amont à l'ouest du passage sous-voies au sud des Peux (coord. env. 2566.250/1229.875, feuille Les Bois), où affleurent quelques mètres de marne et de calcaire marneux brunâtre avec des térébratules et des bivalves. La limite avec la Formation de Günsberg sus-jacente est masquée par la route. L'épaisseur du Membre d'Effingen atteint ici encore à peu près 10 m. En automne 2012, il affleurerait le long de la route près de l'école du Prédame. 10–12 m de marne feuilletée avec intercalations de calcaire marneux plaqueté recouvraient alors la partie supérieure de la Formation du Pichoux constituée de calcaire coralligène.

«*Banc à Pecten*»: un banc dur, dont l'épaisseur peut atteindre 10 m, apparaît au sein du Membre d'Effingen. Ce «Banc à Pecten» est constitué de calcaire micritique pauvre en fossiles et se situe à peu près au milieu de la succession, au sud-est du territoire de la feuille. ROTHPLETZ (1933) a décrit un profil du «Banc à Pecten» dans le flanc nord de la Chaîne des Places, où un maximum de 20 m de marne du Membre d'Effingen le séparent du calcaire coralligène de la Formation de Günsberg sus-jacente. Des conditions comparables existent plus au sud-ouest, au sud de la ligne ferroviaire près de la halte du Pied d'Or. Plus au nord-ouest, en direc-

tion de la limite d'extension du Membre d'Effingen, le «Banc à Pecten» fait défaut.

Le «Banc à Pecten» affleure 500 m au nord de la ferme Rière Jorat, dans le profil du virage du chemin à 1115 m d'altitude. A cet endroit affleurent 4–5 m de calcaire micritique en bancs épais avec des Pectinidés de 2–3 cm, de petites Nérinées et quelques *Cladocoropsis mirabilis* isolées.

i_{5-6G} Formation de Günsberg Oxfordien moyen–tardif

La Formation de Günsberg s'est déposée en bordure de plateforme. Elle est constituée de calcaire coralligène dans sa partie inférieure et de calcaire oolitique à stratification oblique dans sa partie supérieure. Des couches marneuses sont également visibles localement. Son extension se limite au sud-est du territoire de la feuille où elle atteint son épaisseur maximale de près de 30 m. La Formation de Günsberg s'amincit en biseau le long de la ligne Cerneux Renard–Les Emibois–Les Cerlatez–Le Bois Rebetez–Lajoux–Gorges du Pichoux. Sa zone d'extension dépasse ainsi d'environ 1–2 km celle du Membre d'Effingen, sauf aux environs du Noirmont (fig. 5). Dans cette bande étroite, elle ne repose pas sur le Membre d'Effingen comme c'est le cas plus au sud-est, mais sur la Formation du Pichoux (fig. 3).

Sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, la limite supérieure de la Formation de Günsberg se situe à la base du Grüne Mumienbank, immédiatement suivi par les faciès du Membre de Röschenz de la Formation de Vellerat (voir plus bas) (cf. ALLENBACH 2001, GRUNER et al. 2013). La situation n'est donc pas comparable à celle de la feuille Moutier de l'Atlas géologique, adjacente à l'est (PFIRTER et al. 1996, PFIRTER 1997, voir également GYGI 2000a, b, 2012).

Sur le terrain, le calcaire oolitique de la Formation de Günsberg est souvent difficile à différencier de celui du faciès proximal de la Formation du Pichoux. Au contraire du calcaire oolitique toujours blanc de la partie supérieure de la Formation du Pichoux, le calcaire de la Formation de Günsberg a aussi une couleur grise à légèrement rougeâtre, y compris à la cassure; de plus, les débris de fossiles ou de petites nérinées dégagés par l'érosion donnent à la roche une surface rugueuse; les éboulis issus de la Formation de Günsberg sont en outre plus fins.

La Formation de Günsberg affleure particulièrement bien aux endroits suivants du territoire de la feuille:

L'affleurement le plus occidental se trouve dans le versant au nord-ouest des Emibois. Au-dessus des bancs calcaires fissurés de la Formation du Pichoux, une bande herbeuse fortement limoneuse, correspondant au Membre d'Effingen s'amincit en coin. Elle est suivie par une calcarénite plaquetée avec des fragments de coraux qui est attribuée à la Formation de Günsberg. Le Grüne Mumienbank très dur, épais de 2 m, clôt la série, ici sous la forme d'un rudstone à oncoïdes qui

passé vers le haut à une micrite verdâtre avec de petites nérinées terminée par une surface lisse (coord. 2565.450/1231.750, 2565.480/1231.800). Des marnes du Membre de Röschenz y font suite.

Dans l'entaille du passage sous-voies au sud des Peux (coord. env. 2566.260/1229.895, feuille Les Bois), la Formation de Günsberg atteint encore une épaisseur de 12 m. Le long de la petite route, du calcaire en partie oolitique et biodétritique (packstone et grainstone) non lité affleure et contient par endroits des parties radiculaires de crinoïdes ainsi que, plus haut dans la succession, des coraux en position de vie. À l'ouest du Roselet, du calcaire gris coralligène en position verticale, en partie recristallisé, est entaillé dans le virage de la route des Peux. Aux Cerlatez, des récifs coralliens dégagés par l'érosion sont visibles 150 m à l'est de la route principale, dans un bosquet, ainsi qu'en lisière de forêt, 500 m au nord de la Métairie du Cernil. Sur la Montagne de Saules, des coraux en position de vie affleurent au lieu-dit Sur la Sargnatte (coord. 2584.600/1234.600), de même que dans la forêt plus au nord-est.

Formation de Vellerat

Oxfordien moyen-tardif

i_{5v} *Membre du Vorbourg*

Le Membre du Vorbourg est constitué de calcaire en gros bancs, en partie oncolitique et micritique. La succession est épaisse de 20–25 m. Elle forme un relief positif avec la Formation de St-Ursanne sous-jacente, ce qui explique pourquoi il était également rattaché au «Rauracien» autrefois. La succession des «Calcaires à Astartes» et des «Calcaires à Natices» lui correspond dans la littérature française. De petits oncoïdes roses sont une particularité du Membre du Vorbourg. Des foraminifères d'eau peu profonde et des ostracodes font penser à un milieu de dépôts lagunaire à intertidal. Près de la Montée (au sud de Damprichard), des stromatolithes rouges finement laminés apparaissent à la transition avec le Membre de Röschenz.

Le Membre du Vorbourg date de la zone à *Bifurcatus* (Oxfordien moyen; GYGI 2000a). Son extension géographique s'étend au sud-est jusqu'à la ligne Les Côtes (près du Noirmont) – Saignelégier – Montfaucon – La Combe – Les Prés de Saulcy – Undervelier, et correspond ainsi sensiblement à l'extension de la Formation de St-Ursanne (fig. 4, 5).

Avec sa base tranchée, le Membre du Vorbourg semble recouvrir localement les plus hautes parties de la Formation de St-Ursanne. Vers le haut, la transition vers le Membre de Röschenz sus-jacent se fait par augmentation de la proportion de marne. La limite supérieure n'est donc pas nette.

i₅-6R *Membre de Röschenz*

Le Membre de Röschenz, de composition lithologique variable, est constitué majoritairement de marne argileuse, avec des bancs de calcaire principalement oolitique. Ce sont les anciennes «Couches à Natices», appelées aussi «Marnes à Astartes» dans la littérature française, qui dessinent souvent une dépression morphologique, nommée «Combe séquanienne» par les anciens auteurs. L'épaisseur du Membre de Röschenz passe de près de 30 m dans le flanc sud de la chaîne de Vellerat, vers le chemin en dessous de Jolimont en direction du sud, à 10-15 m un peu au nord de la Montagne de Saules. Sa teneur en marne diminue généralement aussi dans la même direction (GYGI 2000a).

Des conditions encore lagunaires à intertidales, telles qu'elles régnaient déjà lors de la formation du Membre du Vorbourg sous-jacent, ont conduit au dépôt, en plus des marne, de calcaire oolitique, oncolitique et stromatolithique avec des niveaux de calcaire coquillier et de sable quartzitique. La présence de Characées (ZIEGLER 1962) indique des réductions momentanées de la salinité, tandis que les Gastéropodes et Crinoïdes apparaissant à côté témoignent de conditions marines. Dans les hauts du Bois de Grépi, à 1,3 km à l'ouest de Goumois (F), DUBOZ (1979) mentionne «... des plaquettes jaunâtres marno-calcaires pétrées d'astartes riches de divers autres bioclastes dont de belles crinoïdes.» Une brèche d'échinodermes avec des calices et des parties radiculaires de crinoïdes a été trouvée dans le Membre de Röschenz au-dessus de la route Fuesse-Indevillers. Dans le fossé au bord de la route près des Loges au sud-est de Trévillers (coord. 2557.600/1236.650), le Membre de Röschenz contient des gastéropodes du genre *Phasianella* sp.

Le Membre de Röschenz n'affleure nulle part dans son intégralité sur le territoire de la feuille. Il se caractérise par une grande variabilité latérale; la partie inférieure est gémcomposée d'une plus grande proportion de calcaire (oolitique) que la partie supérieure.

Un affleurement intéressant se trouve sur la Montagne de Saules, dans le fossé un peu à l'ouest du pt 1061 m, en dessous du virage du chemin (coord. 2583.600/1234.900). A cet endroit, au moins 6 m de calcaire micritique blanc, massif et stérile, affleurent dans la partie inférieure du Membre de Röschenz sous un faciès rappelant le Membre du Geissberg de la Formation de Villigen (GYGI 1969) dans le Jura argovien.

La transition de la Formation du Pichoux au Membre de Röschenz, rarement observée, affleure dans le fossé, à 500 m au nord-ouest de Rebévelier, un peu à l'est du pt 949 m. Le ruisseau, s'écoulant parallèlement aux couches verticales et actif de manière périodique, a mis au jour au-dessus du hard-ground rouge au sommet de la Formation du Pichoux, 1 m de marne stérile et un banc sus-jacent de calcaire oolitique brun-jaune noduleux avec des oncoïdes dont la taille peut atteindre 4 cm.



Fig. 6: Grüne Mumienbank; calcaire oncolitique (oncomicrite) avec matrice typiquement beige-olive et des oncoïdes beige clair. Formation de Vellerat, Oxfordien moyen. Section polie reproduite approximativement à taille réelle. Les Petites Fraises, coord.2573.915/1230.880. Photo D. Fischer, 2016.

Il est intéressant de constater que dans une bande large de 1 à 2 km entre la zone d'extension du Membre du Vorbourg au nord-ouest et celle de la Formation de Günsberg au sud-est, le Membre de Röschenz repose sur la Formation du Pichoux (fig.3, 5). 400 m au sud-ouest de Jolimont, à l'embranchement du chemin forestier aux coord.2581.280/1240.060, le Grüne Mumienbank recouvre le Membre du Vorbourg. A 4 km plus au sud-ouest, dans la Combe des Beusses, au bord du chemin aux coord.2577.770/1238.060, il recouvre le sommet de la Formation du Pichoux contenant des coraux.

Grüne Mumienbank: le Grüne Mumienbank (banc vert à momies), connu dans la région du Chasseral (ZIEGLER 1956), apparaît approximativement jusque sur la ligne Les Emibois - Les Cufattes - Le Pré Petitjean - Combe des Beusses - Jolimont - Undervelier (fig.5). Il s'agit d'un calcaire oncolitique (oncomicrite), avec une matrice typiquement beige-olive (fig.6) et de petites nérinées fréquentes ainsi que des géodes de calcite. Sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, le Grüne Mumienbank apparaît partout juste sous les marnes basales du Membre de Röschenz.

La lithologie du Grüne Mumienbank est très changeante. Au Prédame, il se trouve par exemple sous la forme de wackestone respectivement de floatstone on-

colitique, au nord de la Métairie du Cernil et au nord-ouest des Emibois en revanche, sous la forme de rudstone biodétritique grossier contenant des oncoïdes. La couleur caractéristique peut faire défaut localement, là où la succession de bancs durs et massifs se différencie de manière toujours plus distincte du reste des couches.

Oolite brune (i₅₀): l'Oolite brune, dépourvue de fossiles, tient son nom de sa couleur d'altération. Il s'agit d'un calcaire oolitique sur les surfaces de cassure duquel des ooïdes non brisés ressortent souvent en relief dans une matrice à grains fins. Cette unité apparaît dans une bande limitée à peu près par les lignes Urtière – Indevillers à l'ouest et Le Noirmont – Burnevillers à l'est (fig. 5) où elle atteint une épaisseur de près de 2 à 4 m. Un autre affleurement isolé se trouve au nord du Mont Dedos du côté est des Gorges du Pichoux. A proximité de la zone d'extension du Grüne Mumienbank, l'Oolite brune se trouve comme ce dernier à la base du Membre de Röschenz et semble le remplacer latéralement. Au nord du Doubs et près du Mont Dedos en revanche, l'Oolite brune apparaît au sein du Membre de Röschenz.

Sur le versant est de la vallée du Doubs près de Muriaux, un peu au-dessous de la source du ruisseau de la Combe de la Rochette, 4–5 m de marne argileuse gris-bleu et environ 2–4 m de calcaire oolitique (oomicrite) marneux dont la cassure fraîche est gris-bleu, ainsi que, 3 m plus haut, un banc de calcaire micritique foncé stérile succèdent au Membre du Vorbourg. Une succession identique apparaît aussi au-dessus du cône oriental de tuf calcaire du Theusseret. Plus loin en descendant le Doubs, l'Oolite brune, plaquetée et épaisse de 2 m, peut être suivie du haut de la terrasse des Champs du Doubs (sur le chemin, coord. 2563.340/1238.400) au-dessus du Bois Banal, où elle forme la majeure partie du plateau, puis dans le fossé au sud de Chauvilliers (coord. 2565.200/1241.050) et dans le Bois de la Faye jusqu'au plateau de Surmont – Prés de Moron – Pâturage d'Amont, où son relief positif est facilement reconnaissable dans la morphologie.

L'Oolite brune apparaît enfin près d'Urtière, un peu à l'ouest de la chapelle au bord de la forêt (coord. 2561.020/1234.150), où le calcaire oolitique de couleur rouille contient des éléments grossiers de squelettes d'échinodermes, ainsi que Sous les Peux, au sud-est du Noirmont (coord. 2565.260/1230.380).

Membres du Hauptmumienbank (Oolite nuciforme) et de l'Oolite rousse

Le Membre du Hauptmumienbank, aussi appelé autrefois Oolite nuciforme dans la littérature, est un calcaire oncolitique (oncomicrite) bien stratifié, très dur. Sa cassure fraîche est de couleur beige et présente des oncoïdes blanchâtres (nodules algaux, «momies»; fig. 7, et comme illustré sur la couverture de la notice explicative) dont le diamètre peut atteindre 3 cm et dont les germes sont constitués entre autres de fragments de coraux ou de petits gastéropodes. Les oncoïdes apparaissent parfois en couches très denses. L'oncomicrite contient peu de fragments

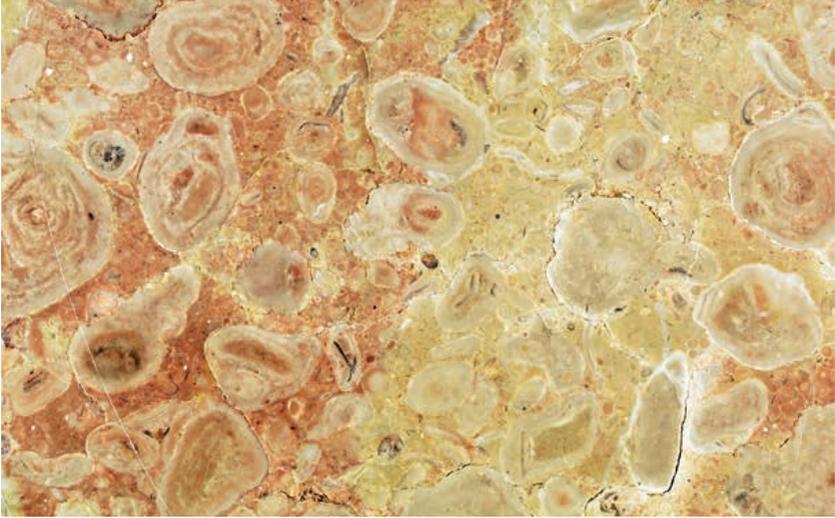


Fig. 7: Hauptmumienbank (Oolite nuciforme); calcaire oncolitique (oncomicrite) avec des oncoïdes blanchâtres («momies»). Formation de Vellerat, Oxfordien tardif. Section polie, reproduite approximativement à la taille réelle. Les Vacheries des Genevez, coord. 2575.000/1233.500. Photo D. Fischer, 2016.

d'échinodermes et de bivalves et elle est traversée de temps à autre de stylolithes en V.

Le Membre de l'Oolite rousse, un calcaire oolitique (oomicrite) à patine brun-rouge et à la cassure fraîche gris-bleu, avec une matrice dédolomitisée (GYGI 2000b), peut être formé de bancs grossiers ou plus rarement plaquetés avec des joints de marne (près des Vacheries des Genevez). Les ooïdes sont localement de couleur noire.

Le Membre de l'Oolite rousse est sus-jacent au Membre du Hauptmumienbank. Ce dernier atteint son épaisseur maximale sur le Plateau des Franches Montagnes où le Membre de l'Oolite rousse est également le mieux développé. Ces deux unités y atteignent ensemble une épaisseur proche de 10 m. Le Membre de l'Oolite rousse s'étend sans interruption vers l'est jusqu'à Undervelier. Au nord-ouest du Doubs, en dehors de la zone d'extension du véritable Membre de l'Oolite rousse, le faciès de l'Oolite rousse apparaît localement dans et au-dessous du Membre du Hauptmumienbank. Au nord-ouest du territoire de la feuille, l'épaisseur du Membre du Hauptmumienbank se réduit à environ 2 m.

En raison de leur faible épaisseur et de leur faciès localement variable, les deux membres n'ont pas été cartographiés séparément. Du fait de sa dureté et de

sa résistance à l'altération, le Membre du Hauptmumienbank apparaît en particulier de manière distincte sur le plan morphologique et forme un horizon repère excellent sur le territoire de la feuille, particulièrement aux Franches Montagnes (ZIEGLER 1956, SUTER 1976).

i₆Bu *Membre de Bure*

Le Membre de Bure affleure rarement. Il est constitué de marne calcaire noduleuse brun-jaune et s'étend au nord-ouest d'une ligne Mont-Soleil (ZIEGLER 1956) – Tramelan – Le Fuet – Le Pichoux au-dessus du Membre de l'Oolite rousse auquel il passe latéralement selon GYGI (2000a). Aux Emibois, il mesure environ 4 m dans une coupe de chemin en grande partie recouverte de végétation aux coord. 2565.365/1231.745 et atteint près de 15 m d'épaisseur dans le versant escarpé d'une vallée sèche 1 km à l'ouest des Plains-et-Grands-Essarts (coord. 2558.000/1239.085). A cet endroit, la marne est truffée de petits brachiopodes *Zeillerina astartina* (ancien nom *Zeilleria humeralis*, cf. «Marnes à Humeralis» auct., p. ex. ZIEGLER 1956) auxquels s'ajoutent d'autres fossiles tels que *Ostrea bruntrutana*, *Rhynchonella corallina*, *Pseudocyclamina sequana*.

Le profil-type choisi par GYGI (2000a, b) est un forage effectué pour l'auto-route A16 (Transjurane) près de Bure (JU), qui a traversé 10 m de marne grise interstratifiée de fins niveaux calcaires. Un profil de référence plus approprié parce qu'accessible en permanence, se trouve dans une coupe de chemin dans la Combe de la Rochette, 1 km à l'ouest de Muriaux (coord. 2564.220/1232.450). A cet endroit, la transition avec le Membre de la May sus-jacent appartenant à la Formation de Courgenay est visible à l'affleurement, tandis que la limite avec le Membre du Hauptmumienbank sous-jacent se trouve à environ 1 m sous le remblai du chemin.

Le Membre de Bure est représenté sur la carte par une couleur de surface gris-olive, le Membre du Hauptmumienbank sous-jacent (Membre de l'Oolite rousse inclus) avec la même couleur de fond et un pointillé bleu foncé en surcharge. Là où la largeur d'affleurement du Membre du Hauptmumienbank et du Membre de Bure est réduite, la représentation du Membre du Hauptmumienbank en tant qu'horizon repère a été retenue pour des raisons de lisibilité. Dans ce cas, le Membre de Bure – dans sa zone d'extension (voir plus haut) – est confondu cartographiquement avec le Membre du Hauptmumienbank.

i₆Ba **Formation de Balsthal**
Oxfordien tardif–Kimméridgien précoce

La Formation de Balsthal, épaisse de 50–60 m et formée à l'extérieur de la zone de plateforme, est l'équivalent vers le sud-est, donc plus distal, de la Formation de Courgenay. Au-dessus du Membre de Bure reposent 20–25 m de calcaire micritique gris en bancs réguliers, pauvre en fossiles. Ce calcaire avec interstratifi-

cation de niveaux marneux, présente des trainées de limonite sur les plans de faille et des traces de bioturbation jaunâtres. En direction du sud, le calcaire devient de plus en plus oolitique et se rapproche du faciès du *Membre de Laufon* (Laufen-Member, «Calcaires à Humeralis» auct.). Avec sa lithologie plutôt monotone, la partie inférieure de la Formation de Balsthal sur le territoire de la feuille ne ressemble guère au faciès riche et bariolé du Membre de Laufon à sa localité-type. A la base du Membre de Laufon, des «bancs à momies accessoires» («akzessorische Mumienbänke»; ZIEGLER 1956) ne contenant que peu d'ooncoïdes apparaissent de manière isolée. Huîtres, *Pholadomya* sp., Serpulidae et le petit brachiopode *Zeillerina astartina* sont les fossiles les plus fréquents.

Membre de Ste-Vèrène

Le Membre de Ste-Vèrène est constitué principalement de calcaire oolitique massif et son épaisseur est de 30–35 m. Les macrofossiles les plus importants sont des Nérinées et des coraux. A la suite de processus diagénétiques tels que la micritisation et la (dé-)dolomitisation, non seulement les structures sédimentaires primaires mais partiellement aussi des composants ne sont plus repérables du point de vue macroscopique. La partie supérieure du Membre de Ste-Vèrène devient de plus en plus crayeuse en direction du nord, ce qui amène à la formation d'une dépression limoneuse sous les premiers bancs de la Formation de Reuchenette.

Le Membre de Ste-Vèrène émerge latéralement du Membre de Porrentruy (voir plus bas). Cependant, localement, cette transition floue ne coïncide pas exactement avec la limite également floue entre la Formation de Balsthal et la Formation de Courgenay, en particulier au sud du territoire de la feuille (voir fig. 8).

Les Membres de Ste-Vèrène et de Porrentruy font déjà partie du Kimméridgien précoce (GYGI 2000a, GYGI & MORARD 2015).

Membre de Ste-Vèrène, faciès pisolitique

Le faciès pisolitique légèrement crayeux du Membre de Ste-Vèrène représente une particularité dans la partie sud de la zone de transition entre les Formations de Balsthal et de Courgenay. La roche tendre se brise facilement laissant apparaître des pisoïdes intacts en relief à la surface de la cassure. Ces derniers, en cas d'altération, forment un «sable de pisoïdes» caractéristique, clair et grossier. Le faciès pisolitique du Membre de Ste-Vèrène apparaît dans deux affleurements locaux qui ne sont probablement pas liés l'un avec l'autre (fig. 8): au sud-ouest de Muriaux (au sein de la Formation de Balsthal) et près des Jurés au sud-est d'Urtière (au sein de la Formation de Courgenay).

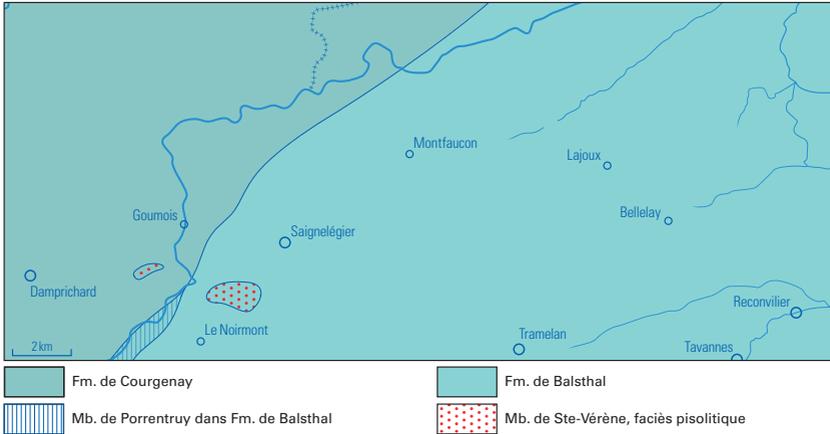


Fig. 8: Répartition de la Formation de Balsthal et de son équivalent latéral contemporain, la Formation de Courgenay, sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (voir aussi fig. 3). La figure indique également les occurrences du Membre de Ste-Vèrène en faciès pisolitique, ainsi que la région où le Membre de Porrentruy, appartenant à la Formation de Courgenay, remplace le Membre de Ste-Vèrène dans la partie supérieure de la Formation de Balsthal.

i6c **Formation de Courgenay** Oxfordien tardif–Kimméridgien précoce

La Formation de Courgenay est une succession épaisse de 30–40 m au nord-ouest du territoire de la feuille, et de près de 50 m à la transition avec la Formation de Balsthal. Elle représente la plateforme interne et passe de manière floue à la Formation de Balsthal en direction du sud-est, à peu près sur une ligne Roche Gi-pois–Les Pommerats–Soubey. La limite entre les deux formations correspond plutôt à une zone de transition puisque le tracé de la limite entre les membres successifs respectifs ne coïncide pas partout (voir plus haut et fig. 8).

La partie inférieure de la Formation de Courgenay, le *Membre de la May*, épaisse de 20–30 m, est formée d'une succession de calcaire micritique gris en gros bancs caractérisés principalement par des trainées de limonite, au centre desquels se trouve souvent un germe, et par la présence du petit brachiopode *Zeillerina astartina*. Ce dernier apparaît en grand nombre dans le fossé situé à la sortie ouest du village les Plains-et-Grands-Essarts, dans les couches interstratifiées de niveaux de marne. Viennent s'y ajouter aussi des huîtres, des *Pholadomya* sp., des foraminifères d'eau peu profonde, ainsi que des traces de bioturbation jaunâtres sporadiques. Le Membre de la May correspond aux «Calcaires à Térébratules» de la classification française traditionnelle. Sa limite supérieure est difficile à repérer. Ce

n'est que dans un champ labouré en été 2001 sur le plateau de Sur les Côtes, à presque 1,5 km au sud-ouest des Pommerats, que la découverte de *Pholadomya* sp. associées à des blocs fréquents d'une lumachelle d'huîtres perforée, encroûtée et teintée de rouge, pourrait documenter le toit du Membre de la May. Dans la région Fuesse-Clairbief, la transition est floue entre le Membre de La May qui devient crayeux dans sa partie supérieure, et le Membre de Porrentruy sus-jacent. Dans le Bois de la Faye, plus au nord, toute la Formation de Courgenay, atteignant près de 50 m, est principalement crayeuse.

Membre de Porrentruy

Le Membre de Porrentruy est constitué d'une succession de calcaire crayeux, tendre, faiblement stratifié, localement d'apparence massive. Son épaisseur est de 10 m à l'ouest du territoire de la feuille et de 20 m à la transition latérale avec le Membre de Ste-Vérène. Le calcaire présente souvent des bioclastes à contours vagues tels que des coraux, Nérinées et autres composants. Il s'altère de manière préférentielle sous la base saillante de la Formation de Reuchenette et forme une vire distincte ou une dépression limoneuse. Près des Jurés, au sud-est d'Urtière, le Membre de Porrentruy est remplacé localement par le Membre de Ste-Vérène en faciès pisolitique (voir plus haut et fig. 8).

Lors de l'écroulement de la Goule, au sud-ouest de l'embouchure du Bief d'Etoz, provoqué par le tremblement de terre de Bâle en 1356 (LAUBSCHER 2007), le Membre de Porrentruy aurait pu jouer le rôle d'un horizon de glissement sous la masse écroulée constituée de calcaire de la Formation de Reuchenette.

i₇ Formation de Reuchenette Kimméridgien

A proximité de son profil-type, dans les carrières à ciment abandonnées d'Arvel et de Charuque près de Reuchenette, la Formation de Reuchenette (THALMANN 1966) est une succession monotone de calcaire micritique ne pouvant guère être subdivisée et formant le plus souvent de gros bancs. Elle y repose sur le Membre de Ste-Vérène et se termine par le Banc à Nérinées (Grenznerineenbank).

Sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, la Formation de Reuchenette a une puissance de 130–150 m. Vers l'ouest et le nord-ouest, des horizons successifs de marne fossilifère apparaissent à l'intérieur de la formation, à savoir le Membre du Banné dans la moitié inférieure de l'unité et les Marnes à Virgula inférieures environ 30 m au-dessous du toit de la formation. Ces dernières sont bien développées uniquement au nord du territoire de la feuille dans la région du Clos du Doubs. La subdivision de la Formation de Reuchenette s'appuie sur ces horizons de marne. Du fait de l'extension latérale limitée de ces couches, il n'a pas été possible de cartographier les subdivisions de la Formation de Reuchenette sur l'ensemble du territoire de la feuille.

Une description précise de la Formation de Reuchenette (respectivement du «Kimméridgien» auct.) dans les environs de Montbéliard, qui correspond bien aussi aux conditions rencontrées dans la partie occidentale du territoire de la feuille, est donnée par CONTEJEAN (1859, 1869), révisée par CONTINI & HANTZPERGUE (1973). Plus récemment, BERNIER (1984) et CHEVALLIER (1989) ont élaboré une nouvelle subdivision. MOUCHET (1995, 1998) a toutefois montré par l'analyse de microfaciès et la stratigraphie minérale (kaolinite) que la corrélation de ces sous-unités n'est pas possible sur de grandes distances. JANK (2004) et JANK et al. (2006) ont également proposé un schéma de subdivision du «Kimméridgien» auct. de l'Ajoie au moyen d'analyses de microfaciès et ont pu dater la succession de couches au moyen des ammonites. Finalement, COMMENT et al. (2011, 2015) ont instauré une nomenclature actuelle pour les membres et couches informelles de la Formation de Reuchenette en Ajoie.

C'est dans la vallée du Doubs le long des routes Goumois-Fessevillers, Goumois-Charmauvillers (Corniche de Goumois) ainsi que Le Noirmont-La Goule que la Formation de Reuchenette affleure le mieux et que proviennent les indications d'épaisseur données dans paragraphes qui suivent.

Membre de Vabenau

Le Membre de Vabenau (COMMENT et al. 2011; cette appellation est prioritaire sur celle du Membre de Paulin de GYGI 2012), les «Calcaires à Ptéroécères inférieurs» de l'ancienne littérature, constitue la partie inférieure de la Formation de Reuchenette entre le Membre de Ste-Vérène et le Membre du Banné.

La limite inférieure de la Formation de Reuchenette affleure dans la petite carrière à l'entrée ouest du village des Plains-et-Grands-Essarts, au nord de la route aux coord. 2558.300/1239.200. La transition du Membre de Porrentruy crayeux et finement fissuré vers la micrite gris clair du Membre de Vabenau se fait par l'intermédiaire d'un banc compact de 2 m d'épaisseur, en position horizontale et sans indice de discontinuité.

Le Membre de Vabenau forme généralement une paroi raide de près de 30-40 m de hauteur. Il est constitué de bancs épais dans sa partie inférieure, surmontés de presque 10 m de calcaire marneux noduleux fossilifère, et se termine par un sommet glauconitique (CONTINI & HANTZPERGUE 1973). Un bon profil du Membre de Vabenau affleure à l'entrée sud des Gorges du Pichoux. A cet endroit, 22 m de calcaire micritique en bancs épais contenant des niveaux de peloïdes sont surmontés de 17 m de calcaire micritique finement lité, contenant localement des bioclastes, des peloïdes et du quartz détritique. Le banc affleurant le plus élevé est formé de stromatolithes (GYGI 2000a, profil RG 315; GYGI 2012). JANK (2004) indique dans son profil d'ensemble: 30 m de «Calcaires à Thalassinoides», 11 m de «Couches à Nautilidés» (calcaire micritique bioturbé contenant entre autres de grands Nautilidés), ainsi que 11 m de «Calcaires gris et blancs inférieurs» avec un hard-ground régional recouvert d'huîtres au sommet.

Membre du Banné

Le Membre du Banné (GYGI 2000a, fig. 40; Marnes du Banné, «Marnes à Ptérocères» auct.) apparaît dans la moitié ouest du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Il ne peut toutefois pas être cartographié sur tout le territoire du fait de son épaisseur parfois trop faible. Dans la vallée du Doubs au nord des Pommerats, la succession de marne avec des bancs calcaires atteint jusqu'à 15 m d'épaisseur et présente une riche faune constituée principalement de bivalves tels que *Pholadomya* sp., *Trichites* sp., *Mytilus* sp. et *Nanogyra nana* (croissant sur les parties dures d'autres organismes). On note également la présence de gastéropodes, *Harpagodes oceani* et Naticidés(?) notamment, de brachiopodes, plus rarement de Nautilidés et d'ammonites, ainsi que de vertébrés (p. ex. éléments de carapace de tortues). Le Membre du Banné forme souvent une ou plusieurs vires jaunâtres dans les parois rocheuses, entre autres dans la vallée du Doubs, le long de la route Le Noirmont – La Goule, de celle de Vautenaivre aux Pommerats, dans le virage au pt 805 m à l'est de la Combe Chabroyat, à l'intersection du chemin aux coord. 2564.660/1237.730 et au-dessous de la Balme aux coord. 2565.450/1238.250.

Membre de Courtedoux

Le Membre de Courtedoux (COMMENT et al. 2011; «Calcaires à Ptérocères supérieurs» auct., «Calcaire à Corbis» et «Calcaire à Mactre» CONTEJEAN 1859) a une épaisseur totale de 50 m. Dans sa partie inférieure il est constitué de bancs épais voire massifs de calcaire micritique riche en Nérinées recristallisées. Du calcaire micritique crayeux et stromatolithique lui succède et présente des indices d'émersion passagère (p. ex. fentes de dessiccation) et des lacunes sédimentaires. JANK (2004) résume la succession sous le terme de «Calcaires à Nérinées». La partie supérieure du Membre de Courtedoux affleure sur la route Goumois – Fessevillers. Elle y contient des stromatolithes et, quelques mètres plus haut, un hard-ground avec de grandes coquilles d'huître (*Trichites* sp.).

Sur la route Le Fuet – Montbautier sur Chaindon, quatre empreintes de sauriens (dont deux se trouvent actuellement sous des éboulis) sont conservées à la surface des couches à environ 150 m en dessous du tunnel (coord. 2579.690/1232.580). Bien que la position stratigraphique précise de cet affleurement au sein de la Formation de Reuchenette ne soit pas connue, les empreintes sont caractéristiques d'émersion ou d'eau très peu profonde, toutes deux typiques du Membre de Courtedoux (COMMENT et al. 2011, 2015).

Marnes à Virgula inférieures

Les Marnes à Virgula inférieures, à peine développées ou affleurantes au sud de l'Ajoie, font suite au hard-ground mentionné ci-dessus. Le seul affleurement cartographié sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier se trouve près de la place d'équitation du Crotot au sud de Damprichard (coord. 2557.195/1231.720).

Plusieurs exemplaires d'*Orthaspidoceras schilleri*, ainsi que de nombreuses grandes Nérinées incrustées de *Nanogyra nana* ont été trouvés à la base de la marne (B. Hostettler, comm. orale).

«Calcaires à *Diceras*»

Les «Calcaires à *Diceras*» auct. (CONTEJEAN 1859), les «calcaires à coraux» et les «Calcaires gris et blancs supérieurs» de JANK (2004), sont constitués de 20–30 m de calcaire crayeux blanc jaunâtre, souvent finement fissuré, contenant des coraux recristallisés, des Rhynchonelles et des Nérinées. Ils comprennent en outre environ 15 m de calcaire micritique brunâtre, pauvre en fossiles, avec une marne jaune contenant de fines silicifications au milieu.

Banc à Nérinées [*Grenznerineenbank*]

Un banc contenant des Nérinées, *Trichites* sp. et plus rarement des débris de coraux, clôt la Formation de Reuchenette sur l'ensemble du territoire de la feuille. Les composants sont par endroits liés par du ciment sparitique. La couche ne renferme souvent que des cavités de Nérinées dissoutes, en particulier à l'est du territoire de la feuille, dans les environs des Gorges du Pichoux. Ce banc correspond au Banc à Nérinées (du sommet) du Jura bernois et neuchâtelois. On le trouve aussi sous la forme de «Calcaire à *Cladocoropsis (mirabilis)*» au nord-ouest du territoire de la feuille.

Un bel affleurement du Banc à Nérinées, truffé de Nérinées, se trouve dans la partie inférieure du pâturage à l'est de la Grapotte (coord. 2560.900/1230.900). Dans la Grosse Côte, en dessous de la route de la Goule (coord. 2561.720/1230.950), le sommet du banc de la Formation de Reuchenette est constitué d'une lumachelle oolitique poreuse intensément perforée et renfermant de grands bivalves et des Nérinées.

i₈ Formation du Twannbach Kimméridgien tardif–Tithonien

La Formation du Twannbach (HAEFELI 1966) est une succession de calcaires le plus fréquemment en bancs minces, souvent légèrement dolomitiques et faisant suite au toit du Banc à Nérinées (du sommet). La limite supérieure est érosive. En raison de l'érosion durant le Crétacé et le Paléogène précoce, la formation, dont l'épaisseur atteint encore 80 m au sud-est du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, se réduit en direction du nord.

A la transition entre les Formations de Reuchenette et du Twannbach, les Marnes à *Virgula* supérieures ont été datées du Kimméridgien tardif (GYGI 1995, p. 50), ce qui a incité divers auteurs (comme STRASSER 2007, COMMENT et al. 2011, 2015) à rattacher ces marnes à la Formation de Reuchenette. Toutefois, sur la

feuille Bellelay-Saignelégier, les Marnes à Virgula supérieures sont attribuées à la Formation du Twannbach en se basant sur la définition originelle de THALMANN (1966) qui a explicitement désigné le Banc à Nérinées (du sommet) comme toit de la Formation de Reuchenette. De plus, la base des Marnes à Virgula supérieures peut être suivie distinctement aussi bien dans le terrain que dans le modèle numérique de terrain, contrairement à leur limite supérieure plutôt floue. Ainsi, sur la base de réflexions lithostratigraphiques et du point de vue du géologue cartographe, la limite inférieure plus tranchée des Marnes à Virgula supérieures est plus appropriée pour délimiter les Formations de Reuchenette et du Twannbach.

La partie carbonatée de la Formation du Twannbach sus-jacente aux Marnes à Virgula supérieures (voir plus bas) commence par une limite floue et affleure assez rarement sur le territoire de la feuille. Elle est constituée d'une succession de calcaire micritique plaqueté de couleur beige clair ou en partie rougeâtre, localement fossilifère, avec des traces de bioturbation dolomitiques et des niveaux de laminites dolomitiques.

Du calcaire blanc contenant des coraux et des Nérinées affleure sur le terrain de la Scierie Buliard à Damprichard et forme aussi les collines à l'ouest du village. Ce calcaire se retrouve plissé et fortement cisailé au niveau du décrochement de la Ferrière. Sur la colline de la Charlotte du Haut, 700 m au nord-est de Fessevillers, la partie carbonatée de la Formation du Twannbach est constituée d'environ 20 m de calcaire micritique jaunâtre, plaqueté, finement fissuré et en partie bioturbé. Selon DUBOZ (1979), il contient des Dasycladacées. Une petite carrière creusée dans du calcaire micritique rougeâtre, finement et régulièrement stratifié se trouve un peu à l'est du Vanney, 1 km à l'ouest de la Goule.

Dans la partie sud-est du territoire de la feuille, la Formation du Twannbach occupe de grandes surfaces, dont notamment les parties inférieures des versants des anticlinaux qui sont toutefois souvent recouverts d'éboulis. Son épaisseur atteint 60–80 m au sud-est de la ligne Les Reussilles–Les Genevez–Fornet Dessous–Semplain. Dans une doline en bordure nord de la Tourbière, à l'ouest des Reussilles (coord. 2570.250/1230.750), la Formation du Twannbach affleure sous la forme de calcaire micritique rougeâtre, plaqueté, densément fissuré. Dans l'entaille de la Sorne à l'ouest du pt 900 m au sud-ouest de Châtelat, 20 m de laminite calcaire et de marne reposent sur les Marnes à Virgula supérieures entaillées dans le bord de la route. Viennent ensuite près de 40 m de calcaire micritique lité majoritairement en banc épais, parfois presque massif, avec des niveaux riches en Nérinées, rappelant ainsi le faciès de la Formation de Reuchenette. La succession se termine au sommet de la colline par du calcaire micritique normalement lité. La Formation du Twannbach présente localement un faciès oolitique particulier à l'est des Communances Dessus aux coord. 2570.580/1235.400.

Marnes à Virgula supérieures

Les Marnes à Virgula supérieures sont constituées de marne jaune rougeâtre truffée de petites huîtres *Nanogyra virgula*. Sur le territoire de la feuille, leur épaisseur – avec intercalation de bancs de calcaire en partie laminé – augmente en direction de l'ouest pour atteindre plus de 20 m dans les environs de Charmauvillers. Le talus à l'est de la Scierie Buliard à Damprichard, avec plus de 10 m de marne, fournit le meilleur affleurement. En outre, les Marnes à Virgula supérieures affleurent dans les environs de la Goule; à 800 m près de la Charlotte du Bas, environ 800 m au nord-est de Fessevillers; sur la route Goumois – Fessevillers (coord. env. 2561.775/1237.370); en dessous des Prés de Beaugourd (coord. env. 2563.200/1237.600); dans le Bois Banal sous un chalet (coord. 2564.100/1235.820); au Crâtat des Frênes au sud-est des Emibois; entre la Maison Neuve et la Tourbière, en particulier dans la tranchée ferroviaire au sud-est de la Chaux-des-Breuleux (coord. 2569.230/1230.040); à l'est des Communances Dessus ainsi que dans la tranchée ferroviaire près de Pré Petitjean (coord. 2571.930/1236.115). Les Marnes à Virgula supérieures sont bien reconnaissables sur le terrain en bordure des vallées au sud-est de la ligne Les Reussilles – Les Genevez – Fornet Dessous – Semplain.

i_{8z} *Calcaire saccharoïde*

Un calcaire stérile recristallisé forme le toit de la Formation du Twannbach dans le Vallon de St-Imier et au pied sud du Jura. Nommé Calcaire saccharoïde (HÄFELI 1966 entre autres) du fait que ses blocs ont parfois l'apparence d'un pain de sucre, il n'apparaît qu'à deux endroits au sud-est du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. L'un se trouve au-dessus de la route Le Fuet – Montbautier (coord. env. 2580.100/1232.900) dans le compartiment oriental d'un détachement où affleure un calcaire gris verdâtre à peine stratifié dont les fins éclats ont la particularité d'être légèrement transparents. Le second affleurement, d'environ 10 m, se trouve près de Plain de Prélay au nord de Saicourt (coord. 2582.160/1233.140). A cet endroit, le calcaire est gris clair, à cristallisation fine et stratification peu distincte.

CRÉTACÉ

Les dépôts du Crétacé ont disparu du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Les affleurements de Crétacé les plus proches se trouvent près de Charquemont, environ 5,5 km au sud-ouest de Damprichard (voir également Esquisse tectonique), où affleure la Formation du Goldberg («Purbeckien» auct.), et à Cormoret dans le Vallon de St-Imier (feuille Chasseral). Les affleurements du Sidérolithique (voir plus bas) livrent toutefois des indices sur l'extension initiale des dépôts du Crétacé, ils contiennent entre autres des dépôts résiduels de cette période.

La feuille Damprichard de la Carte géologique détaillée de la France 1:50 000 (1965, levé géologique de 1957) indique sur le terrain de l'actuelle Scierie Buliard à Damprichard, une bande de «Crétacé inférieur (Néocomien)», qui est décrit comme «... calcaires blancs et [...] calcaires roux à Huîtres et Brachiopodes du Valanginien» dans la notice explicative de la carte. Il s'agit d'un vestige douteux au niveau du plissement du plateau de Damprichard près du décrochement de la Ferrière. Selon DUBOZ (1979) cet affleurement a dû être complètement excavé lors de l'extension du terrain de l'entreprise.

ROLLIER (1904) mentionne un deuxième affleurement de Crétacé à la bordure est de la carrière du Fuet (coord. 2580.200/1232.750; voir plus bas). Les fossiles retrouvés dans des blocs corrodés indiquent des âges allant du Valanginien jusqu'à l'Albien. Selon la nomenclature plus récente (cf. PASQUIER et al. 2013, STRASSER et al. 2016), il pourrait s'agir entre autres de vestiges du «Marbre bâtard» neuchâtelois (Formations de Pierre-Châtel et de Vions p.p.), de Marnes d'Hauterive et de Pierre jaune de Neuchâtel (membres de la Formation du Grand Essert). En outre, ROLLIER (1904) signale la présence de concrétions de phosphorite (Formation de la Perte du Rhône). ROTHPLETZ (1933) n'était pourtant déjà plus en mesure de retrouver ces vestiges. L'absence actuelle d'affleurements du Crétacé dans un large périmètre confère aux fossiles récoltés autrefois toute leur importance. Manifestement, plusieurs formations sédimentaires crétacées se trouvaient encore dans le bassin versant du système karstique à l'Éocène. Leurs fragments ont été en partie incorporés dans les remplissages des cavités karstiques.

PALÉOGÈNE - NÉOGÈNE

Eocène

e Sidérolithique

Les dépôts du Sidérolithique se sont formés sous un climat subtropical semi-aride par altération des couches supérieures du Malm. Des fragments et résidus d'altération provenant d'unités lithostratigraphiques du Crétacé sont également décelables sur le territoire de la feuille (ROLLIER 1904, WULLSCHLEGER 2005). Selon des datations faites plus à l'est, les dépôts du Sidérolithique se sont formés à l'Éocène moyen et tardif, localement aussi au tout début de l'Oligocène (BLÄSI et al. 2015). Leurs affleurements se limitent le plus souvent à des remplissages de poches et de fissures dans le Malm et à des lentilles de faible extension situées généralement au-dessus du toit karstifié du Malm. Le Sidérolithique apparaît sous la forme d'argile à bolus, de pisolites ferrugineuses, de hupper et de sable vitrifiable (DE QUERVAIN 1969).

L'extension actuelle des dépôts du Sidérolithique sur le territoire de la feuille Bellelay, à l'est de la ligne St-Ursanne - St-Imier, semble liée à la Dépression rauracienne (BAUMBERGER 1927). On les retrouve aussi dans la région Fessevillers-Fuisse, sous une forme remaniée.

Le gisement de hupper le plus connu et le mieux conservé est celui du Fuet, situé un peu au nord-ouest du village. D'une longueur de 100 m avec une galerie encore existante de nos jours, il était en exploitation jusqu'à la Première Guerre mondiale. En 1922, GÜNZLER-SEIFFERT en a élaboré une esquisse parfaite. ROLLIER (1904) décrit une lentille fossilifère d'âge crétacé (voir plus haut) provenant de ce gisement de hupper.

Une grande poche contenant de l'argile à bolus rouge est conservée sur la route Saules - Montagne de Saules, à la cote altitudinale 830. Au-dessus du chemin au nord de Saucourt, à 200 m au nord-est du pt 864 m se trouve du sable quartzitique clair qui provient de fissures. A environ 600 m ENE de la Bottière se trouve un grand gisement de hupper sur le côté amont de la route dans la forêt; 100 m plus loin près d'une ancienne étable, l'éboulis mélangé à de l'argile à bolus contient des galets calcaires arrondis, à encroûtement rouge, ainsi que quelques pisolites ferrugineuses. Sous le virage serré à l'ouest de la STEP de Bellelay, ROTHPLETZ (1933) a décrit de manière détaillée environ 10 m de bolus et de hupper trouvés dans une tranchée de pose de conduite, entre la Formation du Twannbach et le Conglomérat de Porrentruy.

Oligocène–Miocène

Molasse d'eau douce inférieure (USM)

A l'époque des dépôts de l'USM, le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier se situait sur la bordure ouest de la Dépression rauracienne (BAUMBERGER 1927). Cette zone topographique basse traversant le futur Jura plissé a permis le transport de fins sédiments alpins vers le nord jusqu'en Alsace (cf. KUHLEMANN et al. 1999, BERGER et al. 2005). La bordure ouest de la Dépression rauracienne est recouverte en discordance par la Molasse, ce qui signifie que, sur de courtes distances, des couches de molasse toujours plus jeunes recouvrent successivement le soubassement mésozoïque en direction de l'ouest (cf. BAUMBERGER 1927). La même configuration se retrouve pour les dépôts de galets locaux lors de la formation de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM).

o_{pp} Conglomérat de Porrentruy

Le Conglomérat de Porrentruy désigne dans le Jura bernois (SCHNEIDER 1960, p.15) les poudingues qui recouvrent directement le Mésozoïque ou le Sidérolithique et qui, contrairement à la Gompholithe d'Ajoie, ne présentent aucune influence marine.

Une description détaillée des affleurements de Conglomérat de Porrentruy a été donnée par ROTHPLETZ (1933). Seuls les affleurements les plus importants sont cités ci-dessous.

Dans la dépression de Châtelat – Sornetan, le Conglomérat de Porrentruy affleure au-dessus du Sidérolithique sous la forme de conglomérat rougeâtre avec des éléments calcaires bien arrondis (fig.9). Selon ROTHPLETZ (1933), les galets ont un diamètre allant de quelques millimètres à 0,5 m et proviennent presque exclusivement des Formations de Reuchenette et du Twannbach. Des pisolites ferrugineuses broyées sont fréquentes.

Un profil instructif près de la chapelle d'Indevillers a été décrit par ROLLIER (1898, p. 123): dans le flanc sud vertical de la dépression d'Indevillers, de l'argile à bolus et plusieurs passées de conglomérat séparées par des lacunes d'affleurement reposent sur la partie la plus basse de la Formation de Reuchenette. Aujourd'hui, il ne reste que des blocs bien cimentés dans le talus au nord de la chapelle.

Le forage Le Fuet I, un peu à l'ouest de l'intersection de la route Tavannes – Tramelan (coord. 2579.735/1231.785; n° 4, chap. Forages) a révélé la présence d'un poudingue épais de 12 m entre la Formation du Twannbach et la Molasse alsacienne à 83 m de profondeur. En raison de sa grande épaisseur, ce poudingue pourrait être attribué au Conglomérat de Porrentruy.

Il a été possible de dater le Conglomérat de Porrentruy à deux endroits au moyen des Characées récoltées: à la sortie ouest du village de Fessevillers (coord.



Fig.9: Affleurement du Conglomérat de Porrentruy au sud du portail ouest du tunnel du Pichoux (coord.2584.025/1236.550). Photo J. Hellman, 2014.

2560.100/1236.695) ainsi que sur la route menant de Fessevillers à Goumois (coord.2561.845/1237.350). A Fessevillers une riche microflore de Characées de la superzone à Tuberculata et de la zone à Pinguis (MP21) comprenant des *Harrisichara tuberculata*, *Stephanochara pinguis*, *Nitellopsis (Tectochara) gr. aemula-latispira*, *Rhabdochara gr. stockmansi-major* et *Sphaerochara gr. headonensis-parvula* a été déterminée. Des marnes jaunâtres et rouges avec des Characées de la zone à Major basale (MP22) et contenant *Rhabdochara gr. stockmansi-major*, *Rhabdochara gr. praetangeri-major*, *Nitellopsis (Tectochara) gr. meriani* et *Chara tornata* succèdent à la marne grise. Le long de la route menant de Goumois à Fessevillers, le Conglomérat de Porrentruy est directement sus-jacent à la Formation du Twannbach; la marne jaune interstratifiée mentionnée par SUTER (1976) est encore bien visible. Cette marne a livré des Characées de la zone à Major basale (*Rhabdochara gr. stockmansi-major* et *Rhabdochara gr. praetangeri-major*).

o_p Brèche basale de l'USM

Au Fuet, aux coordonnées 2580.710/1232.620, affleure une brèche, dont les éléments proviennent principalement de la Formation du Twannbach directement

sous-jacente. Les éléments anguleux et altérés sont recouverts d'une matrice brun rougeâtre ressemblant à du caliche. Quelques mètres plus à l'ouest, du grès et de la marne bariolée de la Molasse alsacienne affleuraient en 2013 dans le talus d'une fouille. L'affleurement du Fuet est actuellement le seul sur le territoire de la feuille qui laisse apparaître le recouvrement du Mésozoïque par la Molasse alsacienne. La brèche de calcaire micritique épaisse de 4 m avec de la marne gris clair découverte dans le forage de l'arsenal de Tavannes et située juste hors du territoire de la feuille (n° 6, chap. Forages), pourrait correspondre à la Brèche basale de l'USM.

o₃ Molasse alsacienne

Le terme de Molasse alsacienne a été défini par ROLLIER (1893) dans le sud de l'Alsace, qui l'a décrite comme suit: «La Molasse alsacienne est bien caractérisée minéralogiquement par des paillettes de muscovite, très nombreuses et souvent très grandes (1–2 mm²).» En raison de découvertes occasionnelles de feuilles fossiles, le terme de «Blättermolasse» («Molasse à feuilles») a aussi été utilisé par les anciens auteurs, de même que le terme de «Delémontien» (GREPPIN 1867). Cependant, comme l'explique HABICHT (1987), le «Delémontien» comprend différents intervalles stratigraphiques selon les auteurs et ne devrait par conséquent plus être utilisé. ROTHPLETZ (1933, p. 62) fait observer avec raison que le grès micacé caractéristique n'apparaît pas uniquement dans la partie inférieure marneuse de la Molasse alsacienne, mais aussi dans le Calcaire d'eau douce de Delémont, constituant le sommet de la Molasse alsacienne.

Sur le territoire de la feuille, la Molasse alsacienne n'affleure que très peu; les affleurements de grande dimension apparus pendant les travaux de construction de l'autoroute A16 constituent une exception (fig. 10). Elle est recouverte sur de grandes surfaces d'une couverture parfois épaisse de dépôts d'altération glissés et tassés (**o₃-m₁**). Ces dépôts seront décrits dans la section Masses glissées et Masses tassées du chapitre consacré au Quaternaire.

En raison des mauvaises conditions d'affleurement, la Molasse alsacienne n'a pas pu être datée sur le territoire de la feuille. En revanche, un grand nombre de données biostratigraphiques (généralement des découvertes de mammifères) sont à disposition sur le territoire des feuilles Moutier, Delémont et Balsthal de l'Atlas géologique; elles confirment la période allant de MP22 à MP28/MP29. Le Calcaire d'eau douce de Delémont, qui forme le toit de la Molasse alsacienne, comprend les zones à mammifères MP29 et MP30. Puisque le recouvrement de l'épaulement oriental de la Dépression rauracienne par la Molasse alsacienne est fortement hétérochrone (BLÄSI et al. 2015), on peut supposer qu'il en va de même pour l'épaulement occidental.



Fig. 10: Molasse alsacienne avec bancs de grès (brun moyen) et niveaux de marne (beige clair et grisâtre). Les bandes grises représentent des dépôts palustres, tandis que le niveau rouge est un paléosol (voir p. ex. DOLLINGER 1997). La courbure des couches peut aussi bien être d'origine tectonique que résulter d'un tassement. Entaille des travaux de construction de l'autoroute A16, Sous le Mont au sud de Tavannes, coord. env. 2581.920/1229.480 (hors de la carte). Vue en direction du sud-est. Photo R. Burkhalter, 2007.

Calcaire d'eau douce rougeâtre avec oncoïdes

BIRKHÄUSER (1925) mentionne un calcaire d'eau douce particulier, de couleur rougeâtre et contenant des oncoïdes. Ce calcaire d'eau douce affleure à la base de la Molasse alsacienne entre Undervelier et Blanche Maison et a été cartographié séparément.

Calcaire d'eau douce non différencié

Au sein de la Molasse alsacienne apparaissent constamment des bancs caractéristiques de calcaire d'eau douce. Ces derniers se trouvent stratigraphiquement plus bas que le Calcaire d'eau douce de Delémont typique. Ces bancs de calcaire d'eau douce, généralement reconnaissables aux ressauts morphologiques, ont été cartographiés comme Calcaire d'eau douce non différencié.

Calcaire d'eau douce de Delémont

BAUMBERGER (1927) a introduit le terme de Calcaire d'eau douce de Delémont pour les épais bancs de calcaire d'eau douce qui apparaissent au sommet de la Molasse alsacienne. De la marne argileuse à gréseuse, plus rarement des couches de grès micacé, apparaissent entre les bancs de calcaire d'eau douce qui forment généralement des reliefs positifs distincts voire, dans la région Sornetan-Souboz, de véritables alignements de collines.

ROTHPLETZ (1933) a décrit en détail les affleurements de l'époque dans le Calcaire d'eau douce de Delémont et a inventorié les fossiles découverts, des gastéropodes d'eau douce pour la plupart. L'affleurement de Calcaire d'eau douce de Delémont le plus occidental, au sud-est de la Tuilerie près de Tramelan (coord. 2576.850/1230.825), revêt une importance particulière. Son recouvrement par des sédiments de la Formation de St-Gall confirme le rapide amincissement en coin du Calcaire d'eau douce de Delémont vers l'ouest. Dans le forage Tramelan La Tuilerie (coord. 2577.410/1230.935; n° 3, chap. Forages), le Calcaire d'eau douce de Delémont n'a pas été trouvé au-dessous de l'OMM.

Le profil de Calcaire d'eau douce de Delémont le mieux étudié jusqu'à présent se trouve dans la Brocheni Flue (Brochene Fluh) près de Waldenburg BL (feuille Passwang de l'Atlas géologique, BAUMBERGER 1927). Les faunules récoltées dans ce profil confirment la présence des zones à mammifères MP29 et MP30 (tout au début de l'Oligocène, ENGESSER & MÖDDEN 1997, SCHLUNEGGER et al. 1996).

m₁ Grès tendre avec caliche

A l'occasion des travaux de construction de l'autoroute A16 (Transjurane), une succession de grès épaisse d'environ 8 m avec des nodules de caliche a été découverte à l'est de Tavannes (coord. 2583.193/1230.368). Le grès repose sur le Calcaire d'eau douce de Delémont et est lui-même recouvert par du grès coquillier de la Formation de Lucerne. Plusieurs petites faunes de micromammifères ont pu être isolées dans la succession de grès et ont pu être datées de l'Aquitanien (MN2) en raison de l'apparition de *Ritteneria* n. sp. (lieu de découverte TDOM3) (ZULLIGER 2008). Les sédiments d'âge aquitanien font en grande partie défaut dans la chaîne du Jura et ne sont connus qu'à peu d'endroits (comme la Chaux près de Ste-Croix, WEIDMANN et al. 2003; voir aussi fig. 11).

Molasse marine supérieure (OMM)

La mer de l'OMM atteignait, durant l'époque des dépôts des Formations de Lucerne et de St-Gall, la partie sud-est du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Les dépôts de la Formation de Lucerne (OMM I) se limitent au synclinal de

Epoque	Groupes	Unités	Lieux datés	
Miocène	Molasse d'eau douce supérieure	MN 7 MN 6	Tramelan Armée du salut (base MN 7+8)	Calcaires d'eau douce et marnes Sable micacé Poudingue à éléments calcaires Marne rouge
		MN 5		
	Molasse marine supérieure	MN 4	(Glovelier (MN 4a))	Formation de St-Gall (OMM II) Poudingue polymictique et grès à galets, poudingue à éléments calcaires, poudingue et grès d'Undervelier
		MN 3	Tavannes (MN 3a)	Formation de Lucerne (OMM I)
	Molasse d'eau douce inférieure	MN 2	Tavannes Sous le Mont (MN 2)	Grès tendre avec caliche lacune
		MP 30 MP 29		Calcaire d'eau douce de Delémont
			Calcaire d'eau douce non différencié	
			Calcaire d'eau douce rougeâtre avec oncoïdes	
Oligocène	Molasse d'eau douce inférieure		Brèche basale de l'USM	
		MP 21- ? MP 23	Fessevillers (MP 21) Conglomérat de Porrentruy	
Eocène			Sidérolithique Argile à bolus, pisolites ferrugineuses, hupper, sable vitrifiable	

Fig. 11: Aperçu stratigraphique des dépôts du Paléogène et du Néogène sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. MP = mammifères du Paléogène, MN = mammifères du Néogène.

Tavannes, tandis que la transgression de la Formation de St-Gall (OMM II) s'est étendue plus loin vers le nord et le nord-ouest. Dans le forage Tramelan La Tuilerie (coord. 2577.410/ 1230.935; n° 3, chap. Forages), l'OMM a été traversée sur toute son épaisseur de presque 200 m.

m₂ Formation de Lucerne [Luzern-Formation]

Sur le territoire de la feuille, la Formation de Lucerne est constituée principalement de grès gris et de grès coquillier avec de petits galets. ROTHPLETZ (1933, p. 88) distingue trois niveaux de *Grès coquillier* caractéristique (Grès coquillier inférieur, moyen et supérieur).

Le contact transgressif de la Formation de Lucerne sur l'USM a pu être observé lors de la construction de l'autoroute A16 à l'est de Tavannes (coord. 2583.193/1230.368, documenté dans ZULLIGER 2008). Un grès coquillier conglomératique très dur et épais de presque 2 m, riche en dents de requin recouvrait du grès contenant des nodules de caliche (voir plus haut). ROTHPLETZ (1933) mentionne deux autres niveaux de grès coquillier sur la colline au pt 822 m, un peu plus à l'ouest. Le même auteur signale encore un affleurement près du Chatelay, au pt 820 m, au nord-est du passage à niveau à l'entrée de la Forêt de Chaindon.

Des sondages jusqu'à 70 m de profondeur, effectués en 2010 pour le Centre d'élimination et de traitement des ordures CELTOR SA situé au milieu de la dépression de Chaindon, ont rencontré principalement des grès à grain moyen et des siltites verdâtres exempts de mica au-dessus des niveaux de grès coquillier.

Un affleurement dans le «Grès coquillier moyen» situé aux coord. 2581.170/1231.220 a livré quelques restes de mammifères qui, selon BEAUMONT et al. (1984), permettent de dater ce niveau de la zone MN3a.

Formation de St-Gall [St.-Gallen-Formation]

La Formation de St-Gall apparaît pour l'essentiel sous la forme de grès contenant des galets et des passées de conglomérat de faible épaisseur. En dehors de la zone d'extension de la Formation de Lucerne, donc dans la région du maximum transgressif de l'OMM, la Formation de St-Gall apparaît sous la forme de calcaire à Turritelles et galets calcaires aussi bien que sous forme de brèche coquillière. A proximité de la bordure nord du territoire de la feuille, des marnes gréseuses avec des fossiles marins ont aussi été découvertes par sondage au-dessus du calcaire jurassique (CLEMENT & BERGER 1999). Elles présentent une grande similitude avec les remplissages de sédiments également gréseux du système karstique situé près de la Petite Morée (juste en dehors du territoire de la feuille, HUG et al. 1997) qui fut submergé lors de la plus grande extension de la transgression de l'OMM.

m₃ *Poudingue polymicte et grès à galets*

FORKERT (1933) décrit plusieurs affleurements de poudingue polymicte dans l'aile sud de la dépression de Tramelan. Il s'agit d'un poudingue qui contient des galets de quartzite, de calcaire clair du Malm, ainsi que des roches granitiques et porphyriques. Selon ROTHPLETZ (1933, p.98), les galets proviennent d'une part des Alpes et d'autre part probablement des environs. Dans l'OMM jurassienne, deux niveaux distincts de poudingue apparaissent au sein de la Formation de St-Gall. Bien que leurs éléments constitutifs diffèrent nettement (tab.1), ils ont tous les deux été désignés par le terme de «Poudingue polygénique». Le conglomérat marin trouvé dans les dépressions de la partie sud du Jura se caractérise par l'abondance des galets de quartzite (près de 50%) et de calcaires alpins. A l'exception de quelques galets de provenance locale, ces éléments sont issus de l'épandage du

Napf. Le conglomérat marin du Bassin de Delémont et de ses environs contient moins de quartzite mais comprend en revanche des calcaires du Dogger et du Muschelkalk, ainsi que du grès bigarré dur (Buntsandstein). Ces éléments trouvent leur origine dans l'épandage des Vosges (LINIGER 1925, p. 33). Les deux types de conglomérat peuvent contenir des roches du Paléogène et du Néogène remaniées et renfermer localement des calcaires du Malm, ces derniers étant généralement les plus grands éléments.

Près de la Tuilerie (coord.2576.850/1230.825), le poudingue polymicte repose sur le Calcaire d'eau douce de Delémont, tandis que plus à l'ouest, il recouvre directement la Formation du Twannbach.

Tab.1: *Analyses des galets des poudingues polymictes marins du Jura bernois et so-leurois. Les échantillons de Sorvilier, Court et Solterschwang proviennent de l'épan-dage du Napf, ceux d'Undervelier et de Devant la Melt, de celui des Vosges. 100 galets par échantillon ont été comptés.*

Localité avec coordonnées	Paléogène-Néo-gène (jurassien)	Malm (jurassien)	Dogger (jurassien)	Muschelkalk	« Grès bigarré »	Quartzite	Cristallin	Silex	Calcaires alpins
Undervelier 2582.895/1239.210	10	13	0	?2	?4	56	8	3	0
Sorvilier* 2589.930/1231.640	15	0	0	0	0	46	16	6	5
Court 2593.235/1232.455	2	6	0	0	0	58	7	1	24
Devant la Melt* 2604.650/1242.020	16	33	4	1	1	27	9	2	0
Solterschwang 2609.765/1241.140	17	3	0	0	0	52	14	3	4

* KÁLIN (1993)

Le poudingue polymicte de l'épandage du Napf est recouvert par le «Sable à galets» (ROLLIER 1893, ZIEGLER 1956) qui affleure toutefois très rarement. Au sud de Tramelan, aux coord.2575.180/1230.120, du grès brun contenant des galets jurassiens et cristallins affleure au bord de la route menant à Jeanbrenin. Au «Creux à Koby», une doline à l'est de Lajoux (coord.2578.410/1236.325), du grès mar-

neux clair apparaît avec quelques galets isolés. Il s'agit vraisemblablement ici aussi de «Sable à galets».

Poudingue à éléments calcaires: FORKERT (1933) décrit au nord et nord-est de Tramelan deux affleurements de poudingue calcaire (coord. 2575.400/1230.905 et 2576.300/1230.900). L'affleurement le plus à l'est, dont la composition des galets diffère quelque peu, est constitué selon FORKERT (1933) de galets de calcaire du Malm, de Calcaire d'eau douce de Delémont et aussi, en moindre proportion, de quartzites. Un autre affleurement se trouve dans le petit bois aux coord. 2576.450/1231.250.

La relation stratigraphique entre ce poudingue calcaire situé au nord de Tramelan et le poudingue polymicté affleurant au sud du village n'est pas connue. De plus, il est à noter que le forage Tramelan La Tuilerie (coord. 2577.410/1230.935; n° 3, chap. Forages) a fait apparaître de nombreuses passées de conglomérat dans l'OMM, dont le contenu en galets n'a pas fait l'objet d'une analyse détaillée.

m_{3U} *Poudingue et grès d'Undervelier*

A l'ouest d'Undervelier (Le Montois), un grès calcaire fortement cimenté et contenant de nombreux galets recouvre du calcaire d'eau douce. Ce poudingue, qui atteint selon BIRKHÄUSER (1925) une épaisseur de 6 m, passe à un grès verdâtre légèrement spathique contenant des fossiles marins. Le poudingue ne peut être observé aujourd'hui que dans un petit affleurement aux coord. 2582.895/1239.210. L'affleurement qui se trouvait plus au sud et qui a été répertorié par le même auteur à l'ouest de la ferme n'est plus visible.

Une analyse des galets pour l'affleurement à l'ouest d'Undervelier est donnée dans le tableau 1. La teneur élevée en quartzites, souvent de couleur violette, attire l'attention. H. Preiswerk (dans BIRKHÄUSER 1925) interprète les quartzites, porphyres et vulcanites verdâtres et noires comme venant des Vosges. Près de la moitié des galets calcaires ont été perforés par des bivalves foreurs.

m_{3F} *Marne gréseuse (remplissage de fissure)*

Près de Foradrai, à 2,2 km au sud-ouest de Glovelier, trois sondages effectués pour des constructions ferroviaires ont rencontré de manière inattendue, sous une épaisse couverture quaternaire, 15–20 m de sédiments molassiques au-dessus du Mésozoïque (CLEMMENT & BERGER 1999). A la base de ces dépôts de molasse, un calcaire sableux biodétritique grossier, d'origine marine, a été trouvé dans le forage GI FOR 2 (coord. 2579.968/1241.490; n° 8, chap. Forages). Sa surface présentait des fissures comblées par de la marne gréseuse avec des foraminifères benthiques, des bryozoaires et des restes d'échinodermes. En raison du contenu fossile, CLEMMENT & BERGER (1999) ont attribué ces dépôts à l'OMM et attiré l'attention sur des similitudes de faciès avec les sédiments marins de remplissage de fissures près de la Petite Morée (juste en dehors du territoire de la feuille, HUG et al. 1997).

Dans la paroi de la carrière aujourd'hui recouverte près de la Petite Morée, une fissure karstique présentant un comblement complexe a été découverte en 1996 aux coord. 2580.370/1242.080. Il s'agissait d'un système karstique qui a été submergé lors de l'extension maximale de la transgression de la mer de l'OMM. Les sables principalement marins ont livré, outre des dents de requin au sommet des dépôts, une faune de mammifères de la zone MN4a (KÄLIN & KEMPF 2009).

m_{3c} *Calcaire à galets calcaires et Turritelles, marne*

GLAUSER (1936), entre autres, a décrit à l'est de l'étang du Plain de Saigne des «calcaires à Turritelles» dans les plis secondaires étroitement pincés, situés dans le versant sud de la dépression du Plain de Saigne. Ces affleurements sont aujourd'hui recouverts de végétation et ne sont plus visibles. GLAUSER (1936) mentionne une brèche coquillière à proximité de la ligne ferroviaire au sud du Plain de Saigne (coord. 2572.540/1236.350). Aux coord. 2573.565/1236.500 affleure un calcaire vert clair à nombreux galets calcaires. BAUMBERGER (1934) mentionne une marne calcaire rougeâtre avec des Hélicidés aux environs du Plain de Saigne. Toutes ces lithologies, de nature très variable, sont attribuées à la Formation de St-Gall; elles rappellent fortement les sédiments transgressifs de l'OMM dans le Jura tabulaire bâlois (p. ex. Tennikerflue).

Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

Sur le territoire de la feuille, l'OSM se rencontre essentiellement dans la dépression de Tramelan. Elle y apparaît sous la forme de marne rouge, de poudingue à éléments calcaires, de calcaires d'eau douce et de marnes ainsi que de sable (grès) micacé (FORKERT 1933). Une différenciation de faciès prononcée est reconnaissable: dans la partie ouest de Tramelan, l'OSM repose directement sur le Mésozoïque (Formation du Twannbach) sous la forme de marne rouge. Vers l'est, la marne rouge est recouverte d'un dépôt de poudingue local, avant d'être remplacée encore plus à l'est par des calcaires d'eau douce et des marnes. L'OSM a en outre été découverte dans des sondages effectués pour des constructions ferroviaires près de Foradrai, à 2,2 km au sud-ouest de Glovelier (CLEMENT & BERGER 1999).

m_{4p} **Poudingue à éléments calcaires**

Une description détaillée des anciens affleurements de poudingue a été fournie par FORKERT (1933). De nos jours, le conglomérat affleure encore bien notamment à l'entrée de la cave à la Grand-Rue 98 à Tramelan ainsi qu'à l'est de la boucle ferroviaire inférieure au sud-ouest du village. FORKERT (1933) présume que tous les galets du poudingue proviennent des Formations de Reuchenette et du Twannbach.

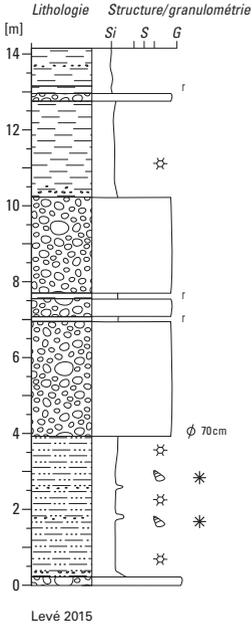


Fig. 12: Affleurement dans l'OSM (voir aussi fig. 13) fortement inclinée vers le sud à l'ouest des Genevez (coord. 2576.880/1234.100). Les plus grands galets à la base du profil atteignent un diamètre de 70 cm. Photo D. Kälin, 2013.

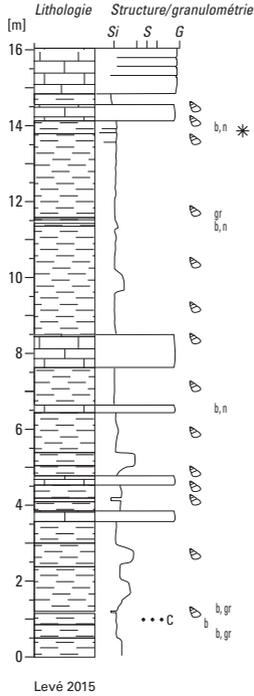
Un dépôt de poudingue comparable à celui de Tramelan se trouve dans la branche de la source de la Sorne située à l'ouest des Genevez (coord. 2576.880/1234.100). Un niveau de poudingue, épais d'un peu moins de 7 m et contenant deux horizons de sol rougeâtre de faible épaisseur (fig. 12, 13), succède à de la marne gréseuse bleu brunâtre. Cette marne contient, en plus de fragments de gastéropodes, quelques restes de mammifères qui ont permis d'attribuer la succession à l'OSM.

A l'ouest de Tramelan, le poudingue repose sur de la marne rouge formée par pédogenèse. La marne rouge, parsemée de petits galets calcaires, affleure dans de nombreux jardins et caves du quartier des Navaux (les habitants du lieu la nomment «les Rouges Terres»; feuille Chasseral). Son épaisseur pourrait atteindre plusieurs décamètres.

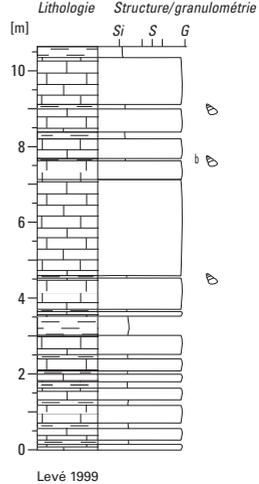
1 Les Genevez
2576.880/1234.100



2 Tramelan
Armée du salut
2575.215/1230.340



3 Tramelan
2575.300/1230.530



Lithologie

-  Poudingue
-  Mudstone, p.p. avec niveaux de grès resp. de galets
-  Argilite, siltite
-  Calcaire marneux (calcaire d'eau douce)

Granulométrie

- ∅ 70cm Diamètre maximal des galets
- G Gravier
- S Sable (fin - moyen - grossier)
- Si Silt

Structure

-  Moucheture (gris bleuté-brun, gris-rougeâtre)
- gr, n, b, r Coloration particulière: gr - gris, n - noir, b - brun, r - rouge
-  Stratification horizontale, lamination
-  •••C Concretions calcaires (caliche)

Fossiles

- * Micromammifères
-  Gastéropodes d'eau douce

Fig.13: Trois profils dans l'OSM des Genevez et de Tramelan de constitution lithologique très différente.



Fig.14: Profil à travers l'OSM fossilifère dans une excavation à Tramelan (Armée du salut, coord. 2575.215/1230.340, vue en direction de l'ouest; voir aussi fig.13). Marnes brun chocolat avec de très abondants gastéropodes et de rares restes de mammifères. Sur la gauche, calcaire d'eau douce gris à beige, en partie truffé de petits gastéropodes d'eau douce. La polarité stratigraphique de la succession n'est pas connue. Il en va de même pour l'origine, tectonique ou gravitaire, du plongement des couches vers le nord. Photo D. Kälin, 2015.

Les niveaux de poudingue relativement épais et constitués de matériel exclusivement local attestent d'un relief conséquent de l'épaule ouest du fossé de la Dépression rauracienne à l'époque du dépôt de l'OSM.

m₄ Calcaire d'eau douce et marne

L'OSM se trouve au centre de Tramelan sous la forme de calcaires d'eau douce et de marnes (ROLLIER 1892, FORKERT 1933). Ces dépôts n'affleurent que très peu et n'ont été décrits que de manière sommaire jusqu'ici. En été 2015, une fouille aux coord. 2575.215/1230.340 a mis au jour une alternance de calcaires d'eau douce et de marnes (fig.13, 14; un sondage foré au préalable figure sur la carte). La succession, épaisse d'environ 25 m, s'est avérée exceptionnellement fossilifère; 12 horizons contenaient une faune de gastéropodes, en partie dans un état

de conservation excellent, et une faunule a été découverte dans une marne brun chocolat. Les lithologies, faciès et contenu fossilifère présentent une grande similitude avec les dépôts d'eau douce du Locle (FAVRE 1911, FAVRE et al. 1937, KÄLIN et al. 2001). Les mammifères récoltés confirment la présence de la base de la zone de mammifères MN7+8; cette attribution stratigraphique est corroborée par la présence des Characées *Lychnothamnus antiquus* et *Lychnothamnus duplicicarinatus* de la zone à *Nitellopsis (Tectochara) ginsburgi*.

A noter encore qu'un affleurement a été créé en 1999 dans une succession constituée dans une large mesure de calcaire d'eau douce, au sud du réservoir, aux coord. 2575.300/1230.530 (fig. 13).

m_{4G} Glimmersand

Durant toute la période de dépôt de l'OSM, le drainage du Bassin molassique du nord des Alpes s'est effectué à travers un système d'écoulement considérable dans l'axe du bassin (LEMCKE et al. 1953). Le bassin versant de ce système fluvial se trouvait à l'est des Alpes orientales; ses dépôts sont caractérisés par une teneur élevée en micas (Glimmersand, LEMCKE et al. 1953, HOFMANN 1960).

Les analyses pétrographiques de HOFMANN (1969) ont confirmé la présence de Glimmersand en rive droite du dépôt axial au Golat, au nord de Sorvilier, dans la Vallée de Tavannes et près de Cortébert dans le Vallon de St-Imier. KÄLIN (1993) a encore trouvé deux affleurements complémentaires de Glimmersand sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Le premier se trouve au cimetière de Tramelan (coord. 2574.600/1230.160), le deuxième dans le forage Tramelan La Tuilerie (coord. 2577.410/1230.935; n° 3, chap. Forages). Le sable micacé pur, tel qu'il apparaît dans l'OSM de Suisse orientale, se caractérise par son contenu en minéraux lourds avec une teneur très élevée en grenat (jusqu'à 90%), un peu d'épidote (en moyenne 12%) et une teneur élevée en staurolite. Par leur teneur élevée en épidote et réduite en grenat et staurolite, les affleurements de Glimmersand du Jura bernois témoignent d'apports considérables en provenance de l'épandage du Napf.

Les conditions de recouvrement de l'OSM

Le forage Tramelan La Tuilerie (voir plus haut) a traversé dans ses 60 premiers mètres une succession de calcaires d'eau douce et de marnes qui semblait recouvrir directement le grès de l'OMM. A l'ouest de Tramelan en revanche, c'est de la marne rouge, directement sus-jacente au Mésozoïque (Formation du Twannbach), qui forme la base de l'OSM. En tenant compte du fait que les passées de poudingue n'apparaissent que dans la partie occidentale de la zone d'extension de l'OSM de Tramelan, on peut partir du principe que les dépôts de l'OSM, comme toutes les autres unités de la Molasse, recouvrent de manière discordante l'épau-

ment ouest du fossé de la Dépression rauracienne. La base de l'OSM serait ainsi plus âgée à l'est de Tramelan qu'à l'ouest du village. L'âge relativement jeune de l'OSM (base de la zone de mammifères MN7+8) corrobore aussi cette hypothèse. Cet âge a pu être établi dans la succession de calcaires d'eau douce et de marnes d'une fouille à Tramelan (voir plus haut).

M Molasse non différenciée

En raison des mauvaises conditions d'affleurement et du manque de données biostratigraphiques, l'attribution de nombreux affleurements molassiques des Franches Montagnes à une formation ou parfois même à un groupe lithostratigraphique (USM, OMM, OSM) n'a pas été possible. C'est le cas de l'affleurement temporaire au sud-est de Lajoux, aux coord.2577.795/1236.145, où a été trouvée de la marne rouge en partie calcaire, contenant des galets de calcaire du Malm peu arrondis et pouvant atteindre la taille d'une tête. Cet affleurement correspondrait peut-être à la marne rouge de la base de l'OSM. GLAUSER (1936) mentionne un autre affleurement de molasse au sud-ouest du Pré Petitjean dont l'attribution lithostratigraphique est incertaine: deux bancs de poudingue séparés par une marne à Hélicidés aux coord.2570.900/1235.600 et un affleurement de poudingue similaire, aujourd'hui complètement recouvert de végétation, dans le coin de forêt plus au sud-ouest (coord.2570.335/1235.345). Le premier affleurement est aujourd'hui recouvert par une décharge. Ces deux affleurements pourraient eux-aussi être attribués à l'OSM.

b Brèche tectonique

Près de Montsassier dessus, 1,7 km au nord-est de Fessevillers (coord. 2561.040/1238.185), une brèche tectonique apparaît le long de la branche est du décrochement de la Ferrière. Elle s'est développée à partir d'une fissuration fine et intense de la Formation de Reuchenette. Près de la Seigne Dessus (coord. 2578.615/ 1241.815), une brèche tectonique compacte et très dure affleure près d'un accident secondaire de la zone transversale transpressive de la Caquerelle. Elle est probablement constituée de calcaire de la Formation de St-Ursanne. L'épais recouvrement limoneux empêche de voir d'autres failles et brèches tectoniques.

Une autre brèche tectonique affleure le long du chevauchement du Gipou. Dans le bord escarpé du fossé au sud de Chez le Bôle (coord.2562.850/1231.600), près d'un ancien sentier situé au-dessus des calcaires en bancs minces horizontaux et non perturbés de la Formation de Reuchenette, affleure un niveau épais de 20 cm de marne jaune intensément traversé de veines de calcite. Un calcaire en

bancs d'apparence lenticulaire de la Formation de St-Ursanne y fait suite. En raison de sa faible extension, l'affleurement ne figure pas sur la carte.

Les indications liées à l'âge des brèches tectoniques se trouvent dans le chapitre Tectonique.

Galets allochtones [«Geröllstreu»]

Dans le triangle La Chaux-des-Breuleux-Lajoux-La Tanne en particulier, des galets composés principalement de quartzite sont présents dans des limons d'altération jaune-brun gréseux, assez épais par endroits, avec également du grès généralement décoloré. ROTHPLETZ (1933, p.105) mentionne en outre la présence de concrétions de limonite aux formes irrégulières.

Tandis que la formation d'au moins une partie de ce «gravier résiduel» au sud du territoire de la feuille est liée aux glaciations alpines (voir plus bas), l'altération d'une ancienne formation contenant du gravier doit être envisagée pour les galets allochtones situés plus au nord. Le poudingue marin polymicte à la base de la Formation de St-Gall ou les conglomérats de la Formation du Bois-de-Raube (anciennement les «Sables et graviers vosgiens») entrent en ligne de compte. KEMNA & BECKER-HAUMANN (2003) arrivent à la conclusion que la dispersion de graviers dans le limon du Bassin de Laufon est plus vraisemblablement due à l'altération de poudingue jurassien (Juranagelfluh) au Miocène tardif.

QUATERNAIRE

Pléistocène

A l'exception d'une calotte glaciaire locale sur le Moron qui se serait étendue jusqu'à la Montagne de Saules (SCHLÜCHTER 2009), l'ensemble du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier était exempt de glace au cours de la Dernière Période glaciaire (Période glaciaire du Birrfeld, GRAF 2009; «Würm»). Ni la calotte jurassienne, ni la glace alpine du Glacier valaisan (SCHLÜCHTER 2009; Glacier du Rhône), n'ont atteint cette région au Pléistocène tardif. Par conséquent, les formations glaciaires reconnues sur la feuille Bellelay-Saignelégier, de même que la majorité des graviers quaternaires, datent au moins du Pléistocène moyen. Leur âge exact est difficile à établir. Les datations par isotopes cosmogéniques de blocs erratiques sur le Montoz, 4 km à l'ouest de l'angle sud-est de la feuille, ont fourni des valeurs atteignant presque 140 ka BP (GRAF et al. 2007, 2015), ce qui correspond à l'Avant-dernière Période glaciaire (Période glaciaire de Beringen, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011). Il est probable néanmoins que de la glace alpine ait pénétré sur le territoire de la feuille auparavant déjà (GRAF et al. 2015; Période glaciaire de Möhlin?, GRAF 2009).

q_m Till (moraine) et graviers, altérés, p.p. délavés

Les plus anciens vestiges glaciaires sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier sont constitués de matériel altéré, souvent remanié et délavé, provenant d'au moins une avancée du Glacier valaisan au Pléistocène moyen. En remplissant la dépression de Tavannes-Tramelan, la glace se serait étendue jusqu'à Bellelay au moins (ROTHPLETZ 1933), voire même jusqu'à Sornetan. Deux affleurements de matériel alpin au sud de Charmauvillers marquent peut-être la limite de la glace à l'ouest du territoire de la feuille. Ce matériel est toutefois déplacé.

Dans la Vallée de Tavannes, les affleurements de till sont rares car généralement recouverts de dépôts d'altération de l'USM glissés et tassés ou de masses glissées. Lors des levés cartographiques, du till constitué de matériel jurassien a été découvert sous un bloc tassé de Molasse alsacienne (fig.15) au cours d'une fouille destinée aux travaux de fondation d'un pont autoroutier de l'A16 (coord. 2584.530/1231.180).

Au Fuet en 2012, lors de travaux de rénovation d'une ancienne maison, 100 m au nord du pt 841 m, du till gris verdâtre affleurerait de manière temporaire (voir également ROTHPLETZ 1933). Dans le virage au nord du pt 912 m, des blocs cristallins (quartzite, schiste vert et radiolarite) ont été dégagés lors de travaux d'entretien au bord de la route.

L'avancée du glacier jusqu'à Bellelay au moins est attestée par la présence de blocs erratiques au pied sud et à l'extrémité occidentale du Moron, ainsi que d'un bloc de quartzite blanche arrondi de 1 m de grandeur, à 870 m d'altitude et 40 m à l'ouest du virage en épingle à cheveux de la route Saules-Montagne de Saules. ROTHPLETZ (1933) y a mentionné du «cristallin valaisan» (gneiss, schiste) lors de travaux de terrassement.

Le «Caillou de Sornetan», près de la route Sornetan-Le Pichoux (coord. 2583.790/1235.630), constitué vraisemblablement de «Buntsandstein alpin» (ROLLIER 1909), permet encore de documenter l'extension du glacier quelques kilomètres plus loin. Un bloc de quartzite, d'une taille de près de 0,5 m et enterré à 920 m d'altitude au nord-ouest de Châtelat (coord.2580.960/1236.040), confirme une avancée de la glace au-delà de Bellelay.

ROTHPLETZ (1933) décrit des affleurements temporaires de till dans les talus du tracé des Chemins de fer du Jura (CJ) et de la route Tramelan-Tavannes dans cette même région. Il s'agit de blocs d'origine alpine et jurassienne (Molasse du Jura incluse), striés et moyennement arrondis, qui se trouvent dans une matrice gréseuse. ROTHPLETZ (1933) mentionne divers schistes et gneiss, de l'éclogite, du Poudingue de Vallorcine ainsi que des granites et quartzites (ces dernières ne peuvent toutefois que difficilement être différenciées avec certitude d'éventuels petits galets de Buntsandstein issus de l'altération d'une ancienne formation contenant du gravier, en particulier sur le plateau de la Tanne). La plupart des blocs erratiques qui existaient encore au début du XX^e siècle (FORKERT 1933) ont

aujourd'hui disparu; ils ont été transportés dans des jardins ou détruits. Deux blocs erratiques de granite existent encore 120 m au sud-est de l'intersection de la route (pt 836 m) à l'est du Moulin Brûlé ainsi que deux autres blocs de calcaire du Malm arrondi se trouvant immédiatement au nord du tracé du chemin de fer et 200 m au nord-est d'Orange. FORKERT (1933) décrit un affleurement de till à l'est de la gare de Tramelan et plus au nord-est, dans le versant jusqu'à la Fin du Tilleul, dans lequel se trouvent non seulement un bloc erratique alpin mais aussi des quartzites d'origine incertaine qui, elles-aussi, pourraient éventuellement provenir des niveaux de poudingue de la Formation de St-Gall (OMM) sous-jacente. FORKERT (1933) a trouvé en bordure nord de Tramelan du matériel erratique jusqu'à une altitude de 970 m. En bordure sud du village, de la moraine de fond, grise à grains fins et probablement délavée, affleurerait dans la dépression des Lovières (territoire de la feuille Chasseral) lors de travaux d'assainissement en 2013. Elle contenait des blocs de calcaire et de petits éléments alpins.

Plus à l'ouest sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, seuls deux affleurements de matériel alpin ont été cartographiés. L'un se situe en dessous de Charmauvillers (coord. 2560.750/1231.900) et l'autre près de la Grapotte (coord. 2560.555/1230.900). Il s'agit de tas de pierres ramassées aux alentours contenant des blocs de roches vertes de la taille d'une tête.

L'origine alpine des petits galets allochtones contenus dans le limon, composés en partie de quartzite et de granite, et présents surtout dans le quadrant sud-est du territoire de la feuille demeure incertaine (voir plus haut).

q_gB Gravieres de la Birse

Des affleurements résiduels d'anciens graviers s'étendent dans le fond de la vallée de la Birse, de sa source au pied nord du Col de Pierre Pertuis (territoire de la feuille Chasseral) en direction de l'aval (ROTHPLETZ 1933, PFIRTER et al. 1996). Sur le territoire de la feuille, la limite supérieure des affleurements de graviers se situe entre 15 et 35 m au-dessus du niveau actuel du fond de la vallée. Des sondages à Tavannes ont atteint la Molasse alsacienne à 10 m sous les alluvions récentes. Il en ressort que les Gravieres de la Birse ne s'étendent probablement pas en-dessous du fond de la vallée actuel, ce qu'indique également la carte.

A Tavannes, à l'ouest de la Birse, des graviers grossiers, bien arrondis, constitués presque exclusivement de calcaire du Malm sont entaillés à 200 m au nord de l'embranchement en direction de Tramelan. Des blocs d'un diamètre atteignant jusqu'à 1 m sont visibles en dessous de l'église réformée font aussi partie des Gravieres de la Birse. Le meilleur affleurement des Gravieres de la Birse se trouve dans la gravière abandonnée du Moulin de Loveresse juste avant la confluence de la Birse et de la Trame aux coord. 2584.700/1231.850. Le gravier y est constitué principalement d'éléments de Calcaire d'eau douce de Delémont (USM, environ 60%) et de calcaires du Malm (environ 25%), moyennement arrondis atteignant la taille

d'une tête; le reste du matériel comprend du grès coquillier et glauconitique de l'OMM, du matériel alpin, ainsi que du sable meuble qui apparaît le plus souvent en lentilles. Les composants alpins sont plus arrondis; le diamètre de leurs grains diminue sensiblement vers l'aval.

Le dépôt des Gravieres de la Birse remonte au minimum à une phase tardive (phase de retrait) de l'Avant-dernière Période glaciaire (Période glaciaire de Beringen, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011).

q_{sD} Sables calcaires du Doubs

Dans la partie nord-ouest du village de Soubey, des sables calcaires grossiers, cimentés à certains niveaux, et à stratification oblique, affleurent aux coord. 2570.430/1239.970 à une altitude de 510 m, c'est-à-dire 35 m au-dessus du niveau actuel du Doubs. Ils ont déjà été signalés par BUXTORF (1910) et interprétés par BUXTORF & LEHNER (1920) comme le témoin d'un ancien cours du Doubs (voir également GLAUSER 1936). Les sables calcaires contiennent une faible proportion d'éléments cristallins alpins qui proviendraient du matériel erratique du Glacier valaisan déposé dans la région du cours supérieur du Doubs (BUXTORF 1910).

q_{gD1} Gravieres du Doubs, terrasse jusqu'à 60 m au-dessus du niveau actuel du Doubs

Les Gravieres du Doubs peuvent être classés en deux groupes (q_{gD1}, q_{gD2}) en se basant sur l'altitude de leur limite supérieure au-dessus du niveau actuel du Doubs. Un âge relatif résulte de cette subdivision morphostratigraphique; les affleurements ne sont cependant pas datés chronostratigraphiquement.

A l'est de Goumois, les Gravieres du Doubs forment deux vestiges de terrasses à environ 555 m d'altitude qui pourraient correspondre à un ancien fond de vallée (SUTER 1976). Le gravier affleure dans une coupe de chemin à 150 m à l'est du poste de douane (coord. 2563.300/1234.650). Des graviers gréseux bien arrondis, constitués de calcaire jurassien et <1% d'éléments cristallins (gneiss et mica-schiste) qui proviendraient du matériel erratique du Glacier valaisan y sont visibles (SUTER 1976). Entre la route menant à Goumois et la ferme Mouillet, les Gravieres du Doubs sont finement stratifiés et cimentés. La partie du gisement de graviers au nord de Goumois, s'étendant presque jusqu'à la rivière, se serait déplacée de manière gravitationnelle. Sur le côté français, les équivalents du plus haut niveau des Gravieres du Doubs sont fortement mélangés à d'autres matériaux en reptation et ont par conséquent été cartographiés comme limons d'altération et colluvions, mélangés à des éboulis.

Plus en aval du Doubs, les gisements supérieurs des Gravieres du Doubs apparaissent au pied de la clairière au-dessus du Moulin du Plain, où se trouvent de petits galets calcaires. A l'est de la Verrerie Caborde, dans la boucle de la rivière à

une altitude de 510–530 m, affleurent des graviers composés de 10% de calcaire biodétritique du Membre de Bollement (Dalle nacrée) ainsi que de rares galets de schiste vert. Dans le coude du Doubs plus en aval, au pt 483 m, des galets bien arrondis du Malm et du Dogger, d'une taille allant jusqu'à 0,5 m, ont été mis au jour en 2004 de la vire affouillée au niveau du Membre de Porrentruy, entre 500 et 520 m sous des arbres déracinés; la limite supérieure de cet affleurement devrait se situer vers 530 m d'altitude. Il n'est pas exclu qu'en cas de circonstances favorables d'autres petits gisements de graviers de ce type puissent être découverts.

Les gisements supérieurs des Graviers du Doubs pourraient éventuellement être rattachés à une accumulation subséquente aux tassements de Cherchenay et de Roche Brisée. Leur âge n'est pas connu; on peut néanmoins supposer qu'ils ne sont pas plus jeunes que le Pléistocène moyen.

q_gD2 Graviers du Doubs, terrasse jusqu'à 15 m au-dessus du niveau actuel du Doubs

Les Graviers du Doubs du niveau inférieur affleurent au sud et au nord de Goumois (F) sur la rive du Doubs, respectivement un peu au-dessus, puis plus en aval, sur les rives gauche et droite au sud du Bois de l'Ermitage; à cet endroit affleurent des graviers calcaires en partie cimentés, granoclassés et à stratification oblique. Avant la Réchesse, des graviers calcaires bien arrondis, cimentés et à stratification oblique affleurent sur la rive sud du Doubs jusqu'à environ 12 m au-dessus du niveau de la rivière (460 m d'altitude). En dessous de la colline du Chételat, des galets calcaires se trouvent en masse sur la terrasse des deux côtés de la petite route jusqu'à une altitude de presque 570 m. Sur la rive nord du Doubs au sud de la ferme de Chervillers, les graviers dispersés atteignent à peine cette altitude. Les Graviers du Doubs dans les environs de la Réchesse se sont peut-être déposés dans un lac formé suite au tassement du Pâturage sous les Roches (voir plus bas). Le dernier gisement du niveau inférieur des Graviers du Doubs se trouve au pied de la masse tassée du Poye, quelques mètres au-dessus du niveau de la rivière.

L'âge des Graviers du Doubs situés au maximum à près de 15 m au-dessus du niveau actuel du Doubs, n'est pas connu. Cet âge devrait se situer au Pléistocène moyen ou tardif.

Pléistocène ou Holocène

Masses glissées

En plus des levés sur le terrain, les masses glissées représentées sur la feuille Bellelay-Saignelégier (amas de blocs et éboulis solifluidaux inclus) ont aussi été



Fig. 15: Bloc tassé de Molasse alsacienne (marnes verdâtres avec bancs calcaires rougeâtres clairs, sur la droite de l’affleurement) reposant sur du till du Pléistocène moyen composé de matériel jurassien (brun, sur la gauche et le bas de l’affleurement). Tous deux font partie des dépôts d’altération glissés et tassés, qui recouvrent de larges secteurs de la Molasse alsacienne. Il est à noter que le banc à la base du bloc tassé n’est pas déformé. On peut remarquer d’autre part que la morphologie du terrain n’est pas influencée par les deux lithologies pourtant distinctes. Affleurement temporaire, travaux de fondation d’un pont autoroutier de l’A16 (coord. 2584.530/1231.180). Hauteur de l’affleurement (à gauche) env. 5 m. Vue en direction de l’est. Photo D. Kälin, 2007.

distinguées et délimitées au moyen du modèle numérique de terrain swissALTI^{3D} et de vérifications finales in situ. Les masses glissées qui se manifestent de manière nette sur le plan morphologique et qui sont par conséquent relativement récentes, voire en partie toujours actives, sont distinguées par des surfaces blanches avec symboles de glissement tandis que les phénomènes de glissement plus diffus sont représentés au moyen de symboles isolés directement sur la surface de la formation concernée.

Les masses glissées sont presque exclusivement issues d’unités riches en argile et en marne, à savoir principalement la Formation de Bärschwil et la Molasse alsacienne, mais aussi le Keuper, les Argiles à Opalinus et le Membre de Saulcy de la Formation d’Ifenthal. En tant que dépôts gravitaires, les masses glissées apparaissent aux endroits présentant les plus fortes déclivités. Sur le territoire de la feuille, ce sont pour l’essentiel les flancs de la vallée du Doubs et ses vallons latéraux dans lesquels des masses glissées sont parfois nombreuses et étendues. De

grandes masses glissées se trouvent autour du Château Cugny au nord-est de Vautenaivre, sur la Pâtüre du Praissalet au nord-ouest du Bémont, à Sous les Roches à l'est de la Racine, dans Combe Tabeillon, ainsi que dans les Gorges du Pichoux et d'Undervelier.

Dans la Vallée de Tavannes, dans les vallées de Monible-Souboz et d'Undervelier, ainsi qu'en bordure sud du Bassin de Delémont près de Berlincourt, de vastes surfaces de Molasse alsacienne sont recouvertes par des dépôts d'altération glissés et tassés (distingués sur la carte avec $\mathbf{o}_3\text{-m}_1$), dont la puissance varie et peut atteindre des valeurs conséquentes (15–25 m). Cette couverture de dépôts, qui peut contenir également du till du Pléistocène moyen et des compartiments tassés de Molasse alsacienne (fig. 15), a notamment été sondée et entaillée lors de la construction de l'autoroute A16 sur le versant sud de la Vallée de Tavannes. Au contraire des masses glissées récentes qui ont une morphologie typique, les dépôts d'altération glissés et tassés présentent généralement une surface plutôt régulière (fig. 15) qui dans l'ensemble laisse supposer un âge plus ancien. On peut supposer que la formation de la couverture de dépôts s'est déroulée en plusieurs phases et sur une longue période: depuis le retrait du Glacier valaisan dans sa zone d'extension lors de l'Avant-dernière Période glaciaire (Vallée de Tavannes, vallée de Monible-Souboz), en dehors de celle-ci vraisemblablement depuis plus longtemps encore. La datation au ^{14}C de bois provenant de la couverture de dépôts dans la fouille du passage menant à la ferme la Charbonnière, sous le pont autoroutier au sud-est de Reconvilier, a indiqué un âge (ponctuel) de 58 ka (KISSLING 2008).

Une indication sur l'âge de masses glissées, qui se manifestent encore de manière distincte sur le plan morphologique, est apportée par la datation dendrochronologique de troncs d'arbres en partie encore enracinés, découverts lors de la construction de l'autoroute A16, jusqu'à 7 m de profondeur, dans la masse glissée près des Rosiers au sud de Pontenet (1 km à l'est du bord du territoire de la feuille). Elle a révélé que les nombreux troncs ont été recouverts lors d'un glissement de terrain en l'an 3435 av. J.-C. (C. Gerber, C. Bugnon, comm. écrite).

La masse glissée dans la vallée du Doubs, à l'est du Champois, est un exemple impressionnant témoignant des phénomènes encore actifs sur le territoire de la feuille. Un glissement de grande ampleur s'est déroulé à cet endroit le 25 mars 2001, en dessous de la Roche Brisée, après une période de précipitations abondantes. Une masse d'une largeur atteignant près de 300 m s'est mise en mouvement au-dessus des Argiles à Opalinus et de la Formation de la Staffelegg, 550 m au sud-est du Doubs et 120 m au-dessus du lit de la rivière. Elle a glissé sur près de 120 m en direction du Doubs à raison de 5 m/h le premier jour. La masse glissée, dont l'épaisseur a été évaluée à 20 m, a atteint le Doubs et déplacé sa rive droite de quelques mètres. Elle se compose principalement d'Argiles à Opalinus altérées et de lithologies riches en argile provenant de la Formation de la Staffelegg, le tout entremêlé d'éboulis issus du Hauptrogenstein et de la Formation du Passwang. La masse est délimitée sur les côtés par des zones de rupture nettes; la surface de la

masse glissée est disloquée et gorgée d'eau sur une grande surface du fait de nombreuses résurgences. Au terme des levés cartographiques de la feuille Bellelay-Saignelégier, seuls de faibles mouvements de terrain pouvaient encore être observés.

Masses tassées

Masses tassées disloquées

Cette section décrit à la fois les masses tassées constituées de grands compartiments peu ou pas déformés pouvant être cartographiés individuellement et les masses tassées disloquées en blocs trop petits pour pouvoir être représentés à l'échelle de la carte, car leur processus de formation est le même. Dans la légende de la carte par contre, les masses tassées disloquées sont rattachées aux amas de blocs (voir plus bas), puisqu'elles ne peuvent être différenciées que sur la base de la situation géomorphologique du matériel s'étant déposé principalement lors de processus d'éboulement. Cette différenciation reste incertaine dans de nombreux cas.

Masses tassées en relation avec les anciens cours du Doubs

En dessous de Soubey, le cours du Doubs a été déplacé en alternance par deux grandes masses tassées qui se font face, celles de Chercenay et Roche Brisée ainsi que celles du Pâturage sous les Roches et du Poye (PENCK & BRÜCKNER 1901–1909, BUXTORF & LEHNER 1920, GLAUSER 1936).

Masses tassées de Chercenay et Roche Brisée: GLAUSER (1936) considère le gisement de Sables calcaires du Doubs (q_{sd} , voir plus haut) situé à peu près à 35 m au-dessus du lit actuel, comme le début d'un ancien cours du Doubs qui s'étendait vraisemblablement jusqu'à la confluence du ruisseau au sud de Charoubez en passant par Chercenay et Bringuet, et qui rejoint ensuite le cours actuel de la rivière. L'entaille de cet ancien cours du Doubs aurait pu provoquer le tassement de Chercenay. La masse tassée en grande partie disloquée, constituée des roches issues des Formations de St-Ursanne et de Vellerat, a glissé sur les argiles de la Formation de Bärschwil à l'est de l'arrachement principal de la Pâturage des Plains d'orientation SSW–NNE, soit la direction des failles rhénanes. A l'ouest de l'arrachement, le compartiment tassé du Champ Brochet est contigu à sa niche d'arrachement d'orientation W–E et à la limite de contrepente parallèle bien exprimée morphologiquement. Selon GLAUSER (1936), le compartiment de Dogger du Bringuet, incliné en direction du nord, proviendrait du flanc nord de la fin de la chaîne de Fuesse, situé 500 m plus au nord-ouest, ce qui aurait provoqué le glissement de la masse tassée de Chercenay sur les Argiles à Opalinus ou sur un niveau plus profond. Le monticule de Hauptrogenstein au dessus de Soubey (pt 560 m) semble avoir été happé par le bord du tassement qui l'aurait fait pivoter.

Le Doubs, déplacé vers le sud en amont de Champois par le tassement de Chercenay, aurait déclenché ensuite, selon GLAUSER (1936), le tassement du versant opposé de Roche Brisée, conduisant à son tour au glissement de la voûte de la chaîne de St-Brais sur les Argiles à Opalinus et sur les Formations de la Staffelegg et du Klettgau. Les masses rocheuses boisées de Roche Brisée sont constituées principalement de Hauptrogenstein. Une masse tassée dont l'expression morphologique est encore bien visible se trouve 500 m à l'est des Moulins, elle est cependant complètement recouverte d'éboullis, déplacés de manière passive, et de limons d'altération.

De nombreuses observations réalisées lors du levé de la feuille Bellelay-Saignelégier autorisent cependant une interprétation différente de celle de GLAUSER (1936). Au Bringuet, la série normale inclinée vers le nord semble être une partie du flanc nord de la chaîne de St-Brais plutôt qu'une partie de la chaîne de Fuesse, respectivement de l'anticlinal d'Epiquez. A l'est sa position contre le flanc sud parfaitement conservé de cette dernière, suggère un emplacement par le jeu d'une faille décrochante dextre ou par un tassement du versant sud du Doubs. Puisque cette partie de la vallée est dominée par des mouvements explicitement sénestres, c'est plutôt le mouvement de tassement qui entre en ligne de compte. Cette interprétation a été retenue sur la carte. La masse tassée de Chercenay, bien que plus grande, pourrait être responsable du refoulement le plus restreint, puisque contrairement à l'avis de GLAUSER (1936), il n'y a aucun tassement simultané avéré du cœur de Dogger de la chaîne de Fuesse (respectivement de l'anticlinal d'Epiquez) et que seul le Malm calcaire s'est donc déplacé. D'un autre côté, un potentiel d'énergie bien plus grand existe sur le versant au-dessus du Champois puisque la crête de Dogger se trouve au moins 150 m plus haut à cet endroit que du côté de Chercenay.

Il est donc concevable que le Doubs, ayant creusé son lit dans le synclinal des Rosées-Clairbief, ait pu être à recouvert de manière répétée par de plus petites masses provenant du nord, tandis que le grand compartiment du Bringuet serait parvenu à sa position actuelle suite à un tassement soudain du versant sud opposé; l'eau du Doubs accumulée se serait ensuite frayé un chemin à travers les masses argileuses vers le sud.

Aucun indice de mouvements profonds récents des masses tassées, tels que des crevasses profondes, n'a été observé. En revanche, une tendance superficielle au glissement persiste localement, elle s'est manifestée en 2001 à l'est du Champois sous la forme d'un glissement de terrain (voir plus haut).

Masses tassées du Pâturage sous les Roches et du Poye: La masse tassée située sur la rive nord du Doubs forme la colline du Pâturage sous les Roches. Elle est fortement disloquée et recouverte de limons d'altération en partie mélangés à des éboullis. Le Doubs, ayant creusé son lit dans la Formation de St-Ursanne en position horizontale dans le fond de la vallée, pourrait être à l'origine de son glisse-

ment; ce qui a eu pour conséquence la formation d'un lac dans lequel les Gravieres du Doubs (niveau inférieur, q_{gD2} , voir plus haut) de la Réchesse et des environs se sont accumulés.

La grande masse tassée du Poye, située un peu plus en aval sur le versant opposé, s'étend de la Charbonnière jusque dans la partie ouest de la Côte des Rosées. Elle comporte aussi bien des parties disloquées que des compartiments cohérents plus grands, constitués principalement de calcaire de la Formation de St-Ursanne qui ont glissé sur les argiles de la Formation de Bärschwil.

Il n'est pas certain que les deux masses tassées en aval de Chervillers se soient influencées l'une l'autre de la même manière que celles de Chercey et Roche Brisée. Ici aussi, aucun indice de mouvement récent n'a été constaté.

Les autres masses tassées

En plus des masses tassées de la vallée du Doubs près de Soubey et plus en aval décrites ci-dessus, les masses tassées suivantes apparaissent le long du Doubs et dans ses vallons latéraux:

- Au-dessus de la zone de rupture de l'écroulement de la Goule, les bancs calcaires de la Formation de Reuchenette au front du chevauchement de la Grapotte sont tassés.
- La Croix du Seuillerot, située 1 km à l'est de Charmauvillers, se trouve sur une limite de contre-pente largement ouverte derrière un compartiment de calcaire de la Formation de Reuchenette long de 150 m.
- Sur le versant de Valoreille, en face du Theusseret, des compartiments tassés constitués de calcaire des Formations de Courgenay et de Reuchenette se trouvent sur la trajectoire d'un écroulement.
- Sur le versant opposé, aux environs du pt 1000 m, dans le flanc nord de l'Arête des Sommètres, un paquet traversé par une limite de contre-pente profonde et des crevasses glisse sur les marnes du Membre de Röschenz en direction de Cerneux Musat. Il est constitué du Membre du Hauptmumienbank, ainsi que par les Formations de Balsthal et de Reuchenette.
- Plusieurs masses tassées en partie disloquées constituées de calcaire de la Formation de St-Ursanne se trouvent dans la cluse de Goumois; avec celles de Montbaron et celles de Bécors au nord-est, elles présentent une limite de contre-pente bien distincte ainsi que des compartiments isolés le long de la route entre Belfond Dessous et Mouillet. La partie française de Goumois se trouve principalement sur le Membre de Bollement (Dalle nacrée) tassé au cœur de la chaîne de Vellerat.
- Dans la partie supérieure du fossé entre Fessevillers et Gourgouton ainsi qu'au-dessus de ce dernier hameau se trouvent de grands compartiments renversés du Membre de Bollement qui ont glissé sur les argiles du Membre de Saulcy.

- A la bordure sud-ouest du Château Cugny, des compartiments en forme de tour se détachent du plateau formé par la Formation de St-Ursanne; une limite de contrepente prononcée se trouve sur la bordure nord-est.
- A l'est de la cuvette de la Goule comblée par un amas de blocs, dans la vallée du Bief de Fuesse, la Formation de Courgenay est tassée et traversée de crevasses remplies de travertin (coord. 2565.750/1240.800).
- Près de la Baraque au nord-est de Patalour, 2,5 km au nord-est des Pommerrats, des compartiments du Membre de Bollement (Dalle nacrée) ont glissé sur les argiles du Membre de Saulcy et se sont fortement fracturés. La masse tassée et disloquée passe en périphérie à une masse glissée. Plus bas, dans la Combe du Bief et sur le versant opposé du Noir Bois, le Membre de Bollement a glissé sur la Formation de Bärschwil.
- Au nord de St-Brais, de grands blocs se détachent du Membre de Bollement en dessous de la ferme Césai et descendent en direction de la vallée.
- Dans le versant escarpé de la Roche aux Morts à l'est de Soulcé-Cernay, de grands compartiments des «Calcaires de transition au NW» ont glissé sur la Formation de Bärschwil.

En dehors de la vallée du Doubs, des masses tassées se trouvent encore aux endroits suivants:

- Au sud-ouest et au sud-est de Berlincourt, des compartiments constitués du Membre du Hauptmumienbank, ainsi que des Formations de Balsthal et de Reuchenette, ont glissé vers le nord depuis la chaîne de Vellerat.
- Près du Mont dans le versant ouest des Gorges du Pichoux et au nord d'une faille d'orientation SW-NE, des paquets affaissés de la Formation de St-Ursanne, du Membre de Bollement et du Hauptrogenstein glissent en direction de la vallée.
- Près de l'extrémité orientale fortement plongeante de la chaîne des Places se trouvent un tassement de la Formation de Reuchenette et un autre affectant la Formation du Twannbach. La Formation du Twannbach est également tassée en dessous de la Montagne de Saules, 3 km plus à l'est.
- Des masses tassées de Molasse alsacienne se trouvent aussi au sein de la vaste couverture de dépôts d'altération, parfois profonde, au-dessus de la Molasse d'eau douce inférieure ($\mathbf{o}_3\text{-}\mathbf{m}_1$), tel que l'a montré l'entaille de près de 8 m de profondeur creusée pour le passage sous le pont autoroutier menant à la ferme la Charbonnière au sud-est de Reconvilier, qui a mis au jour plusieurs mètres de marne stratifiée de la Molasse alsacienne ayant glissé sur du till ancien (voir plus haut; fig. 15).

L'âge des masses tassées est difficile à délimiter. Une unique découverte de bois dans les dépôts recouvrant l'USM dans la Vallée de Tavannes (voir plus haut) et comprenant également des compartiments tassés de la Molasse alsacienne, a permis d'obtenir une date ponctuelle sur le territoire de la feuille, à savoir un âge

de 58 ka (KISSLING 2008). Comme décrit plus haut, la formation de ces dépôts de couverture au-dessus de l'USM devait déjà être amorcée depuis longtemps (Pléistocène moyen?). Pour les masses tassées issues des unités mésozoïques, on peut partir du principe que les mouvements de masse datent de l'Holocène. Les grandes masses tassées dans la vallée du Doubs, recouvertes en partie sur de grandes surfaces par des éboulis récents et des limons d'altération, pourraient en revanche être nettement plus anciennes. On peut partir du principe que, pour partie au moins, ces mouvements ont eu lieu en plusieurs phases et sur de longues périodes. Les relations spatiales avec d'autres dépôts autorisent au moins une datation relative des tassements. La masse tassée de Chercenay serait plus jeune que les Sables calcaires du Doubs près de Soubey. Les gisements du niveau supérieur des Gravieres du Doubs (q_{gD1}) pourraient éventuellement être rattachés à une accumulation subséquente aux tassements de Chercenay et de Roche Brisée. Le tassement du Pâturage sous les Roches pourrait avoir mené au dépôt des Gravieres du Doubs (niveau inférieur, q_{gD2}) dans les environs de la Réchesse (voir plus haut), et la juxtaposition de Gravieres du Doubs du niveau inférieur au pied de la masse tassée du Poye aux coord. 2575.050/1241.400 indique que le tassement est plus ancien.

Amas de blocs, dépôts d'éboulement

Comme expliqué dans le chapitre précédent, les masses tassées disloquées qui figurent avec les amas de blocs dans la légende de la carte, sont discutées avec les masses tassées. Les amas de blocs décrits ci-dessous correspondent à des dépôts d'éroulement et d'éboulement. Ils résultent donc de chute de blocs, mais en partie aussi d'amoncellements dont la genèse est incertaine.

Parmi les dépôts d'éroulement sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, le plus apparent est celui qui se trouve près de la Goule dans la vallée du Doubs. En 1356, une masse rocheuse a enseveli le hameau de la Goule qui se trouvait à l'époque sur le versant gauche de la vallée. L'éroulement a été déclenché par le tremblement de terre de Bâle (voir également LAUBSCHER 2007). La route la Goule - Charmauvillers passe au-dessus de la masse comprenant des blocs de la taille d'une maison. L'érosion préférentielle du Membre de Porrentruy, très poreux, au pied de la paroi rocheuse pourrait aussi avoir facilité la rupture de la Formation de Reuchenette sus-jacente, légèrement inclinée vers le sud. Des chutes de pierres permanentes menacent tant la route que la chapelle. BUXTORF (1922) précise que suite à l'éroulement, la rivière s'est vue déplacée contre le versant sud-est de la vallée et coule à un niveau plus élevé. Le Doubs passe toutefois immédiatement après le lac du barrage dans une entaille longue de 250 m dans la roche affleurante. On peut se demander si cette entaille s'est formée au cours des 650 années qui ont suivi l'éroulement et si le Doubs s'écoulait au nord du verrou rocheux avant cet évènement.

Un autre dépôt d'écroulement se trouve près de Valoreille dans le coude du Doubs au Theusseret. Un paquet constitué de calcaires du Malm (du Membre du Hauptmumienbank jusqu'à la Formation de Reuchenette) s'est écroulé (en partie aussi tassé) du versant situé au-dessus de la route. Ses dépôts en partie réduits en poudre recouvrent le versant escarpé au-dessus du Doubs et ont vraisemblablement barré la rivière un certain temps.

Dans la cluse de Goumois, des blocs de la Formation de St-Ursanne se détachent fréquemment au-dessus des argiles de la Formation de Bärschwil. Ainsi, la route menant à Fessevillers, en dessous de Sur le Mont, a dû être protégée par d'imposants ouvrages de protection contre les chutes de pierres et de blocs provenant de la Formation de St-Ursanne.

L'amas de blocs relativement récent au fond de la vallée du Bief de Fuesse s'est formé suite à un petit écroulement qui s'est produit dans les gorges de la Goule. D'autres grands amas de blocs se sont formés dans la vallée du Doubs et ses vallons latéraux suite à des écroulements ou éboulements de moindre envergure ou sont tombés de la paroi rocheuse au-dessus de Patalour, dans les cuvettes de la Fonge et au-dessus du Moulin, dans la zone d'arrachement des Roches du Chargeoux, au-dessus de la masse tassée de Roche Brisée, de la Côte de Monbion en direction de Chervillers ainsi que des parois rocheuses des Roches (au nord-est de St-Brais).

En dehors de la vallée du Doubs, des amas de blocs sont présents sur le bord sud de l'Étang de Bollement et sur le versant nord de Combe Tabeillon à Sceut Dessous. Des amas de blocs recouvrent en outre une bonne partie du fond des Gorges du Pichoux. Deux autres amas de blocs de grande extension se trouvent à l'extrémité orientale de la chaîne des Places. Celle de la Forêt derrière la Rouge Eau, directement à l'ouest du col au-dessus du Fuet, est constituée de calcaires des Formations de Reuchenette et du Twannbach. Elle présente une surface irrégulière, vallonnée, avec des dépressions remplies de limon qui forment une dépression sans exutoire superficiel, et se prolongent jusqu'au niveau du plateau de Bellelay-La Bottière. La genèse de cette masse est incertaine; une partie pourrait être constituée d'une masse tassée disloquée. Un peu plus loin à l'ouest se trouve l'amas de blocs de la Forêt de Montbautier constitué de calcaire de la Formation de Reuchenette. En tant qu'horizon crayeux instable, le Membre de Ste-Vérène pourrait avoir joué un rôle dans la formation de ce dépôt (ROTHPLETZ 1933). Deux amas de blocs en forme de guirlande se trouvent sous le versant escarpé au sud-ouest du Fuet. Celui situé au nord de la ferme Sous Montbautier, est formé d'un arc de près de 150 m de longueur séparé par une dépression remplie de limons d'un deuxième amas rectiligne et orienté dans la ligne de pente du versant.

Eboulis

Les éboulis se forment en continu dans les terrains escarpés et s'accumulent au pied des flancs de vallée et en dessous des parois rocheuses. En fonction de la teneur en argile de la lithologie initiale ils forment des dépôts souvent secs ou mélangés à des limons d'altération.

qeB *Eboulis avec matrice d'argile à bolus remaniée*

La route Fuesse-Indevillers traverse sur une distance d'environ 200 m une brèche grossière d'éboulis calcaire parfois peu consolidée avec une matrice rougeâtre colorée par de l'argile à bolus remaniée. Il pourrait s'agir de dépôts qui se sont éboulés dans une cavité karstique dans le Membre de Röschenz, ou qui résultent de l'écroulement de la cavité elle-même.

qec *Eboulis partiellement cimentés (groise)*

Des éboulis cimentés sont visible au sein de la masse tassée au nord et au nord-est de la ferme Montbaron (pt 711 m) au-dessus de la partie française de Goumois et sous le chemin de la rive au sud de Goumois (coord.2562.850/1233.250), ainsi que dans le versant au-dessus de la STEP de Saignelégier. Le crêt qui s'étend jusqu'au Doubs, avec les maisons situées en bas de Lobschez, est constitué par une brèche d'éboulis dont les éléments proviennent du Membre de Bollement (Dalle nacrée). Cette brèche pourrait être mise en relation du point de vue génétique avec la masse tassée dans le fossé pentu orienté vers l'est. A 200 m au nord de la ferme Geneveret à l'est de Soubey affleure un compartiment tassé constitué de calcaire de la Formation de St-Ursanne et d'éboulis cimentés y adhérent. La route Glovelier-St-Brais traverse au nord du petit tunnel près de la Roche des éboulis cimentés formant un relief long de 150 m dégagé par l'érosion. Pour terminer, des éboulis cimentés apparaissent près de la sortie nord des Gorges du Pichoux.

Limons d'altération et colluvions, mélangés à des éboulis

qL **Limons d'altération et colluvions**

Des limons résultant de processus d'altération, souvent un peu gréseux et limonitisés, recouvrent de vastes surfaces, notamment les reliefs plats et faiblement inclinés des Franches Montagnes et du plateau de Maïche-Damprichard. Dans les versants escarpés, ils sont souvent délavés (colluvions), mélangés aux éboulis ou entraînés par l'eau et accumulés dans les dépressions du terrain. Les limons d'altération mélangés à des éboulis se forment aussi souvent directement à partir de lithologies initiales argilo-calcaires.

Sur le plateau de Maïche, les limons d'altération peuvent atteindre une épaisseur de 3 m, par exemple près de la STEP de Damprichard et, un peu au nord de là, dans les dolines des environs de la Chaux, au pt 793 m.

L'épaisseur des éboulis est très variable et peut même être assez considérable dans les accumulations de faible extension latérale, comme l'ont indiqué des sondages réalisés le long de la Route principale suisse 18 entre Montfaucon et St-Brais. Les étroites bandes d'éboulis limoneux au pied du talus situé côté nord et issus de la Formation de St-Ursanne présentent à certains endroits une épaisseur de plus de 10 m. Des valeurs de plus de 20 m ont été mesurées dans des éboulis limoneux à Tramelan.

Les sols qui se sont développés sur les limons d'altération sont plus perméables que ceux situés au-dessus du Membre à Renggeri. Ces derniers sont caractérisés par des stagnations d'eau et ne sont donc pas acidifiés, ce qui a une incidence sur la composition de la végétation. Ainsi, les hêtres qui apprécient les sols calcaires croissent bien sur les limons d'altération, mais pratiquement jamais sur le Membre à Renggeri.

La vaste couverture de limon sur le territoire de la feuille résulte en grande partie de la longue période d'altération dans cette partie du Jura, restée dans une large mesure libre de glace au Pléistocène.

Holocène

Tuf calcaire

Les gisements de tuf calcaire (calcaire hydrochimique), formant le plus souvent des cônes en dessous de sources de déversement, sont présents principalement dans la vallée du Doubs et ses vallons latéraux. Dans la mesure où ils sont connus, les aquicludes sont mentionnés entre parenthèses dans la liste ci-dessous: Bief d'Etoz (Membre de Röschenz); deux affleurements près du Theusseret (Membre de Röschenz); dans la partie supérieure du vallon, près de la Côte de Saucy à l'est de la partie suisse de Goumois; en dessous de la Grotte du Bief Parou (Formation de Bärschwil); la Vouchotte à 1 km au nord de Goumois (Membre de Röschenz); la Forge (Formation de Bärschwil); deux gisements dans le Bois de l'Ermitage (Membre de Röschenz et éventuellement Formation de Bärschwil); Fontaine Jeule et Chez Philipponet près de Fuesse (Membre de Röschenz); deux cônes de tuf dans le vallon de Charoubetz à l'est de Chercenay ainsi qu'en haut du vallon des Rosées (coord.2576.150/1241.200). En dehors de la vallée du Doubs, deux autres gisements de tuf calcaire apparaissent, l'un à l'entrée sud des Gorges du Pichoux à la limite entre les Formations de Balsthal et de Reuchenette et l'autre dans un fossé rempli de limons d'altération au-dessus de l'USM 250 m au nord-ouest de Souboz.

Cônes d'alluvions

q_b Dépôts torrentiels

L'eau qui s'accumule sur les formations fortement argileuses sur les dos des anticlinaux et dans les combes s'écoule – de manière pérenne ou périodique – dans des ravines torrentielles en aval. Lors de fortes crues, le matériel transporté se dépose dans les ravines elles-mêmes sous forme de dépôts torrentiels et au pied du versant sous forme de cônes d'alluvions. Les plus grands cônes d'alluvions sur le territoire de la feuille se trouvent dans la vallée du Doubs – tous situés sur la rive droite – en aval de la Fonge, près des Moulins et à la Charbonnière. Au Tabeillon, un cône d'alluvions constitué de matériel provenant de l'entonnoir d'érosion est situé à l'ouest de Saulcy; un cône similaire se trouve à la sortie de la cuvette des Effondras au nord-est de Rebévelier dans la vallée d'Undervelier. Quelques-uns des vallons dans les versants molassiques apportent de grandes quantités d'éboulis et de blocs. Dans la Vallée de Tavannes du matériel morainique y est éventuellement aussi incorporé.

q_a Alluvions récentes

Au contraire des dépôts torrentiels qui ont été transportés et accumulés dans les lits de cours d'eau escarpés suite à des laves torrentielles ou des processus similaires de haute énergie, les alluvions récentes se sont aussi déposées – localement de façon prépondérante – dans des eaux stagnantes ou s'écoulant lentement. La transition entre alluvions récentes et dépôts torrentiels est floue, ce qui signifie que leur délimitation n'est pas aussi nette que la représentation sur la carte ne le suggère. Les zones cartographiées comme alluvions récentes peuvent être inondées lors de fortes crues.

Contrairement à ce que pensait BUXTORF (1922), la vallée du Doubs ne possède pas de remplissage alluvial profond sur le territoire de la feuille, ce qui est confirmé par la présence de nombreux seuils rocheux (SUTER 1976), dont seuls les plus marqués sont reportés sur la carte pour des raisons de clarté. A la Goule, le seuil est formé par le Membre du Hauptmumienbank, en dessous de Chez le Bôle (coord.2562.400/1231.600) et au Moulin du Plain par le Membre du Vorbourg. Dans les défilés du Theusseret (Formation de St-Ursanne) et en dessous du Trou de Gourgouton (Membre du Vorbourg) aussi, la rivière doit couler quasiment sur le substratum rocheux. Au-dessus du barrage du Moulin Jeannotat, on peut distinguer une couche horizontale dans l'eau, correspondant probablement au Membre du Hauptmumienbank.

Des zones alluviales plus larges s'étendent au-dessus de la Goule, du Moulin Jeannotat jusqu'aux masses tassées de Chercenay et Roche Brisée, ainsi que jusqu'à Chervillers. En dessous du Poye, des blocs éboulés à partir des versants attirent l'attention dans les alluvions. De plus, on remarque la présence d'alluvions le long du Doubs, près de Soulcé-Cernay.

En dehors de la vallée du Doubs, des alluvions remplissent les fonds de vallée plats de la Birse et de la Trame ainsi que ceux de la Sorne, dans la vallée autour d'Undervelier et de sa cluse en dessous du village, où ils drainent de l'eau souterraine en abondance, et enfin en aval de Berlicourt.

Les tracés des anciens lits des cours d'eau ont été repris d'anciennes cartes topographiques de l'Atlas Siegfried et de la carte nationale de la Suisse 1:25 000. Ils reflètent les changements dans la partie suisse du territoire de la feuille depuis les années 1870.

Tourbières

Tourbières drainées, sols tourbeux

En plus des levés sur le terrain, la délimitation des tourbières, tourbières drainées et sols tourbeux de la feuille Bellelay-Saignelégier a été réalisée à partir des données de l'Inventaire fédéral des hauts-marais et des marais de transition d'importance nationale de l'Office fédéral de l'environnement OFEV, d'anciennes cartes topographiques de l'Atlas Siegfried et de la carte nationale de la Suisse 1:25 000 ainsi que des orthophotos (lumière visible) et des images satellites (proche infrarouge).

Les tourbières avec leur flore typique réduite aux épicéas, bruyères, joncs, etc. se forment principalement au-dessus de substrats fortement argileux et par conséquent en grande partie imperméables. Sur le territoire de la feuille, il s'agit surtout de la Formation de Bärschwil et de certaines unités de la Molasse. Le niveau d'eau des tourbières situées au-dessus de la Formation de Bärschwil est souvent maintenu constant par l'exutoire des dolines périphériques vers la zone de contact avec le Membre de Bollement calcaire (Dalle nacrée).

Ci-dessous, des exemples des plus grandes tourbières situées sur la Formation de Bärschwil: les Seignes au nord-est de Belfays, la Seigne à l'est de Tréwillers, la Saigne à l'ouest et la Pâturage du Praissalet à l'est des Pommerats, le Pâturage des Saignes au sud-ouest des Enfers, l'Étang des Royes et l'Étang de la Gruère et ses environs, les tourbières à l'est des Rouges Terres et au sud-ouest du Prédame ainsi que les Embreux.

On trouve de grandes tourbières sur la Molasse: au sud-est des Communances dessous, au Plain de Saigne à l'est du Pré Petitjean, à la Tourbière à l'est de la Chaux-des-Breuleux, à la Tourbière au sud-ouest des Vacheries des Genevez, près de la Sagne au sud de Bellelay ainsi que les tourbières drainées dans la Forêt de Chandon.

La datation de la tourbe de l'Étang de la Gruère a fourni un âge maximum de 12,37 ka (¹⁴C) BP (SHOTYK et al. 1998).

La tourbe a été exploitée comme combustible dans pratiquement toutes les plus grandes tourbières du territoire de la feuille jusqu'au début du XX^e siècle. Au cours de la première moitié du XX^e siècle, de nombreuses tourbières ont de plus

été drainées (GROSSENBACHER 2011), en particulier dans le cadre du Plan Wahlen («bataille des champs») lors de la Deuxième Guerre mondiale. A la Tourbière située à l'ouest des Reussilles, et dans le marais situé au nord de la Rouge Eau (GROSSENBACHER 2011), un essai de régénération par irrigation contrôlée est en cours.

Les étangs typiques du paysage des Franches Montagnes sont presque exclusivement d'origine artificielle. Ils revêtaient dans le passé une importance économique; aujourd'hui, ceux qui n'ont pas été vidangés sont encore utilisés en partie à des fins touristiques. Les contours des anciens étangs reportés sur la carte proviennent d'anciennes cartes topographiques de l'Atlas Siegfried et de la carte nationale de la Suisse 1:25 000 (depuis les années 1870).

Marais

Marais drainés

En plus des levés sur le terrain, les données de l'inventaire fédéral des bas-marais d'importance nationale de l'Office fédéral de l'environnement OFEV, ainsi que les moyens de télédétection mentionnés dans le chapitre précédent ont été utilisés pour la délimitation des marais et marais drainés. Les marais et terrains inondés se forment sur les Argiles à Opalinus, sur le Membre de Saulcy, ainsi que – plus étendus – sur la Formation de Bärschwil et les unités stratigraphiques argileuses de la Molasse.

Craie lacustre

Dans le fossé situé à 100 m au sud-ouest de l'aire de repos de l'autoroute A16 au sud de Reconvilier, 3 m de craie lacustre verdâtre clair ont été découverts en 2007 dans une fouille à 760 m d'altitude sous un demi-mètre de tourbe. Au sud-est de la piscine de Tramelan, une couche de tourbe épaisse de 20 cm avec un peu de craie lacustre a été entaillée en 2005 lors de travaux de terrassement au-dessus du Calcaire d'eau douce de Delémont.

En raison de leur faible extension et de leur signification exclusivement locale, les deux gisements de craie lacustre n'ont pas été reportés sur la carte.

Terrains modelés artificiellement

Les plus grands remodelages de terrain ont été entrepris dans le cadre de la construction de l'autoroute A16 dans la Vallée de Tavannes. Ce sont essentiellement ceux du portail nord-est du Tunnel sous le Mont et de l'aire de repos plus au nord pour laquelle la colline constituée d'OMM aux coord.2583.400/1230.800 a été arasée de presque 6 m. D'autres terrains de grande envergure modelés artificiellement dans la Vallée de Tavannes sont ceux du Centre d'élimination et de

traitement des ordures CELTOR SA dans la Forêt de Chandon, ainsi que l'installation de cibles mobiles pour chars de la place de tir de Reconvilier, dans le Pâturage sous Montoz. On peut citer encore, en dehors de la Vallée de Tavannes, le terrassement en dessous de la Clinique Le Noirmont (Roc Montès), les environs du Centre de Loisirs et une partie du quartier industriel de Saignelégier, ainsi que la station de Bollement et la halte de Combe Tabeillon des Chemins de fer du Jura (CJ).

Dépôts artificiels, remblais

Plusieurs voies de communication sont construites en grande partie sur des remblais artificiels: la ligne des Chemins de fer du Jura (CJ), l'autoroute A16 dans la Vallée de Tavannes et la Route principale suisse 18 entre le Noirmont et Glovelier. En bordure nord-ouest de Damprichard, un remblai de la ligne ferroviaire Morteau - Trévillers des Chemins de fer régionaux de Franche-Comté (RFC), abandonnée en 1952, existe encore.

Les barrages des nombreux étangs, vidangés pour la plupart, qui étaient destinés à l'entraînement des scies et moulins, ont été construits dans les Franches Montagnes principalement. Des remblais plus imposants, destinés à des ouvrages d'accumulation et des canaux, existent encore le long de la Sorne, entre Undervehier et l'ancien site industriel des Forges.

Des dolines ont continuellement été comblées, souvent de manière non contrôlée. Des remblais, dont le contenu présente un risque pour l'environnement, se trouvent par exemple à l'entrée vers les Saignes du Roselet au sud-est des Chenevières, au nord de l'Étang des Royes, à l'entrée de la tourbière des Embreux, au nord-est du Prédame ou en dessous de la route Saulcy - Étang de Bollement, juste avant son déversoir dans le pâturage, au sud-est du pt 881 m (ne figure pas sur la carte). Sur le côté français, des dolines dont le contenu est dangereux pour l'environnement (entre autres pièces de machines, pneus ainsi qu'une voiture complète) ont aussi été découvertes lors du levé de la carte au-dessus des Seignes de Damprichard aux coord. 2559.300/1231.730 et au nord de Charmauvillers aux coord. 2560.930/1233.120. Un emblème de Ferrières-le-Lac, un étang de doline à l'ouest du village, a été remblayé à l'intersection de la route au pt 794 m. La décharge de Trévillers qui n'est pas localisée de manière précise, pourrait aussi être considérée comme site pollué. Un grand nombre de cadavres de chevaux de l'armée abattus en juin 1940 y ont en effet été enfouis avant le franchissement de la frontière suisse par des troupes françaises et polonaises.

Les carrières du Noirmont, des Reussilles, près de Bonembez du Bas sur la route Saulcy - Glovelier et du Cras Brûlé (au sud-est de Berlincourt), la gravière du Moulin de Loveresse ainsi que diverses petites entailles de talus ont été comblées avec des gravats et déblais.

MORPHOLOGIE

Le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier est marqué morphologiquement par la pénéplaine limoneuse des Franches Montagnes et du plateau de Maïche–Damprichard, ainsi que par la vallée du Doubs qui y est encaissée de près de 500 m. La bordure orientale du territoire de la feuille, avec ses chaînes d’anticlinaux bien développées et ses synclinaux remplis de molasse, se situe à la transition vers le Jura rhéan central (selon JORDAN 2008) (fig. 16).

Les Franches Montagnes ont été pénéplanées peu après leur formation au Miocène tardif (ZIEGLER & FRAEFEL 2009). Leur soulèvement s’est produit dès le Pliocène moyen (ZIEGLER & FRAEFEL 2009), vraisemblablement par tectonique thick-skin lors de la phase tardive du plissement du Jura (BECKER 2000, USTASZEWSKI & SCHMID 2007 entre autres), obligeant le Doubs à creuser son canyon sous contrôle structural dans les synclinaux sur de grandes distances (FIERZ & MONBARON 1999).

La formation des cluses fortement entaillées de la Sorne, des Gorges du Pichoux et d’Undervelier, est certainement due à l’écoulement d’un fleuve vers le sud lors de la phase initiale du plissement du Jura et dont le cours a été dévié pendant la réorganisation du réseau hydrographique conséquente au plissement du Jura (ZIEGLER & FRAEFEL 2009). La vallée de la Combe des Peux, entre la Montagne de Saules et Moron Village, pourrait être le prolongement sud-ouest à présent soulevé de cet ancien cours d’eau (cf. ZIEGLER & FRAEFEL 2009, fig. 2).

Les formes du terrain sur le territoire de la feuille, en particulier dans les Franches Montagnes, sont dominées par les phénomènes karstiques. Les mouvements en masse, caractéristiques des flancs de la vallée du Doubs, sont décrits dans le chapitre Stratigraphie, dans les sous-chapitres consacrés aux masses glissées et masses tassées.

Dolines

Sur le territoire de la feuille, l’eau s’accumule dans des dolines situées sur les formations riches en argile et s’écoule au niveau de leur contact avec les unités calcaires (FIERZ & MONBARON 1999). Les dolines forment typiquement de longs chapelets – parfois de plusieurs kilomètres – le long des limites de formations et des discontinuités structurales. Ces chapelets de dolines marquent très souvent la limite entre les Formations d’Ifenthal et de Bärschwil. On les rencontre aussi souvent entre les Membre de Saulcy et de Bollement (Formation d’Ifenthal), entre les Formations de Bärschwil et du Pichoux, ainsi qu’entre le Malm calcaire et la Molasse.

L’épaisseur de l’étroite bande d’éboulis limoneux, le long de la Route principale suisse 18 entre Montfaucon et St-Brais, qui dépasse 10 m à certains endroits,

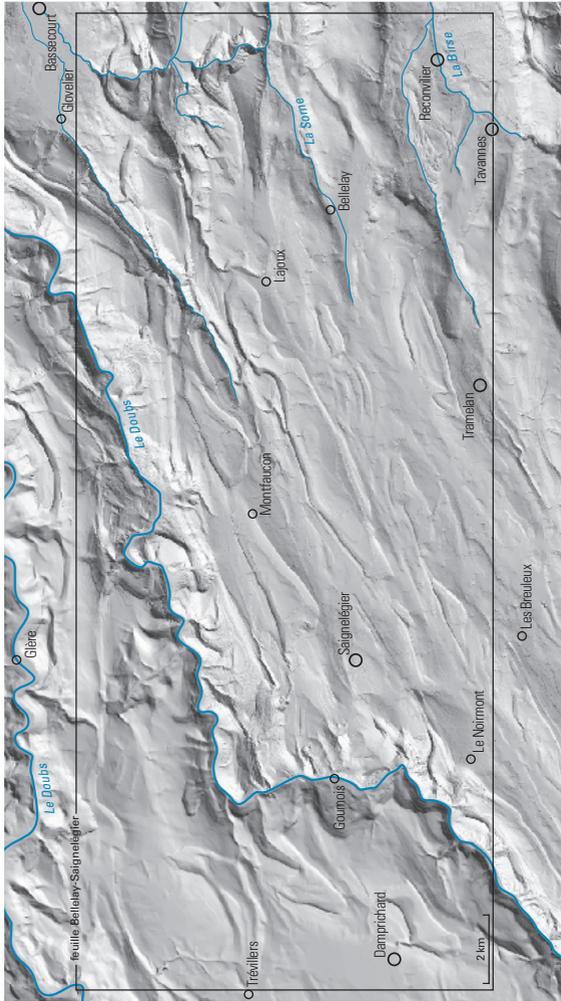


Fig. 16: Modèle altimétrique numérique swissALTI^{3D} du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (cadre noir) et des régions avoisinantes. On reconnaît distinctement la pénéplaine des Franches-Montagnes et le plateau de Maîche-Damprichard (régions centrales et occidentales de la carte) avec les anticlinaux érodés, qui sont recoupés par la vallée du Doubs. Cette dernière est généralement orientée de manière (sub)parallèle à l'axe des plis, sauf dans la région de Goumois où elle a une orientation perpendiculaire. A la bordure est du territoire de la carte se trouve la transition vers le Jura rhénan central, avec ses chaînes d'anticlinaux bien développées et les deux cluses de la Sorne.

pourrait être attribuée à des figures d'érosion semblables à des dolines remplies d'éboulis au contact entre les Formation de Bärschwil et de St-Ursanne.

Ponors

Les ponors, respectivement les emposieux, sont indiqués aux endroits suivants sur le territoire de la feuille: près de Saigne à 1 km à l'ouest des Pommerats, dans la grande doline des Enfers, près du Moulin de Gruère et près de la Rouge Eau, à peine 1 km au nord du Fuet (voir également le chap. Hydrogéologie).

Grottes

Les grottes localisées sur la feuille Bellelay-Saignelégier sont énumérées dans le tableau 2. Celles n'ayant pas encore été documentées par les spéléologues ne sont pas mentionnées.

Tab. 2: *Grottes localisées sur la feuille Bellelay-Saignelégier.*

Nom/lieu	Coordonnées à l'entrée de la grotte	Formation ou membre à l'entrée de la grotte
Sortie de la petite gorge au nord-ouest des Plains-et-Grands-Essarts	2557.405/1239.690	Fm. de St-Ursanne
Gouffre près du Moulin	2557.865/1238.430	Fm. de St-Ursanne
Trou de Gourgouton	2562.570/1236.565	Hauptrogenstein
Grotte du Bief Parou	2562.805/1235.175	Fm. de St-Ursanne
Gros Bois Derrière (1)	2571.300/1232.785	Mb. de Bollement
Gros Bois Derrière (2)	2571.350/1232.575	Mb. de Bollement
Bois Rebetez	2574.405/1234.805	Fm. du Pichoux
Grottes de St-Brais (I–III)	env. 2577.500/1240.200	Fm. de St-Ursanne
Gouffre du Creux Seupi (gouffre des Places, «Lehmannloch»)	2578.296/1232.004	Fm. de Reuchenette
Gouffre de Lajoux («Creux à Koby»)	2578.420/1236.320	Fm. de Reuchenette
Gouffre des Narines de Bœuf	2579.953/1233.280	Fm. de Reuchenette
Gouffre de la Rouge Eau	2580.717/1233.479	Fm. du Twannbach

Grotte de la Rouge Eau	2580.724/1233.460	Fm. du Twannbach
Creux d'Entier	2580.740/1236.370	Fm. de Reuchenette
Grotte de Ste-Colombe	2583.410/1239.550	Mb. du Hauptmumienbank
Grotte des Rochers Bacon	env. 2583.540/1237.680*	Fm. du Pichoux
Chapelle des Chèvres	2584.917/1236.515	Fm. de Reuchenette

Indications liées aux grottes sur le territoire du canton de Berne données par F. Maire (comm. écrite), pour le gouffre de Lajoux, le creux d'Entier et la grotte des Rochers Bacon SPÉLÉO-CLUB JURA (s. d.); voir aussi GIGON (1986). * Ne figure pas sur la carte.

Dépressions sans exutoire superficiel

Les dépressions sans exutoire superficiel situées sur le territoire de la feuille ont été identifiées au moyen d'une analyse SIG des données du modèle numérique de terrain à haute résolution swissALTI^{3D}.

Des dépressions sans exutoire superficiel se rencontrent en particulier aux Franches Montagnes, dans la région située entre le Noirmont à l'ouest, les Enfers au nord, la plaine de Bellelay à l'est et la chaîne des Bois au sud. Elles sont également répandues sur le plateau de Maïche-Damprichard, la plupart d'entre elles se trouvent toutefois à l'ouest, en dehors du périmètre de la carte. Ces dépressions sont pour la plupart liées à des structures synclinales (FIERZ & MONBARON 1999).

Bien qu'il ne s'agisse pas d'un phénomène karstique au sens strict du terme, les figures d'érosion décrites ci-dessous méritent encore d'être citées.

Balmes

La chute d'eau du Bief de Vautenaivre située entre Vautenaivre et Sur le Rang (coord. 2564.090/1236.745) se précipite de la partie supérieure horizontale du Hauptrogenstein pour être recueillie 10 m plus bas dans le cirque affouillé lentiforme des Marnes à Homomyes sous-jacentes. Une balme située sous le Membre du Vorbourg se trouve sur la rive gauche du Doubs aux coord. 2562.400/1231.750.

Cavités d'érosion

En dessus du pont, au pt 888 m dans la Combe des Beusses (coord. 2577.665/1237.825), des «marmites fluviales» ont été modelées dans la Formation du Pichoux (FIERZ & MONBARON 1999).

TECTONIQUE

Généralités

Le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier se situe dans le prolongement méridional du Fossé du Haut-Rhin, donc dans la partie du Jura plissé dans laquelle le plissement du Miocène tardif a été le plus influencé par des structures préexistantes.

En conséquence, la carte est dominée par deux éléments tectoniques qui se croisent (voir également l'esquisse tectonique 1:200 000, ainsi que la fig.17): des plis et chevauchements d'orientation approximative WSW-ENE et des failles transversales, plis de transpression, flexures, ainsi que des structures de horst et de graben, orientés à peu près SSW-NNE. Les derniers cités résultent de phases de déformation anciennes qui se sont déroulées entre l'Éocène et le Miocène précocé, tandis que les premiers cités se sont formés lors du plissement du Jura au Miocène tardif, en se superposant aux structures plus anciennes. Les plus importantes de ces structures sont les zones transversales du Gipou-Soubey et de la Caquerelle.¹ Le décrochement de la Ferrière représente une particularité: bien qu'il suive également à une structure plus ancienne, il s'est en revanche vraisemblablement formé lors d'un décrochement synorogénique plutôt que par des mouvements sénestres plus précoces.

Structures tectoniques antérieures au plissement du Jura

Détachements rhénans de l'Éocène (- Oligocène précocé)

Zone transversale de la Caquerelle

La zone transversale de la Caquerelle, bien visible (fig.17), se suit facilement depuis son origine sur le territoire de la feuille St-Ursanne de l'Atlas géologique (DIEBOLD et al.1963), jusqu'à la Roche au sud de Sceut Dessous. Un prolongement est supposé jusqu'aux Vacheries à l'ouest de Lajoux en raison de la concentration d'accidents d'orientation rhénane. Il s'agit de la bordure ouest du Bassin de Delémont qui s'est formée à l'Éocène et s'est accentuée à l'Oligocène précocé. Au même titre que d'autres structures d'orientation NNE du Fossé rhénan, elle a été décollée puis réactivée de manière transpressive, au Miocène précocé d'abord

¹ Les termes zones transversales ou lignes sous-entendent, selon STEINMANN (1892) et LAUBSCHER (2008), des accidents tectoniques qui, sur la carte suprarégionale, peuvent être assemblés en une structure linéaire plus ou moins continue, indiquant de ce fait une origine commune. Les structures relativement jeunes ont un tracé rectiligne, tandis que le tracé courbe des structures plus anciennes a été déformé par des plissements et des translations au cours du décollement de la couverture sédimentaire au Miocène.

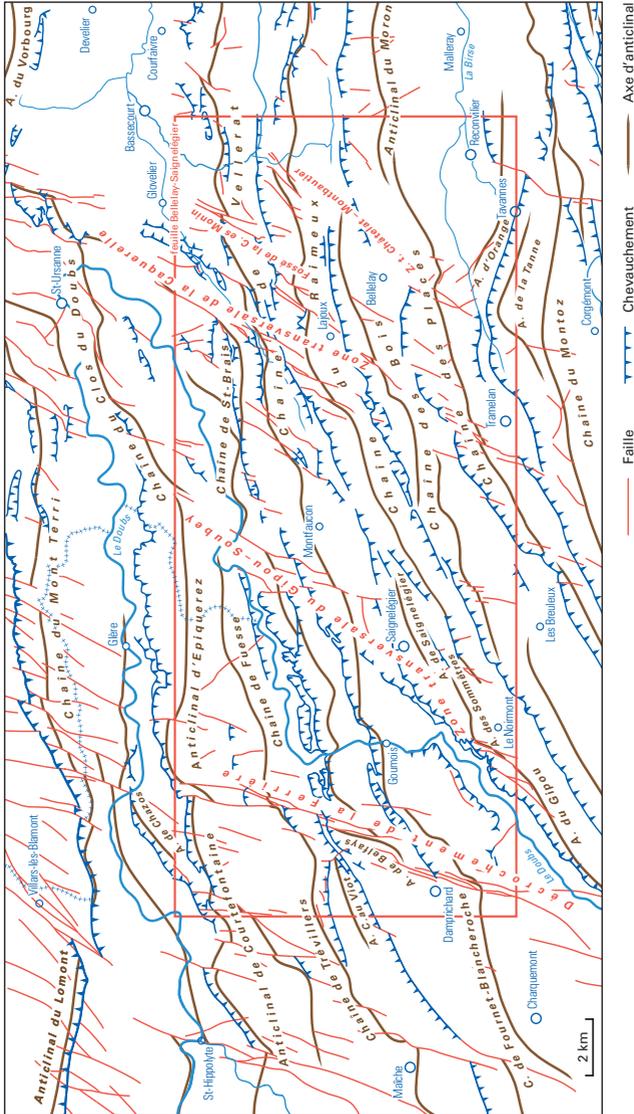


Fig. 17: Aperçu tectonique du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier et de ses régions avoisinantes. Les éléments tectoniques les plus importants cités dans le texte y sont indiqués. Voir aussi l'esquisse tectonique 1:200 000 et la figure 18.

(système de flexures aquitaniennes, LAUBSCHER 2003) puis au cours du plissement du Jura au Miocène tardif, de telle sorte qu'elle se présente aujourd'hui sous la forme d'un pli d'orientation SSW-NNE. En admettant un détachement de près de 3 km, on peut estimer que son prolongement in situ dans le socle se situe à environ 1,5 km au sud-est du tracé visible sur la carte. Dans un cadre plus large, la zone transversale de la Caquerelle peut être mise en relation avec la zone de faille de Ferrette du Fossé du Haut-Rhin.

Zone transversale du Gipou-Soubey

Une autre structure d'orientation SSW-NNE est visible plus à l'ouest sur le territoire de la feuille depuis Roche Gipois à l'ouest du Noirmont en passant par le Gros Gipou jusqu'aux Pommerats au nord de Saignelégier; elle est marquée par un pli déplacé vers le nord-ouest que SUTER (1976) a nommé pli du Gipou. Dans son prolongement se trouvent les deux zones de failles de Masesselin et de Soubey. La seconde peut être suivie du nord de la masse tassée de Chercenay jusqu'au bord du territoire de la feuille, au nord de Montbion. Cet alignement d'accidents, que SUTER (1976) met en relation avec la zone de failles d'Ilfurt du Fossé du Haut-Rhin, est désignée ici comme zone transversale du Gipou-Soubey (fig. 17). Tout comme la zone transversale de la Caquerelle, elle a été décollée lors du plissement du Jura au Miocène tardif, puis en partie superposée de manière transpressive par une phase de déformation subséquente.

Fossé de la Combe es Monin

A l'est et au sud-est de Saulcy, des structures en forme de graben sont reconnaissables dans les chaînes de Vellerat et du Raimeux. Le segment nord se laisse entrevoir pour la première fois à la Côte au Pucin et se prolonge par Jolimont jusqu'à la Côte des Chermattes. La structure est ensuite segmentée dans le synclinal d'Undervelier, près de Blanche Maison. L'ensemble est cisailé de manière dextre sur près de 1 km. Plus au sud, de la Combe es Monin jusqu'au Dos les Laves près de Lajoux, la dépression est à nouveau clairement reconnaissable. L'absence de bordure visible à l'est du fossé près de la Louvière dans le flanc sud de la chaîne de Vellerat indique peut-être qu'il s'agit un demi-graben, structure typique de la phase extensive de l'Éocène. Il peut toutefois aussi s'agir d'un graben accentué, ou nouvellement formé, à l'Oligocène. Des indices directs manquent pour une datation.

Le fossé de la Combe es Monin (fig. 17; profil 2, pl. I), oblique par rapport à la direction de compression ultérieure, a été plissé et cisailé de manière dextre lors du plissement du Jura au Miocène tardif. Les deux anticlinaux impliqués dans la structure plissée préexistante ont été en même temps déplacés de manière sénestre (voir plus bas).

La Dépression rauracienne à l'Oligocène tardif

Le pincement vers l'ouest du Calcaire d'eau douce de Delémont (Oligocène tardif) à la bordure occidentale du synclinal de Tavannes (ROTHPLETZ 1933) et du Bassin de Delémont (LINIGER 1925, LAUBSCHER 1948) est considéré par BAUMBERGER (1927) comme un indice de l'existence d'une Dépression rauracienne qui reliait à cette époque le Fossé du Haut-Rhin avec le Bassin molassique. La position de ce pincement n'est pas très éloignée de la zone transversale de la Caquellette, même s'il ne coïncide pas exactement avec cette dernière. On peut ainsi supposer que la bordure occidentale de la Dépression rauracienne est d'origine tectonique. Le pincement de nature progressive fait toutefois davantage penser à une légère flexure d'orientation SSW–NNE qu'à une faille discrète.

Flexures du Miocène précoce

La phase aquitanienne est documentée par la transgression des sédiments du Miocène précoce (Formation de St-Gall, Burdigalien tardif, BERGER 1996) sur le Malm, comme c'est le cas au nord-est du territoire de la feuille à Foradrai (CLÉMENT & BERGER 1999) et au sud-est à la Fin de Tilleul près de Tramelan (ROTHPLETZ 1933, FORKERT 1933). LAUBSCHER (1998, 2004) postule que ce recouvrement en biseau est aussi d'origine tectonique. Les flexures du Miocène précoce ne suivent toutefois pas forcément le réseau de failles de l'Éocène.

Le pincement des sédiments du Miocène à Foradrai et le recouvrement progressif du Malm par les Cailloutis des Vosges (Vogesenschotter, Miocène moyen; KÄLIN 1997) à la bordure occidentale du Bassin de Delémont (plus au nord, sur le territoire de la feuille St-Ursanne) (LINIGER 1925, LAUBSCHER 1948) indiquent une flexure qui suit ici à peu près les structures de l'Éocène.

La flexure bien visible d'orientation SW–NE de Sur Montbautier à l'ouest du Fuet se situe au niveau de l'occurrence la plus occidentale de l'OMM de la Forêt de Chandon (ROTHPLETZ 1933), faisant partie du synclinal molassique de Tavannes. Contre cette flexure se trouvent des restes de Marnes à Virgula supérieures et de la Formation du Twannbach, adhérent à la Formation de Reuchette inclinée jusqu'à plus de 50° vers le sud-est, de la chaîne des Places.

Au nord de la dépression de Bellelay dépourvue d'affleurements, une flexure analogue se trouve près de Châtelat, elle marque la bordure occidentale du synclinal de l'USM de Monible (partie du synclinal du Petit-Val) et l'extrémité orientale de la chaîne des Bois. L'affleurement du Conglomérat de Porrentruy près de Châtelat indique que cette flexure était peut-être déjà active au Paléogène, et le replissement de la limite entre la Formation du Twannbach et le Conglomérat de Porrentruy montre qu'elle a été réactivée au Miocène tardif.

Des déviations sénestres au Miocène tardif apparaissent par conséquent plus au nord, comme dans la chaîne du Raimeux près de Rebévelier, mais plus particu-

lièrement dans la dépression transversale de la chaîne de Vellerat près de la Louvière proche de Jolimont. Ces structures présentent toutefois d'autres caractéristiques particulières en relation avec le plissement du Miocène tardif qui seront traitées plus bas.

L'extrémité orientale du synclinal de Bellelay, et donc l'extrémité occidentale en pointe de l'anticlinal du Moron, pourrait également être la conséquence d'une flexure au Miocène précoce réactivée au Miocène tardif. Au-dessus des deux flexures du village de Moron et de Sur Montbautier, la composante de raccourcissement manifeste dans l'anticlinal du Moron a joué de manière sénestre dans la chaîne des Places, éventuellement aussi de manière dextre dans la chaîne des Bois.

Le réseau de flexures du Miocène précoce comprend aussi des structures d'orientation W-E (LAUBSCHER 2003a). Une telle flexure à vergence sud est notamment supposée en dessous de Saules et pourrait être responsable de l'apparition plutôt soudaine d'importants dépôts du Miocène précoce (Burdigalien) dans le synclinal de Tavannes.

Une deuxième flexure a pu être déduite des constructions de coupe uniquement. Au nord de la chaîne de St-Brais, dans le synclinal des Rosées-Clairbief, les horizons de référence se trouvent sensiblement plus bas que dans le synclinal des Sairains près du Bois Banal plus au sud, ce qui suggère l'existence d'une flexure du Doubs à vergence nord.

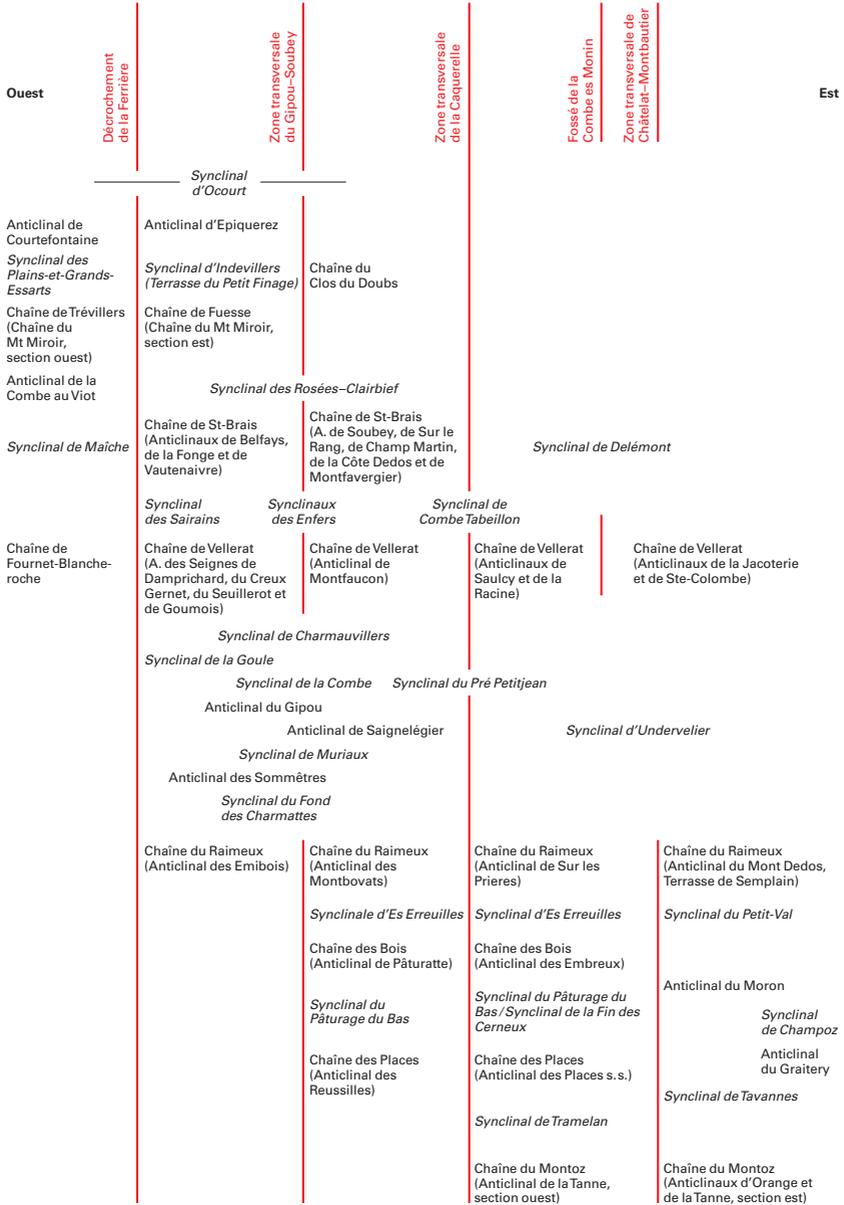
Autre structure de socle possible

Sur la carte, le plongement simultané vers l'ouest des voûtes de Dogger de la chaîne de Fuesse, de la chaîne de Vellerat, de l'anticlinal du Raimeux et de la chaîne des Bois attire l'attention sur une ligne d'orientation NW-SE s'étirant à peu près d'Indevillers à l'Étang de la Gruère. L'extrémité occidentale de la dépression axiale est moins marquée, peut-être à cause de l'interférence de la zone transversale du Gipou-Soubey. La réapparition du cœur de Dogger des chaînes de Fuesse et des Bois peut être liée à une ligne parallèle s'étirant à travers Saignelégier. L'âge et la signification de cette structure de socle probable, à l'orientation incertaine, ne sont pas connus.

Le plissement du Jura au Miocène tardif

Généralités

La carte est dominée par diverses chaînes d'orientation approximative WSW-ENE (voir fig.17). Le terme chaîne signifie ici selon THURMANN (1832) une série d'anticlinaux se relayant approximativement sur une même ligne axiale (des «chaînes d'anticlinaux», ce qui explique aussi l'usage du terme Jura des chaînes comme synonyme de Jura plissé). On ne sait pas si ces chaînes constituent



véritablement des unités cinématiques. Comme l'indique la planche I, ces chaînes comprennent des structures d'âges divers: chevauchements à vergence nord et sud qui ont été plissés plus tard ou qui cisailent eux-mêmes des anticlinaux et synclinaux plus anciens. En même temps, les éléments constitutifs et les structures associées peuvent considérablement varier le long du tracé des chaînes. Il est frappant d'observer que ces grandes chaînes sont souvent déviées ou cisailées à plusieurs reprises au droit des structures héritées dont il a été question plus haut, mais aussi au niveau des plans de faille syncinématiques plus récents. La question de savoir si les structures visibles de part et d'autre d'un accident se correspondent véritablement reste souvent sans réponse, ce d'autant plus que d'autres chaînes plus petites apparaissent et n'existent en partie qu'entre deux zones de déformation d'orientation SSW-NNE. En conséquence, une nomenclature spécifique existant dans la littérature et valable uniquement pour quelques parties isolées s'ajoute à celle standardisée à l'échelle de la feuille dans son ensemble.

De la multitude de structures d'orientation SSW-NNE, trois ressortent particulièrement. Pour une meilleure compréhension, leur rôle au cours du plissement du Jura est discuté au préalable:

- le décrochement de la Ferrière
- la zone transversale du Gipou-Soubey
- la zone transversale de la Caquerelle

Deux autres structures d'orientation SSW-NNE bien visibles dont l'extension est de moindre importance seront traitées dans le cadre des chaînes d'orientation WSW-ENE correspondantes:

- le fossé de la Combe es Monin
- la zone transversale de Châtelat-Montbautier (chaîne des Places et anticlinal du Moron)

Les relations entre les diverses chaînes, anticlinaux et synclinaux sont indiquées dans la figure 18.

Principales structures d'orientation SSW-NNE

Décrochement de la Ferrière

Le décrochement de la Ferrière (fig.17), très marqué (BOURQUIN 1946; décrochement La Ferrière-Vue des Alpes, p.ex. SOMMARUGA 1997), s'étend du Val de Ruz par la Vue des Alpes jusque dans la combe de Valavron près de la Ferrière, et se perd à l'extrémité de cette dernière dans le Cul des Près (feuille Les

Fig. 18: Vue d'ensemble des grandes chaînes et anticlinaux dans les segments situés entre les décrochements et les zones transversales importants du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Entre parenthèses, les segments de plis locaux et leurs synonymes.

Bois de l'Atlas géologique, BOURQUIN 1946). Dans son alignement 4 km plus au nord, sur la rive nord du Doubs près de la Charbonnière au sud-ouest du Belvédère des Vieilles Femelles (encore sur la feuille Les Bois de l'Atlas géologique), un autre accident marqué reprend et se laisse suivre, avec quelques petites interruptions, par le front du Jura plissé jusqu'en Ajoie et dans le Fossé du Haut-Rhin (voir plus haut). Ce segment septentrional est appelé décrochement de la Charbonnière par H. Suter et P. Bourquin dans BOURQUIN (1946). SUTER (1976, 1979) le nomme décrochement de la Ferrière.

Dans le segment considéré, le décrochement de la Ferrière prend à la fois le caractère d'une faille décrochante synorogénique (p. ex. SOMMARUGA 1997) que celui d'une faille normale rhénane préexistante qui a été superposée lors du plissement du Jura (SUTER 1976). Cela est probablement dû au fait qu'ici, le décrochement (dont la cause reste encore largement incomprise) a été contraint structurellement du fait que son orientation coïncidait géographiquement avec des structures rhénanes préexistantes. Le fait qu'il se trouve exactement dans le prolongement de la faille située entre le fossé de Dannemarie et le horst de Montbouton, à la bordure ouest du Fossé du Haut-Rhin (SUTER 1979) plaide pour un âge synorogénique jeune du décrochement de la Ferrière. Il n'a donc pas pivoté sous l'influence des décollements et des plissements dans le sens des aiguilles d'une montre comme les zones transversales plus anciennes du Gipou-Soubey et de la Caquerelle (voir plus bas).

En arrivant du nord, le décrochement de la Ferrière atteint le territoire de la feuille au nord-est de Courtefontaine, où il sépare clairement à l'est le large anticlinal d'Épiquez déplacé en direction du nord, de l'anticlinal de Courtefontaine nettement plus étroit et se prolongeant un peu en direction du sud (SUTER 1979). La ligne de la Ferrière a ici incontestablement le caractère d'un décrochement, similaire à ceux connus dans le Jura central plus à l'ouest (p. ex. le décrochement de Vallorbe-Pontarlier, SOMMARUGA 1997).

3 km plus au sud, la séparation des deux anticlinaux voisins est également nette. La chaîne de Fuesse s'appuie toutefois de manière pratiquement horizontale perpendiculairement au décrochement de la Ferrière, tandis que son équivalent occidental, la chaîne de Trévillers, a été déplacé de manière sénestre et plonge en direction de l'ouest. La chaîne de Trévillers est déplacée en direction du sud entre Derrière le Mont au nord de Fessevillers et le Crépon au sud de Trévillers, au niveau de l'anticlinal de la Combe au Viot situé uniquement à l'ouest du décrochement de la Ferrière. L'anticlinal est déplacé quant à lui en direction du sud sur le plateau de Maïche.

Au sud-ouest de Fessevillers, une branche ouest du décrochement de la Ferrière s'est développée. On peut la suivre par Belfays et Damprichard jusqu'à la bordure sud du territoire de la feuille et de là jusqu'à la Charbonnière au bord du Doubs. Cette branche est reconnaissable au-dessus de Fessevillers jusqu'au chevauchement de l'anticlinal de Goumois (chaîne de Vellerat) dans le Bois de Fer-

rières et transparait éventuellement dans le cœur de l'anticlinal de Goumois au Fond de la Seigne.

Entre Fessevillers et Belfays, l'anticlinal de Belfays d'orientation SSW-NNE se trouve entre les branches est et ouest du décrochement de la Ferrière. Il est érodé en son cœur jusqu'à la Formation d'Ifenthal (il s'agit en fait d'un anticlinal double avec les segments de plis de Vaudoier et des Seignes). Il peut être compris comme représentant l'extrémité occidentale, cisailée de manière sénestre, de la chaîne de St-Brais, avec laquelle il partage son flanc sud souligné en particulier par la Formation de St-Ursanne. L'axe de la chaîne de St-Brais est toutefois déjà dévié au niveau de la branche est, ainsi que vers le SSW en direction des Epoirons, de telle sorte qu'il n'est plus aligné avec l'axe de l'anticlinal de Belfays. L'anticlinal de Belfays, déplacé au nord-ouest près du Clos de la Fin sur le plateau de Maïche, est lié de manière étroite et assez évidente avec le décrochement en échelon de la Ferrière.

Un peu plus au sud, sur le terrain de la Scierie Buliard près du Clos l'Aigle à Damprichard, la courbure du plateau de Maïche est bien visible près de la branche ouest, en position renversée, du décrochement de la Ferrière. Le versant avec les deux maisons situé à l'entrée de la gorge se trouve sur une zone fracturée, au point d'intersection du chevauchement du flanc nord de l'anticlinal de Goumois avec la branche ouest du décrochement de la Ferrière. Plus à l'est, dans le Fond de la Seigne, la branche est du décrochement de la Ferrière transparait dans le cœur de l'anticlinal des Seignes de Damprichard, dans le prolongement cisailé de la chaîne de Vellerat (anticlinal de Goumois), comme mentionné précédemment. Ce point marque le début de l'entraînement sénestre qui se termine finalement à la branche ouest du décrochement de la Ferrière dans une orientation SSW-NNE. L'équivalent occidental de la chaîne de Vellerat, la chaîne de Fournet-Blancheroche, s'appuie en revanche un peu plus au sud pratiquement sans rejet contre la branche ouest du décrochement de la Ferrière.

Avant que la branche ouest du décrochement de la Ferrière ne quitte le territoire de la feuille vers le sud, diverses petites structures d'interférence se sont développées (anticlinal du Creux Cernet, voir plus bas) à son flanc est, vraisemblablement en relation avec le rétrochevauchement de Charmauvillers, et la branche est transparait éventuellement encore.

Le rôle synorogénique de la zone transversale du Gipou-Soubey

Tel que décrit plus haut, il est possible de différencier deux tronçons de la zone transversale du Gipou-Soubey.

Dans le tronçon nord, la zone transversale est constituée de deux détachements parallèles (failles normales): l'accident de Masesselin à l'ouest et celui de Soubey à l'est. L'écaille située à l'ouest se voit réduite à chaque fois. Le rejet vertical initial était vraisemblablement faible et difficile à saisir en raison de la déformation subséquente sous la forme d'étroit plissement. (Il est frappant d'observer le

voisinage du synclinal étroit formé dans le Hauptrogenstein de la boucle du Doubs et du synclinal dans le Malm de la Pâture des Plains situés plus au nord entre les deux failles.) Le rejet est le plus distinct au sud de Soubey à la faille éponyme, où les Formations de la Staffelegg et peut-être aussi du Klettgau sont déplacées contre le Hauptrogenstein.

Depuis les Plaimbois, l'anticlinal et le chevauchement du Gipou se sont formés à partir de l'accident de Masesselin (SUTER 1976). L'anticlinal interfère successivement avec les anticlinaux d'orientation SW-NE de Goumois (chaîne de Vellerat), de Saignelégier et des Sommètres (voir plus bas). Selon SUTER (1976), la structure du Gipou intègre la contribution de raccourcissement des anticlinaux correspondants et gagne progressivement en importance en direction du sud. Les structures d'orientation SW-NE et SSW-NNE se seraient ainsi formées de manière synchrone ou en d'autres termes: la structure du Gipou s'est formée par la déviation et la compression des trois anticlinaux d'orientation SW-NE contre la faille préexistante.

Le rôle synorogénique de la zone transversale de la Caquerelle

Près de la Seigne Dessus, l'anticlinal de la Caquerelle, dont le cœur est érodé jusqu'au Hauptrogenstein, s'étend sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Il est d'orientation SSW-NNE et se dirige progressivement vers le sud-ouest. Ce dernier y rencontre la chaîne de Vellerat déplacée de manière sénestre et orientée environ E-W, près du fossé de la Combe es Monin. Dans le coin nord-est du territoire de la feuille, le Bassin de Delémont délimité par les deux chaînes est encore tout juste reconnaissable, il s'étend entre les deux voûtes en tant que synclinal de Combe Tabeillon. La rencontre des trois structures conduit à un réseau chaotique d'accidents. La base ayant servi au levé de ces accidents est la disposition perturbée d'horizons-clés, notamment du Membre de Ste-Vérène. La représentation sur la carte correspond à un réseau plausible, le plus simple possible, des différents éléments. Il devrait être bien plus complexe en réalité. La cause de ces structures chaotiques réside probablement dans le fait que le type de déformation normalement le plus simple dans le domaine friable, à savoir le plissement par glissement couche sur couche, est rendu difficile, notamment dans des couches dont la succession a été perturbée au préalable et remplacée pour cette raison par des déplacements compensatoires dans une multitude de plans de glissement secondaires.

A l'ouest de Saulcy, le prolongement de la zone transversale de la Caquerelle peut être observé sous la forme de failles réactivées qui ont déplacé par segment de manière sénestre la chaîne de Vellerat d'abord, puis l'anticlinal du Raimeux. Au sud du synclinal d'Es Erreuilles, le prolongement ne se laisse deviner par exemple qu'au nord de Tramelan, où la chaîne des Places est déplacée à plusieurs reprises contre une structure de horst et de graben.

Les chaînes d'orientation WSW-ENE

Anticlinaux de Courtefontaine et d'Epiqueurez

L'anticlinal de Courtefontaine (fig. 17, 18), fortement incliné contre la dépression des Plains, vers le sud et déplacé sur l'anticlinal de Chazos respectivement le synclinal d'Ocourt vers le nord, se termine de manière abrupte au décrochement de la Ferrière (SUTER 1979). Son équivalent sur le côté est du décrochement, l'anticlinal d'Epiqueurez (DIEBOLD 1960; fig. 17, 18) présente une structure similaire bien que nettement plus vaste avec une large crête et un flanc sud légèrement incliné. Il forme la bordure nord du territoire de la feuille jusqu'à la zone transversale du Gipou-Soubey.

Chaînes de Trévillers et de Fuesse (chaîne du Mont Miroir auct.) et anticlinal de la Combe au Viot

Le terme chaîne du Mont Miroir a été introduit par ROLLIER (1898) et repris par SUTER (1976, 1981). Il désigne la deuxième chaîne la plus au nord sur le territoire de la feuille aussi bien du côté ouest que du côté est du décrochement de la Ferrière. Le Mont Miroir éponyme se trouve au nord-est de Maîche, en dehors du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, sur un brachyanticlinal qui plonge à l'est en direction de Trévillers (à la bordure ouest du territoire de la feuille). Sur l'esquisse tectonique de la feuille St-Ursanne de l'Atlas géologique, la chaîne porte le nom d'anticlinal du Spiegelberg (DIEBOLD et al. 1963). La désignation Spiegelberg n'est pas appropriée puisqu'elle désigne le château de Spiegelberg d'importance historique pour le district des Franches Montagnes, juché sur une petite voûte située plus au sud près de Muriaux (coord. 2564.190/1231.850) qui a aussi été désignée comme anticlinal des Sommètres par ROLLIER (1893).

Il est donc proposé d'utiliser le terme de chaîne de Trévillers pour la voûte située à l'ouest de Trévillers qui s'étend en se renforçant jusqu'au décrochement de la Ferrière (fig. 17, 18). Le terme de chaîne de Fuesse s'applique quant à lui à la chaîne située de l'autre côté du décrochement de la Ferrière et qui s'étend jusqu'à la zone transversale du Gipou-Soubey (fig. 17, 18) après le Bief de Fuesse qui entaille profondément sa voûte.

Près de la localité éponyme, l'axe de la chaîne de Trévillers monte vers l'est. La série d'abord normale est ensuite superposée – à la faveur d'un chevauchement à vergence sud – sur celle de l'anticlinal de Combe au Viot, existant seulement jusqu'à la faille transversale de Robelin. Au sud de Trévillers, la Formation de St-Ursanne repose sur la Formation de Courgenay, tandis qu'avant Robelin elle repose sur la Formation de Reuchenette. Près de la lame de Hauptmumienbank aux coord. 2558.220/1236.635, la Formation de St-Ursanne se trouve en position renversée. Un deuxième chevauchement à vergence sud à la bordure nord du plateau de Maîche-Damprichard affleure le long de la route près du Trou de Chaux situé à l'ouest du territoire de la feuille (coord. 2555.900/1234.400) sous la forme

d'un kink band cisaillé. Ce chevauchement est déplacé de manière sénestre au niveau de failles clairement visibles à l'est de Fessevillers.

Le cœur de Dogger est déplacé également de manière sénestre par la faille de Cernier d'Embret, un prolongement possible de la faille de Robelin. Plus à l'est, un chevauchement à vergence sud raccourcit la voûte du Creux-Baugour, où les Marnes à Homomyes affleurent contre le décrochement de la Ferrière. A Derrière le Mont, abstraction faite de la faille de Cernier d'Embret, le décrochement de la Ferrière se réduit à une bande large d'à peine 100 m avec des rejets verticaux considérables abaissant le compartiment oriental (Membre de Bollement contre Membre du Hauptmumienbank). Il se subdivise ensuite à nouveau en une branche ouest près de la Mine, qui s'étend hors du territoire de la feuille au nord, et en une branche est près de Montsassier dessus-Girodé constituée d'étroites bandes inclinées vers l'est. Le flanc nord de la chaîne de Trévillers est visible le long du fossé de l'Étang du Bois du Roy sous la forme d'un plateau intact, légèrement incliné, avec seulement un léger bombement à l'est du Moulin.

La chaîne de Fuesse de l'autre côté de la dernière faille du décrochement de la Ferrière diffère de manière sensible de la chaîne de Trévillers. La voûte est large, tandis que le flanc sud continue de plonger d'abord légèrement vers l'est, puis de manière toujours plus escarpée vers le synclinal de Rosées-Clairbief (GLAUSER 1936). A l'est du Bois de l'Ermitage, un chevauchement raide s'est formé dans le flanc sud. Il pousse le Membre du Vorbourg sur le Membre de la May, à l'ouest du Bief de Fuesse. La direction qu'il prend à l'est du ruisseau est en revanche incertaine. Le flanc nord abrupt et ondulé semble déplacé entre la Mine et Indevillers sur le synclinal d'Indevillers qui monte en pente douce en direction du nord (dépression des Pâtures des Plains, SUTER 1976) le long des failles dextres de Sous les Planches et de la chapelle d'Indevillers.

A partir de la coupe transversale de Bief de Fuesse-La Goule, qui est marquée ici par un accident dextre dans le flanc nord près des ruines du château de Chauvillers («Vest. châ.»), le pli coffré monte de la plaine d'Indevillers en direction de l'est. La dépression séparant l'anticlinal d'Epiquerez et la chaîne de Fuesse devient plus plate («terrasse» du Petit Finage), avant que ces deux structures ne fusionnent. A l'est de la zone transversale du Gipou-Soubey, une seule voûte est formée, la chaîne du Clos du Doubs, qui déborde peu après sur le territoire de la feuille St-Ursanne (DIEBOLD et al. 1963, LAUBSCHER 1963).

Anticlinal de Belfays et chaîne de St-Brais

La chaîne de St-Brais (THURMANN 1832; fig.17, 18) est un anticlinal étroitement comprimé aux flancs escarpés dont le flanc nord comprend plusieurs zones fortement cisaillées et recouvre sur une grande distance le synclinal de Rosées-Clairbief (GLAUSER 1936; pl.I). Elle commence aux Epirois dans la branche ouest du décrochement de la Ferrière pour se terminer contre la zone transversale

de la Caquerelle. SUTER (1976) a également désigné son segment ouest comme anticlinal de Vautenaivre.

L'anticlinal de Belfays (fig.17, 18) d'orientation approximativement SSW-NNE (SUTER 1976) s'est formé à l'ouest des Epoirons, entre les branches ouest et est du décrochement de la Ferrière. Sa genèse et son lien avec la chaîne de St-Brais ont été discutés plus haut dans le chapitre traitant du décrochement de la Ferrière (voir également SUTER 1976).

Il n'existe aucun équivalent à l'ouest du décrochement de la Ferrière. La chaîne de St-Brais, respectivement l'anticlinal de Belfays, sont limitrophes du vaste synclinal de Maîche.

Segment situé à l'ouest du Doubs: Le front du pli du Hauptrogenstein, doublé par un petit synclinal, chevauche de manière raide le flanc nord qui a lui-même été déplacé sur la dépression de Fessevillers. Ce segment se compose de paquets disloqués des Formations de St-Ursanne et de Bärschwil, qui ici – contrairement aux conditions rencontrées à l'est du Doubs – ne se trouvent généralement pas en position renversée. Entre le Clos du Pendu et les Fougères, à proximité de la route Fessevillers-Goumois, le chevauchement de la Formation de Reuchenette du flanc nord sur le Conglomérat de Porrentruy et les Marnes à Virgula supérieures de la dépression de Fessevillers-Clairbief, ainsi qu'une partie du flanc supérieur (de la Formation de Bärschwil jusqu'à la base de Formation de Vellerat) affleurent dans le flanc inférieur.

La faille qui déplace de manière sénestre le flanc ouest de l'anticlinal de Belfays près des Seignes et de Robelin, marque la fin septentrionale de la branche ouest du décrochement de la Ferrière. Plus au sud, le compartiment ouest du décrochement de la Ferrière n'apparaît pas simplement découpé, mais semble recouvrir le plateau de Maîche-Damprichard comme le montre un affleurement temporaire (coord. 2558.700/1235.460) à l'est de Ferrières-le-Lac.

Segment entre le Doubs et la zone transversale du Gipou-Soubey: Entre la culmination de la voûte à Vautenaivre (appelée aussi localement anticlinal de Vautenaivre pour cette raison) et aux Prés de Beaugourd, une faille inverse complexe peut être aisément étudiée sur le flanc nord présentant un cisaillement interne. Le cœur de Hauptrogenstein est affecté d'un avant-pli souligné par le replissement serré de la Formation d'Ifenthal. Celui-ci, accompagné du Malm du flanc nord qui lui succède, ont été chevauchés sur une écaïlle de la Formation de St-Ursanne en position renversée (écaïlle de la Roche au Pélerin, SUTER 1976). Isolé par la vallée du Doubs et la Combe Chabroyat, le flanc nord frontal forme la klippe tectonique des Prés de Beaugourd (SUTER 1976).

Après la dépression axiale – située au niveau de la crête calcaire (Formation de St-Ursanne) du Château de Cugny – la voûte, dans laquelle se prolonge l'avant-pli marqué par la Formation d'Ifenthal mentionnée précédemment, est déplacée sur le segment bombé de la Fonge, au nord de la ligne Champ à l'Oiseau-Cernié-

villers. Le flanc nord déplacé sur le synclinal des Rosées–Clairbief semble ici être contigu au cœur sans autre complication. Aucun équivalent de l'écaille chevauchée de la Roche au Pélerin ne peut être observé ici.

Près de Cerniéwillers, la chaîne de St-Brais rejoint la branche ouest de la zone transversale du Gipou–Soubey, l'accident de Masesselin. Ce dernier traverse la voûte d'une manière assez peu spectaculaire. Plus loin, la voûte, dont les niveaux affleurants atteignent la Formation du Passwang se rétrécit fortement pour s'élargir à nouveau nettement après l'accident tectonique de Soubey, où la Formation du Klettgau se trouve à l'affleurement. La relation avec le synclinal étroit des Ormets situé entre les deux accidents tectoniques a déjà été discutée plus haut.

Segment entre la zone transversale du Gipou–Soubey et celle de la Caquerelle: L'élargissement du pli, dont seul le Dogger et les unités plus anciennes sont conservées à l'est de l'accident de Soubey, a pour résultat un cisaillement sénestre distinct du flanc nord, alors que le flanc sud n'est que très peu déplacé dans cette même direction. Après la zone transversale du Champois, qui peut être observée jusque dans le cœur du synclinal des Sairains dans la Côte au Bouvier (GLAUSER 1936), la voûte de Dogger se referme dans les Roches du Chargeoux. Dans le flanc sud se propage un chevauchement qui déplace le Hauptrogenstein sur la Formation d'Ifenthal (et en partie sur la Formation de Bärschwil). Il peut être observé de manière plus ou moins distincte jusqu'à la zone transversale de la Caquerelle au nord de St-Brais. Au-delà de ce chevauchement, dont l'importance semble non négligeable sur la base de la construction des coupes (pl. I), les segments anticlinaux de Sur le Rang et Champ Martin se sont développés dans la région de St-Brais. Sous le chevauchement, la voûte principale (Côte Dedos) et la voûte secondaire contiguë de Montfaverger au sud peuvent être différenciées.

Dans l'accident transversal de Roches–Pré Sergent, les éléments situés sous le chevauchement se fondent dans la zone transversale de la Caquerelle. Le chevauchement lui-même se prolonge dans le Pré Sergent au sud et se termine contre la zone transversale de Sceut Dessus. Le segment de pli de Sur le Rang situé au-dessus se termine dans les parois rocheuses de la Formation de St-Ursanne, affectées de structures complexes, au nord-ouest du Chésal. Ce segment est également relié à la zone transversale de Sceut Dessus. La voûte partielle de Champ Martin peut être suivie encore plus loin jusqu'à l'accident de Fondeval – la Roche où elle chevauche des éléments orientaux (fenêtre de la Formation de St-Ursanne sous-jacente sous la Formation de Bärschwil chevauchante située devant le portail nord du tunnel ferroviaire du Fondeval). La chaîne de St-Brais se termine dans cette zone encore bien plus complexe dans le détail. Du point de vue cinématique, l'anticlinal de la Caquerelle lui succède.

Chaîne de Vellerat

La chaîne de Fournet-Blancheroche (H. Suter et P. Bourquin dans BOURQUIN 1946) est l'équivalent structural de la chaîne de Vellerat (THURMANN 1832) à l'ouest du décrochement de la Ferrière (fig. 17, 18). Il est encore possible de la reconnaître dans l'angle sud-ouest du territoire de la feuille.

Segment entre le décrochement de la Ferrière et la zone transversale du Gipou-Soubey: A l'est du décrochement de la Ferrière, le segment local de la chaîne de Vellerat porte le nom du village de Goumois (SUTER 1976). A cet endroit, les gorges du Doubs sont profondément encaissées et donnent un bel aperçu de la structure asymétrique du pli. Le flanc sud légèrement incliné s'élève lentement depuis le synclinal de la Goule (SUTER 1976) à partir du coude du Doubs près du Theusseret. Sur le côté ouest des gorges, le flanc sud est coupé par un chevauchement à vergence sud. Ce dernier est visible en dessous de la Corniche de Goumois près du point de vue, au pt 664 m, au nord de Valoreille. A proximité de la route elle-même affleure une faille conjuguée. Ce rétrochevauchement – présentant à nouveau des failles conjuguées – affleure encore une fois dans l'entaille située au-dessus du Bief d'Etoz et peut être suivi jusqu'avant la Corbière. Il est à l'origine du léger synclinal de Charmauvillers et du petit anticlinal de Croix de Seuillerot. Sur le côté est de la gorge, le rétrochevauchement n'est plus repérable. Si ce dernier existe, il devrait traverser les parois rocheuses à peine accessibles de la Formation de St-Ursanne au pt 653 m à l'ouest de Belfond Dessous ou serait caché sous les vastes amoncellements d'éboulis, avant de disparaître sous le chevauchement du Gros Gipou (tronçon de la zone transversale du Gipou-Soubey, voir plus bas). Une autre explication serait qu'il se termine de manière abrupte contre une faille normale supposée, d'orientation NNW-SSE, longeant à peu près le Doubs. Le décalage du Membre de Bollement entre les deux rives du Doubs, de même que les structures de compression reconnaissables plus au sud dans la Formation de St-Ursanne sur la rive gauche du Doubs à proximité du barrage du Theusseret, plaident en faveur de la faille hypothétique indiquée sur la carte. Le fait qu'aucun prolongement de cette faille transversale ne soit visible dans les bandes rocheuses au sud du Theusseret tendrait par contre à infirmer cette hypothèse.

Vers le nord, le flanc sud de l'anticlinal de Goumois s'aplatit de plus en plus jusqu'à l'endroit où, au nord d'Urrière (du côté ouest de la cluse), respectivement de la Combe Brison (côté est), sa pente s'accroît de manière abrupte pour former près de Sur les Crines un petit anticlinal coffré. Ce dernier est chevauché sur le synclinal des Sairains (SUTER 1976), situé contre un chevauchement d'abord ondulé, puis descendant en pente raide jusqu'au Doubs. L'imposant Rocher du Singe, formé par la Formation de St-Ursanne, trône en position renversée sur la Formation d'Ifenthal (elle-même sus-jacente du point de vue tectonique).

Le chevauchement peut être suivi en direction de l'est jusque dans la demi-fenêtre de Sur le Pontat au nord-est des Pommerats et se perd ensuite dans la

zone transversale du Gipou-Soubey. Il ne s'agit pas d'un chevauchement plissé au sens strict du terme (préexistant et plissé ultérieurement). L'anticlinal étroit s'est vraisemblablement développé au-dessus d'un chevauchement aveugle (fault propagation fold) qui fut ensuite réactivé et plissé.

Vers l'ouest, le chevauchement se poursuit au-dessus des Grands Champs et du Bois de Ferrières, où il est déplacé à chaque fois légèrement de manière sénestre par des failles plus jeunes, jusqu'au décrochement de la Ferrière à l'est de Damprichard. En dessous, l'extrémité orientale du synclinal des Sairains entre la branche est et la branche ouest du décrochement de la Ferrière est perturbée de manière complexe. L'étroite voûte de l'anticlinal de Goumois est cisailée de manière sénestre. A l'ouest des Seignes de Damprichard, la voûte est d'orientation SSW-NNE (anticlinal des Seignes de Damprichard).

Dans le flanc sud, entre la Montée et Creux Gernet, des synclinaux et anticlinaux étroits (synclinal et anticlinal de Creux Gernet) se sont formés à partir de l'entraînement du flanc sud, à l'origine en pente douce, de l'anticlinal de Goumois contre le décrochement de la Ferrière et, en interaction avec le rétrochevauchement du Bief d'Etoz, en relation avec des failles inverses dextres à vergence sud.

Segment entre la zone transversale du Gipou-Soubey et celle de la Caquerelle: Entre l'accident de Masesselin et la branche ouest de la zone transversale du Gipou-Soubey, des Platures jusqu'à Froidevaux à l'est de Montfaucon, le cœur du segment local de la chaîne de Vellerat, l'anticlinal de Montfaucon, est resté manifestement presque intact et sa structure est simple. A la Bosse uniquement, l'accident tectonique de Goumois, la branche est de la zone transversale du Gipou-Soubey, traverse l'anticlinal. Cet accident se manifeste dans le flanc nord par un double décalage sénestre et dans le flanc sud par un petit rétrochevauchement au Bémont.

Les conditions d'affleurement dans le synclinal des Sairains, contigu vers le nord, sont mauvaises sur de longues distances. La configuration complexe près des Plaimbois se situe encore dans la région comprise entre les deux branches de la zone transversale du Gipou-Soubey. Elle confirme un plissement interne du synclinal chevauché vers le nord sur la chaîne de St-Brais. Près des Sairains, le synclinal a une structure simple mais fortement plissée.

L'accident tectonique des Rottes traverse le cœur encore intact de la chaîne de Vellerat située plus à l'ouest et le synclinal des Sairains situé à une altitude élevée près de Cerneux Benat. En direction du sud, à l'est de Froidevaux, l'accident se divise dans le flanc sud formé de Dogger et semble ensuite passer à un rétrochevauchement avant de rejoindre le synclinal d'Undervelier.

L'accident des Saignattes (nommé aussi à l'accident de St-Brais) relie le chevauchement à vergence nord du flanc nord de l'anticlinal de Montfaucon avec le chevauchement à vergence sud du flanc sud sur le synclinal d'Undervelier, en passant par le synclinal de Combe Tabeillon au Péquie à proximité de St-Brais. L'acci-

dent des Saignattes montre des composantes dextres, verticales et rotationnelles, comme le montre le rejet du cœur du Dogger près des Rottes Dessus.

Contre la zone la Roche-Bollement, un tronçon partiel de la zone transversale de la Caquerelle, se termine non seulement la chaîne de St-Brais (voir sous ce chapitre), mais aussi la chaîne de Vellerat (segments anticlinaux de Saulcy et de la Racine). Les synclinaux associés de Combe Tabeillon (au nord) et d'Undervelier (au sud) sont déformés de manière complexe. Dans le synclinal de Combe Tabeillon et dans la chaîne de Vellerat, cette déformation peut être décrite, pour simplifier, comme un cisaillement sénestre. Un sens de cisaillement principalement dextre apparaît toutefois près de Sous les Barres, puisque le segment septentrional à l'ouest du synclinal d'Undervelier disparaît au-dessus de la topographie actuelle près de Bollement. Le segment méridional «survit» et est lui-aussi cisailé de manière sénestre. A l'est de la zone la Roche-Bollement, entre le Cras des Mottes et Saulcy, le plissement synclinal comprend deux dépressions secondaires.

Segment situé à l'est de la zone transversale de la Caquerelle: Près de Saulcy, un chevauchement ancien, plissé traverse en biais le cœur de la chaîne de Vellerat. A partir des Cerneux, son tracé n'est plus distinct. La chaîne de Vellerat et le synclinal d'Undervelier sont cisailés de manière sénestre au niveau du fossé de la Combe es Monin (voir ce chapitre). A l'est du fossé, la voûte principale de la chaîne de Vellerat, l'anticlinal de la Jacoterie, est accompagnée de petits plis. Le cœur du petit pli situé au sud affleure de manière spectaculaire près de la Grotte de Ste-Colombe éponyme au nord d'Undervelier. Ce pli se poursuit en direction ENE en faisant un angle aigu avec le pli principal, avant d'en rejoindre le flanc sud à l'est de la Sorne. Le pli principal est manifestement plus jeune que les petits plis. Si l'on suit le concept développé par LAUBSCHER (2003b) pour la progression du plissement du Jura, cela signifie que le petit pli de Ste-Colombe est l'expression superficielle d'un chevauchement aveugle. Il ferait ainsi partie de l'ébauche d'une ceinture de petits chevauchements – aveugles pour certains – échelonnés dextralement. A cette ceinture appartiendraient également le segment d'orientation ENE dans le flanc nord de la voûte de Vellerat dans la Cottate des Chaibles, sur lequel reposent des klippen non enracinées, ainsi que le segment d'orientation NE-SW du flanc sud dans la Côte des Chermattes au nord du Pré de Joux. Par la suite, cette structure se serait transformée en pli via des kink bands d'orientation approximative W-E, dont le développement se serait enfin bloqué à un niveau rendant la progression du décollement à nouveau possible.

Les anticlinaux des Sommètres et de Saignelégier et leur relation avec la zone transversale du Gipou-Soubey

Un maillage structural apparaît suite au croisement de l'anticlinal transpressif du Gipou d'orientation SW-NE (SUTER 1976) – faisant partie de la zone transver-



Fig.19: Vue depuis l'ouest (depuis la clairière de Valoreille) sur le Boichat (pt 808 m), qui correspond à un reste du flanc nord raide de l'anticlinal du Gipou recouvrant les couches légèrement inclinées vers le sud-est du synclinal de la Goule (cf. profil 8, pl. I) et qui simule une charnière perpendiculaire faisant fonction de liaison entre les deux parties. Photo J. Hellman, 2014.

sale du Gipou-Soubey – avec la chaîne de Vellerat d'orientation WSW-ENE, ainsi qu'avec les anticlinaux des Sommètres et de Saignelégier, respectivement avec la chaîne du Raimeux (SUTER 1976). En tant que grandes structures régionales, ces deux chaînes sont discutées séparément (voir plus haut respectivement plus bas).

Les anticlinaux des Sommètres¹ et de Saignelégier (fig.17, 18; tous deux nommés par ROLLIER 1898) sont des structures locales, formées à partir du flanc nord de la chaîne du Raimeux avant de former ensemble vers l'ouest l'anticlinal du Gipou (SUTER 1976).

La cuvette du Gros Gipou près des Côtes, 1,2 km à l'ouest du Noirmont, donne un bel aperçu de la structure du Gipou orientée SW-NE. Il s'agit d'un pli typique recouvrant un chevauchement aveugle (fault propagation fold) dont le flanc nord-ouest est escarpé et le flanc sud plat. Ici comme à de nombreux autres endroits, le pli a été recoupé par la suite par des accidents tectoniques de telle sorte que son cœur s'est retrouvé chevauché au-dessus du flanc nord-ouest. Ici, l'en-

¹ L'Arête des Sommètres éponyme est aussi écrite «Somètre» dans d'anciennes publications (p.ex. SUTER 1976). FORKERT (1933) et H. Suter & P. Bourquin dans BOURQUIN (1946) désignent l'anticlinal d'après la ruine de l'ancien château située sur le haut des collines de l'anticlinal du Spiegelberg dans les Franches Montagnes (voir plus haut).

semble de la structure a encore été chevauchée sur le synclinal de la Goule (fig. 19). Plus loin au nord, le chevauchement du Gipou (SUTER 1976) est plissé par l'anticlinal de Goumois et se termine à l'est de la demi-fenêtre de Sur le Pontat décrite plus haut.

L'anticlinal de Saignelégier se développe vers l'est depuis l'anticlinal du Gipou, culmine sous le village de Saignelégier (SUTER 1976), et se poursuit par le Bémont jusqu'aux Prés du Péché où il se fond dans le flanc nord de la chaîne du Raimeux. La Formation de Bärschwil (Membre à Renggeri) affleure en son cœur à l'est de Saignelégier. L'anticlinal chevauche la dépression de la Combe (toponyme disparu, quartier situé au nord de l'hôpital de Saignelégier) en direction du nord. Ce chevauchement se développe à l'ouest du Theusseret à partir du chevauchement du Gipou et cisaille, après de nombreux changements de direction, le flanc nord de l'anticlinal du Gipou. Vers l'est, il disparaît près de la fromagerie de Saignelégier à la sortie est du village.

L'anticlinal des Sommètres situé au sud de la dépression peu profonde de Muriaux (SUTER 1976) culmine dans la région des Prés Derrières où il croise l'anticlinal du Gipou en formant un dôme. De là, il plonge axialement en direction de l'est. A l'ouest des Cufattes, au sud-est du Bémont, il se fond dans le flanc nord de la chaîne du Raimeux. Près de Derrière la Tranchée, son flanc sud chevauche le synclinal du Fond des Charmattes vers le sud (LÜTHI 1946).

Chaîne du Raimeux

Les contreforts de la chaîne du Raimeux (THURMANN 1832; fig. 17, 18) apparaissent au sud-ouest du territoire de la feuille, près des Emibois (anticlinal des Emibois, SUTER 1976). A cet endroit, la chaîne est séparée de l'anticlinal des Sommètres par le synclinal plat du Fond des Charmattes (SUTER 1976). Le cœur de Dogger affleure depuis les Rouges Terres en direction de l'est. Il culmine une première fois à l'est des Montbovats Dessus (d'où le nom d'anticlinal des Montbovats donné à ce segment). L'intégration des anticlinaux des Sommètres et de Saignelégier dans le flanc nord de la chaîne du Raimeux, permet l'ouverture au nord de celle-ci de la dépression du Pré Petitjean, qui peut être reliée plus loin à l'est avec le synclinal d'Undervelier. Toutefois, le synclinal, rempli de molasse (FORKERT 1933) se trouve en grande partie caché sous le flanc nord de la chaîne du Raimeux qui le chevauche.

La chaîne du Raimeux est décalée de manière sénestre au niveau du prolongement sud de la zone transversale de la Caquerelle et culmine une deuxième fois à l'est, près de Do chez Jean Lachausse (anticlinal de Sur les Prieres). A l'est de la zone fortement tectonisée située près du Buffet de la Gare (pt 838 m) à l'arrêt la Combe des Chemins de fer du Jura (CJ), le prolongement de la dépression du Pré Petitjean vers le sud est chevauché sur la chaîne du Raimeux. Cette dépression se termine abruptement à proximité du prolongement sud de la zone transversale de la Caquerelle. Pour cette raison, un nouveau synclinal double se développe du

flanc nord de la chaîne du Raimeux, près de Cras des Mottes. Ceci expliquerait la combinaison, un peu déconcertante au premier abord, d'un cisaillement sénestre (effectif) du cœur de Dogger avec un cisaillement dextre (supposé) des dépressions du Malm (voir également plus haut).

Un autre décalage sénestre a eu lieu au nord-est de Lajoux, contre le fossé de la Combe es Monin (voir le chapitre correspondant). A l'est de ce dernier s'étend le synclinal d'Undervelier au sens strict jusqu'à la limite du territoire de la feuille. Le Montois, formé par le calcaire d'eau douce de la Molasse alsacienne, et l'affleurement de la Formation de Reuchenette au sud-ouest du centre d'Undervelier sont interprétés comme des marqueurs du front d'un chevauchement plissé qui pousse une petite cuvette molassique sur le synclinal principal d'Undervelier.

Le recouvrement discordant des Poudingue et grès d'Undervelier (Burdigalien) sur le calcaire d'eau douce de la Molasse alsacienne (Chattien) d'une part, et le tracé du ruisseau le Miéry d'autre part, retiennent l'attention. Le ruisseau, provenant de la cuvette molassique, entaille la Formation de Reuchenette redressée à la verticale de manière presque perpendiculaire dans le flanc nord de la chaîne du Raimeux. Quelques centaines de mètres plus loin, le Miéry oblique à nouveau, quitte le flanc nord de la chaîne du Raimeux et s'écoule en direction de la dépression d'Undervelier.

Les Gorges du Pichoux offrent un bel aperçu de la structure de la chaîne du Raimeux. Il est possible de distinguer un flanc nord renversé, une voûte centrale élevée coffrée (Mont Dedos), un replat topographique élevé (terrasse de Semplain) et un flanc sud retombant en cascade de plis.

A l'entrée de la gorge, dans le flanc nord, apparaissent des complications qui se poursuivent dans le cœur de Dogger en direction du sud-ouest. D'autres failles d'orientation rhénane s'observent en direction de la Côte de Corbon. Le segment de Malm calcaire, à droite de la Sorne, semble se trouver plus bas que les flancs plissés avoisinants. H. Laubscher (comm. orale) a supposé ici l'existence d'une fenêtre tectonique en relation avec un autre chevauchement plissé. En raison des relations géométriques, cette hypothèse semble plutôt improbable. Il est incontesté par contre qu'une structure de horst et graben préexistante, oblique par rapport à la direction de raccourcissement, a été incorporée dans le plissement. Le compartiment inférieur est responsable de la formation de la voûte constituée par la Formation de St-Ursanne et qui sépare les affleurements du cœur de Dogger de Rebévelier de celui des Gorges du Pichoux.

Cette structure préexistante est également responsable de la terminaison occidentale de la terrasse de Semplain. Aux Grands Champs, elle est soulignée en partie par une faille normale d'orientation rhénane, tandis que l'inclinaison du flanc sud s'accroît en association avec une légère flexure de l'axe des plis.

Chaîne des Bois

La chaîne des Bois (fig. 17,18), nommée aussi chaîne des Bois-Pâturatte (FORKERT 1933), apparaît sur le territoire de la feuille près de la Fonge, au sud des Emibois. A cet endroit, subdivisée en plusieurs brachyanticlinaux à vergence nord, elle chevauche le synclinal d'Es Erreuilles (synclinal de Fornet-Noirmont, FORKERT 1933). Seule une unique voûte subsiste non loin de là, au nord-est près des Saignes du Roselet. Le pli apparaît sous une forme coffrée, avec une petite voûte pointue supplémentaire sur la charnière septentrionale. Peu après la fermeture de la voûte de calcaire du Malm (Formation de St-Ursanne) près du Chaumont, l'érosion est de nouveau plus profonde plus à l'est. Le haut-marais aux alentours de l'Étang de la Gruère s'est développé sur les argiles de la Formation de Bärschwil. Vers le nord, le synclinal contigu d'Es Erreuilles s'est plissé ici de manière complexe, avec des chevauchements internes. Ceci est probablement dû à l'influence d'un chevauchement plissé à vergence nord. Un chevauchement à vergence sud de la chaîne du Raimeux limitrophe du côté nord réduit encore la largeur apparente de la dépression intercalaire.

Au nord-ouest des Genevez, la chaîne des Bois (dont le cœur de Dogger affleure près des Embreux) et les synclinaux limitrophes du prolongement sud de la zone transversale de la Caquerelle sont légèrement décalés de manière sénestre. Le creusement du cœur de la chaîne par l'érosion diminue en direction ENE, si bien que la voûte située à l'ouest de Monible, formée par les Formations de Reuchenette et du Twannbach, finit par disparaître sous la cuvette molassique du Petit-Val. Le raccourcissement documenté dans la structure est transposé à l'anticlinal du Moron situé au sud-est (voir plus bas).

La dépression contiguë vers le nord, très étroite, formée par des chevauchements et un plissement interne, comprend de la Molasse entre Pré lai Dolaises (au sud-ouest de la Joux) à l'ouest et Fornet-Dessous à l'est. Au nord d'Entier, elle est presque complètement chevauchée par la chaîne des Bois. Pour terminer, elle rejoint vers l'est le synclinal du Petit-Val.

Anticlinal du Moron

En venant de l'est, l'anticlinal du Moron (fig. 17, 18) apparaît sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier sous la forme d'un simple pli coffré dont la crête est relativement plate et les flancs escarpés. Le doublement de la Molasse alsacienne avec calcaires d'eau douce près de Sornetan laisse présumer l'existence d'un chevauchement plissé à vergence nord. Ceci expliquerait également la position relativement élevée de la crête de l'anticlinal du Moron.

Vers son extrémité occidentale, l'anticlinal du Moron se divise en trois segments anticlinaux d'orientation sud-ouest. Les deux premiers situés au nord plongent vers la dépression de Bellelay, tandis que le troisième situé au sud fait transition avec la chaîne des Places. La contribution au raccourcissement est trans-

mise à la zone transversale de Châtelat–Montbautier préexistante – dont l’existence hypothétique est toutefois étayée par des observations sédimentaires (voir plus bas) – aussi bien de manière dextre contre la chaîne des Bois que sénestre contre la chaîne des Places.

Anticlinal du Graiteray

Le remplissage molassique de la cuvette située dans l’angle sud-est du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier est particulier: le vaste affleurement d’OMM dans la Forêt de Chindon se pince vers l’est pour disparaître près de Châtillon, au sud de Saicourt. Deux autres affleurements d’OMM sont situés plus au sud près des Cerisiers et à l’aire de repos de l’autoroute A16. Cette configuration indique que le contrefort occidental de l’anticlinal du Graiteray (PFIRTER 1997; fig.18) se prolonge jusque sur le territoire de la feuille et sépare ainsi le synclinal de Champoz, avec l’OMM de la Forêt de Chindon au nord, du véritable synclinal de Tavannes (profils 1, 2, pl. I).

Chaîne des Places

La chaîne des Places (p. ex. FORKERT 1933; fig. 17, 18) apparaît sur le territoire de la feuille au sud de la Halte du Pied d’Or des Chemins de fer du Jura (CJ). Par la suite, sa présence se devine à la présence de diverses petites rides de calcaire du Malm des deux flancs plissés (dénommé ici anticlinal des Reussilles) ressortant des limons du bombement des Reussilles. C’est seulement à l’est du prolongement méridional de la zone transversale de la Caquerelle qu’elle réapparaît de manière marquée, érodée jusqu’au cœur de Dogger (anticlinal des Places au sens strict). Au nord de Tramelan, ce cœur est recoupé par un grand nombre d’accidents tectoniques rhénans. De nombreux autres accidents, d’orientation SSW–NNE et SW–NE pour la plupart, traversent la voûte entre l’auberge éponyme des Places et Sous Montbautier, à l’ouest du Fuet. A cet endroit, la chaîne des Places se termine contre la flexure de Montbautier, un élément de l’hypothétique zone transversale de Châtelat–Montbautier, ou passe à l’anticlinal du Moron respectivement.

Chaîne du Montoz (anticlinaux d’Orange et de la Tanne)

La voûte principale de la chaîne du Montoz (THURMANN 1832) se trouve au sud du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Sur le territoire de la feuille n’apparaissent que deux avant-plis, les anticlinaux d’Orange et de la Tanne (fig. 17, 18).

Le plus petit, l’anticlinal d’Orange, d’orientation WNW–ESE apparaît avant l’extrémité occidentale de la dépression molassique de Tavannes. Il se poursuit dans les Calcaires d’eau douce de Delémont (USM) et son flanc nord-est forme en même temps le flanc sud-ouest de la profonde dépression d’OMM de la Forêt de

Chaindon. Des résultats de sondage indiquent qu'un chevauchement plus ancien à vergence nord a été remplissé par l'anticlinal d'Orange à l'est de la Birse, dans le Pâturage sous Montoz. Avant que l'anticlinal d'Orange ne se termine de manière abrupte vers l'ouest contre la flexure de Montbautier (voir plus haut), la Formation du Twannbach apparaît dans son cœur (un bel affleurement peut être observé dans la Forêt d'Enfer à proximité de la route Le Fuet – Tramelan). La dépression de la Chavonne située au sud-ouest et contiguë à l'anticlinal de la Tanne n'affleure nulle part.

Seule une petite partie de l'anticlinal de la Tanne se trouve sur le territoire de la feuille. La voûte étroite est décalée de plusieurs centaines de mètres de manière sénestre au niveau de la zone transversale de Châtelat–Montbautier d'orientation SSW–NNE, à l'est de Tramelan. Dans sa partie occidentale, d'orientation approximative W–E à WSW–ENE, près de Sur le Château, les résultats de sondage montrent que le plissement a remplissé un chevauchement plus ancien à vergence nord qui place l'OMM au-dessus de l'OSM près de la Tuilerie. Les conditions tectoniques locales sont toutefois difficiles à saisir en raison des variations d'épaisseur fréquentes des diverses unités molassiques – démontrées par les résultats de sondage et les observations faites sur le terrain. La partie est, d'orientation WNW–ESE plonge de manière axiale en direction ESE à partir de la Rochette.

Construction des profils

Les profils (pl. I) se basent sur des esquisses qui étaient initialement destinées à la publication séparée des feuilles de Saignelégier et de Bellelay et qui par conséquent ont été élaborées séparément. Pour la feuille Saignelégier, H. Laubscher a esquissé sept profils (profils 6–12, pl. I) qui s'appuient en partie sur des profils (SUTER 1976, 1979) et des esquisses de M. Suter. La vallée du Doubs est si profondément encaissée qu'elle offre un bon aperçu de la structure profonde. En outre, les profils sont sensés montrer de manière ciblée l'origine et l'influence du décrochement de la Ferrière et de la zone transversale du Gipou–Soubey sur le développement tectonique de la région.

À l'origine, H. Laubscher ne prévoyait en revanche que trois profils pour la feuille Bellelay, qui devaient caractériser les différents domaines sur le plan structural et morphologique. Ces esquisses (profils 1, 3, 5, pl. I) ont été complétées vers le sud jusqu'au bord de la feuille et adaptées à la cartographie actuelle. En outre, la sélection a été complétée par deux profils supplémentaires (profils 2, 4, pl. I).

Pour la présente notice explicative, les 12 profils ont été retravaillés selon des prescriptions uniformes. Les conditions préalables et les suppositions suivantes, en plus de la concordance avec la carte, ont été prises en considération:

Les structures observées sur le territoire de la feuille sont principalement dues à un décollement basal dans les évaporites du Muschelkalk moyen (Forma-

tion de Zeglingen, JORDAN 2016). Les évaporites du Keuper (Formation du Bänkerjoch, JORDAN et al. 2016), ainsi que les parties riches en argile du Dogger et du Malm (Argiles à Opalinus, Formations de Bärschwil et de Wildegg) ont aussi servi de niveaux de décollement locaux.

Pour la construction des coupes, le concept de conservation des longueurs de couche et la méthode d'équilibrage en résultant sont tout désignés dans le cas d'un décollement basal et d'une déformation plutôt cassante de la couverture sédimentaire décollée. Cette méthode prend en considération d'une part les longueurs de couche équilibrées (identiques) de tous les horizons impliqués et d'autre part une conformité «volumétrique» (bidimensionnelle au niveau du tracé de la coupe) tout au long du déroulement des déformations depuis (ou jusqu'à) la situation initiale (fictive).

Diverses hypothèses liées en particulier à l'épaisseur des couches et à la géométrie du niveau de décollement, doivent être émises pour utiliser cette méthode. Dans la région considérée, du fait de l'absence de sondages profonds et de sondages géophysiques, seules des données relatives à l'épaisseur des séries sédimentaires à partir du Dogger sont à disposition. L'épaisseur des unités stratigraphiques plus anciennes a dû être fixée de manière arbitraire sur la base d'indications supra-régionales, en provenance par exemple du forage pétrolier de Hermrigen BE. A la différence des unités stratigraphiques plus jeunes, pour lesquelles les variations d'épaisseur régionales et locales ont pu être prises en considération, la puissance des formations plus anciennes a été considérée comme étant constante sur l'ensemble du territoire de la feuille. Cela ne correspond certainement pas tout à fait à la réalité. Inversement, une construction de coupe dans l'hypothèse d'une puissance constamment changeante des formations non accessibles est inappropriée.

Tel que mentionné au début du chapitre Tectonique, les structures héritées, incontestablement plus anciennes, jouent un rôle, en particulier les failles normales éocènes et oligocènes d'orientation rhénane (SSW-NNE) et peut-être aussi varisques (d'orientation approximative E-W). Pour ces dernières qui sont liées aux grabens permocarbonifères – uniquement supposés jusqu'à maintenant dans la région considérée – divers auteurs ont également pris en considération des réactions extensives ou compressives (inversion de graben) juste avant ou pendant le plissement du Jura. En se basant uniquement sur la carte actuelle, aucune déduction directe ne peut être cependant faite sur la géométrie du niveau de décollement. Tant qu'aucune information géophysique solide n'est disponible, la géométrie initiale du niveau de décollement et sa modification pendant et après le processus de décollement, devrait être reconstituée au cours d'un processus itératif en plusieurs étapes qui aurait dépassé de loin les ressources à disposition. Tant que ces données ne sont pas disponibles, il faut partir d'une prémisse abstraite la plus simple possible. Une fixation du niveau de décollement seulement pendant la construction de coupe mène à une solution aléatoire, menant à des incompatibilités entre les différents profils, et qui correspond vraisemblablement encore moins

aux conditions réelles. Pour la construction réalisée ici, cette prémisse consistait en un niveau de décollement le plus plat possible. Sa position a été définie d'une part à partir des grands synclinaux, que l'on suppose avoir été déplacé uniquement parallèlement au niveau de décollement, et d'autre part à partir des épaisseurs supposées (voir plus haut) ou déterminées régionalement des unités stratigraphiques plus anciennes et respectivement plus jeunes. Il en a résulté un niveau de décollement qui s'élève légèrement tant du sud vers le nord que de l'est vers l'ouest et présente localement de faibles bombements et dépressions.

Un niveau situé à près de 50 m sous la base de la Formation de Schinznach (PIETSCH et al. 2016, Muschelkalk supérieur) a été admis comme base de décollement.

Des plis de rampe (fault bend folds) au-dessus des chevauchements escarpés en partie instables (pour des raisons rhéologiques), ainsi que des plis qui se sont développés au-dessus de chevauchements aveugles (fault propagation folds), ont en principe été pris en considération comme processus de déformation possibles. Un grand nombre de structures sont des combinaisons, et surtout des successions, des deux processus. Les chevauchements plissés (souvent des fault propagation folds qui se superposent à d'anciens plis de rampe) et l'évolution des chevauchements aveugles en plis de rampe après la percée du pli par propagation de faille sont les combinaisons prédominantes. Pour terminer, les détachements inverses jouent un rôle à quelques endroits.

HYDROGÉOLOGIE

L'hydrogéologie du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier est essentiellement de type karstique, notamment dans les parties centrale et occidentale de la feuille. Les vastes zones d'infiltration sont situées sur les anticlinaux et dans les synclinaux sans couverture molassique. Les exutoires, peu nombreux mais importants, sont situés le long du Doubs et dans les cluses de la Sorne. Dans la partie orientale en revanche, d'importants dépôts molassiques et quelques dépôts quaternaires font également intervenir des circulations en milieu poreux, en plus des circulations karstiques.

Aquifères

Le Malm calcaire et la partie supérieure du Dogger constituent les deux principaux aquifères régionaux. Le Malm calcaire, d'une puissance pouvant atteindre 250 à 350 m, est relativement homogène, mais comprend un niveau aquitard dans sa partie médiane. Celui-ci est constitué de calcaire avec de nombreuses intercalations marneuses de faible épaisseur au niveau de la Formation de Vellerat. Le Malm calcaire est globalement très karstifié et de nombreuses cavités de grand volume s'y sont développées, notamment dans sa partie supérieure (Formation de Reuchenette). Il représente donc un milieu particulièrement favorable aux circulations karstiques. La partie supérieure du Dogger, bien que moins karstifiée que le Malm calcaire, reste assez favorable aux circulations karstiques. Il comprend une intercalation marneuse, le Membre de Saulcy.

Les Formations de Bärschwil et de Wildeg, marneuses, forment en théorie une barrière imperméable entre le Dogger et le Malm calcaire. Cependant, à la faveur de chevauchements et de failles, cette barrière hydraulique peut être court-circuitée et les deux aquifères mis en connexion. C'est notamment le cas dans la partie centrale des Franches-Montagnes (RIEBEN 2000).

Séparé du Dogger par les Argiles à Opalinus et les marnes du Lias, un troisième aquifère karstique est présent en profondeur, celui du Muschelkalk. Cependant, celui-ci n'affleure pas sur le territoire de la feuille et il n'y a jamais été étudié.

Au-dessus du Malm, les formations du Paléogène-Néogène et du Quaternaire forment également des niveaux aquifères de moindre importance.

La Molasse est globalement considérée comme un aquiclude formant une chape imperméable au-dessus de l'aquifère du Malm dans le fond des synclinaux. En réalité, la situation est plus complexe. En effet, le Calcaire d'eau douce de Delémont de la Molasse alsacienne (Oligocène), dont l'épaisseur peut atteindre 300 m vers Reconvilier, peut être considéré comme une formation semi-perméable théâtre de phénomènes karstiques non négligeables. Dans la région de Tavannes et Tramelan, le Calcaire d'eau douce de Delémont repose directement sur le Malm

et permet une connexion hydraulique entre le Malm et la Molasse (SCHINDLER 1977).

Les formations quaternaires se limitent essentiellement à des placages de fond de vallées (alluvions) et à des éboulis. Elles jouent cependant un rôle hydrogéologique non négligeable pour certains petits captages (Bellelay, Tramelan). Des aquifères sont développés dans les alluvions du Doubs et dans une moindre mesure dans ceux de la Birse, de la Sorne et de la Trame. Les éboulis peuvent former des aquifères non négligeables, alimentés par les précipitations et parfois également par le karst.

Écoulement des eaux souterraines

Les structures décrites dans le chapitre Tectonique influencent nettement la répartition des sources et les directions d'écoulement. Les écoulements souterrains se font parallèlement à l'axe des plis, le long des gouttières synclinales. Trois structures drainantes d'orientation N-S, le décrochement de la Ferrière, la zone Muriaux-Les Breuleux et les cluses de la Sorne, concentrent les écoulements vers les grands exutoires régionaux décrits plus bas. Ces zones drainantes permettent aux écoulements de franchir les barrières anticlinales, permettent de court-circuiter l'aquiclude des Formations de Bärschwil et de Wildegg et mettent en connexion le Dogger et le Malm.

Dans la partie occidentale et centrale des Franches-Montagnes (Saignelégier, le Noirmont), les écoulements se font d'est en ouest en direction des sources de Biaufond, du Theusseret et de Soubey. Dans la partie orientale du territoire de la feuille (Lajoux-Bellelay), les écoulements se font d'ouest en est en direction des cluses du Pichoux et d'Undervelier (fig. 20). Il y a donc une zone de diffluence sur le plateau franc-montagnard au niveau de l'étang de la Gruère (fig. 20). Cette zone correspond également à la limite de partage des eaux entre les bassins versants du Rhin et du Rhône, la partie orientale du territoire de la feuille se trouvant dans le bassin versant du Rhin et la partie occidentale dans celui du Rhône (PIQUEREZ 2013).

Dans la partie centrale et occidentale du territoire de la feuille, c'est le niveau du Doubs qui détermine le niveau de base des aquifères. Aussi, il est souvent évoqué que les écoulements dans les gouttières synclinales ne se font pas dans des bassins noyés, ce qui expliquerait les vitesses d'écoulement élevées observées (MONBARON 1975, MAGES 1990, RIEBEN & ADATTE 1997, 2000, WEBER & LINDER 2004).

Dans la partie sud-est du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, les écoulements se font en direction du grand synclinal Tramelan-Tavannes-Court. Dans cette région, les grands exutoires tels que la source de la Birse correspondent en réalité à un débordement de la nappe karstique sur les sédiments imperméables de la Molasse (SCHINDLER 1977, ISSKA 2012a, c).

Les vitesses d'écoulement mesurées par traçages dans le karst sont très hétérogènes de 5 à 270 m/h. Celles-ci dépendent bien entendu des conditions hydrologiques (écoulement plus rapide en hautes eaux) mais également de la direction des écoulements. En effet, les écoulements se font plus rapidement lorsque le cheminement entre le point d'injection et le point de restitution se fait parallèlement aux structures synclinales. La forte hétérogénéité des vitesses d'écoulement mesurés notamment depuis le plateau franc-montagnard, suggère un karst bien développé et des formations aquifères en grande partie dénoyées.

Hydrologie et climat

UTTINGER (1951) donne pour la chaîne du Jura une corrélation entre la pluviométrie et l'altitude: précipitation [mm] = $692 + (0,732 \cdot Z)$, Z étant l'altitude en mètres. Pour le plateau franc-montagnard, les précipitations sont importantes et comprises entre 1400 et 1600 mm par année, 1499 mm à la station MétéoSuisse à Saignelégier (station n° 8600) et 1523 mm à la station MétéoSuisse de Bellelay (pour les années 1951 à 1980). Compte tenu de l'altitude élevée du plateau franc-montagnard, une bonne partie des précipitations tombe sous forme neigeuse (plus de 2,5 m de neige fraîche par année) et s'accumule durant l'hiver. Pour le canyon du Doubs, les précipitations sont comprises entre 1000 et 1400 mm par an. Pour la partie sud-est du territoire de la feuille (Tramelan-Vallée de Tavannes), les précipitations sont comprises entre 1000 et 1300 mm par an (SCHINDLER 1977).

L'évaporation est comprise entre 300 et 500 mm pour le plateau franc-montagnard, 500 à 550 mm pour le canyon du Doubs et 450 mm pour les abords de la Vallée de Tavannes. Les précipitations constituent l'unique source d'alimentation des aquifères (MAGES 1990).

En raison de la nature calcaire du soubassement rocheux, le réseau d'écoulement superficiel est très peu développé surtout sur le plateau franc-montagnard et sur le plateau de Damprichard-Mâiche. Il se limite à quelques ruisseaux qui disparaissent dans des pertes. Le Doubs est le seul cours d'eau conséquent qui s'écoule sur la partie occidentale et centrale du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Il récolte les eaux des grandes sources karstiques et de quelques torrents. Ses deux principaux affluents sont le Bief de Vautenaivre peu après Goumois et le Bief de Fuesse peu avant Clairbief. Tous deux sont issus de sources karstiques. Le débit moyen du Doubs est de 27 m³/s (période 1971-2013) au niveau de la station OFEV à la Goule. Lors de la crue centennale de 1991 le débit atteint par le Doubs était de 365 m³/s.

Sur la partie orientale du territoire de la feuille, la présence d'importants dépôts molassiques permet le développement d'un réseau superficiel plus dense. La Sorne, qui prend sa source aux Genevez, draine la partie occidentale et centrale du Petit-Val, puis récolte les eaux des importantes sources karstiques situées dans les cluses du Pichoux et d'Undervelier, après lesquelles elle voit son débit découpler.

La Birse, dont l'origine est karstique, draine tout le synclinal molassique de la Vallée de Tavannes. Son principal affluent est la Trame qui prend sa source à Tramelan et qui draine l'extrémité occidentale du synclinal (Tramelan, Saicourt). La Trame se jette dans la Birse à Lovesse où son débit moyen est de 245 l/s (période 1974–1976). A noter également que la plaine de Bellelay n'est pas drainée par la Sorne mais par le ruisseau de la Rouge Eau. Celui-ci disparaît dans le gouffre de la Rouge Eau pour réapparaître à la source des Blanches Fontaines dans la cluse du Pichoux (MORNOD 1959, PIQUEREZ 2015; fig. 20).

Sources et puits

Les principales sources situées sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (fig. 20) sont toutes d'origine karstique, on compte cependant quelques sources de faible importance situées notamment au pied d'éboulis et dans certaines formations semi-perméables de la Molasse.

Le Doubs draine toute la partie occidentale et centrale du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier puisqu'une multitude de sources karstiques situées le long de son tracé se déversent dans son cours. La plupart des sources ne drainent que les flancs des calcaires surplombant le Doubs et n'ont pas de débit très important. Cependant, quatre sources majeures drainent une large partie du territoire de la feuille et du plateau franc-montagnard au sens large.

Les sources de Biaufond–La Ronde (hors feuille), situées sur la commune de la Chaux-de-Fonds drainent toute la partie occidentale des Franches-Montagnes. Pour la feuille Saignelégier, seule la zone située entre le Noirmont et les Emibois appartient au bassin d'alimentation. Il s'agit de deux sources se trouvant dans un éboulis sous le niveau du Bief de Biaufond (petit lac situé directement à l'est du Lac de Biaufond). Elles sont situées au toit du Membre d'Effingen de la Formation de Wildegg à environ 600 m d'altitude. Le débit moyen estimé par MAGES (1990) est d'environ 1,2 m³/s. En étiage extrême, le débit chute à 0,33 m³/s. Cette source n'est pas captée (MAGES 1990, 1991). En période de crue, les sources de la Combe de Biaufond sur la commune de la Ferrière se mettent successivement en charge. Ces sources sont situées à environ 635 m d'altitude, également dans le Malm.

Les sources du Theusseret drainent la partie centrale des Franches-Montagnes. Ici, Muriaux, Saignelégier, les Cerlatez et la Chaux-des-Breuleux font partie du bassin d'alimentation des sources. La source sourd en de multiples exutoires situés en rive droite du Doubs, sur la commune de Goumois quelques kilomètres en amont du village. Un exutoire se trouve sous le restaurant du Moulin, plusieurs émergences le long de la rive droite du Doubs en aval du restaurant, et DELLA VALLE (1973, 1980) a mis en évidence par coloration des exutoires sous le niveau du Doubs. Ces sources sont situées à la base des calcaires du Malm à l'intersection géométrique entre le niveau de base régional des eaux (le Doubs) et le

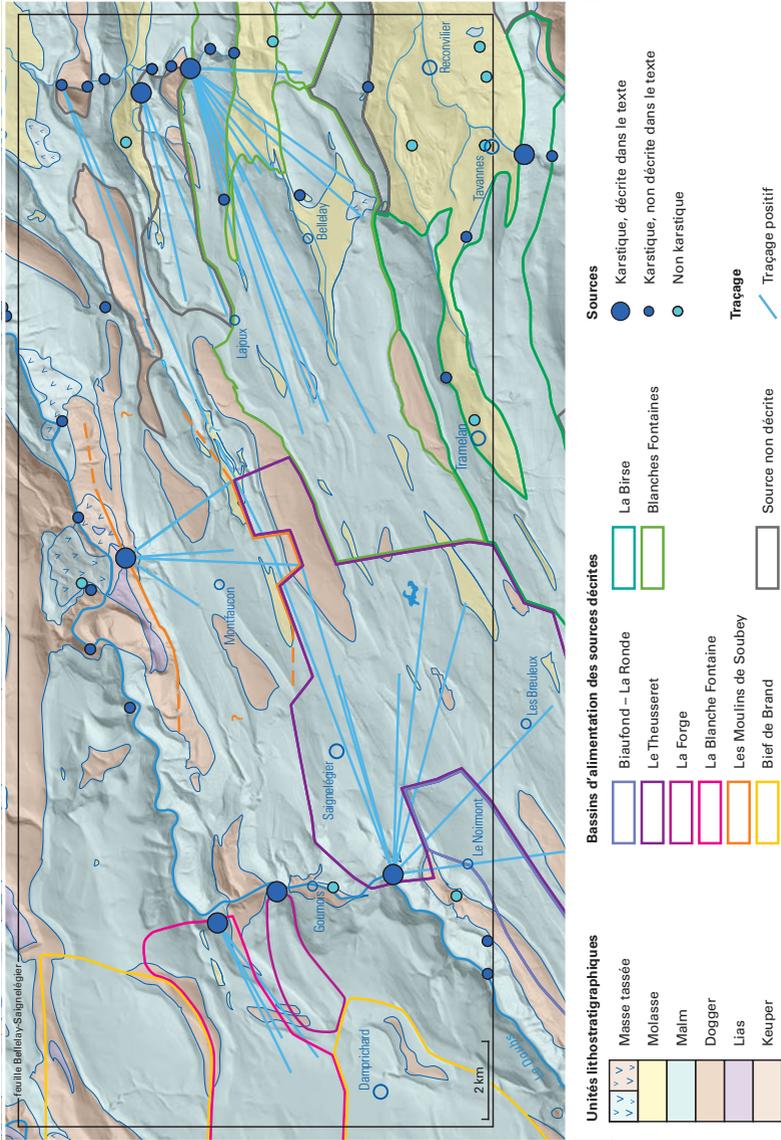


Fig.20: Sources les plus importantes du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, avec leur bassin versant et les écoulements mis en évidence par tracage.

niveau géologique régional imperméable (Formation de Bärschwil). Compte tenu du nombre élevé d'exutoires et de leur situation, le jaugeage des sources n'a jamais été réalisé. Cependant, en prenant en compte la surface du bassin versant (44 km²) et le bilan des précipitations annuelles (1374 mm de précipitations annuelles et 35% d'évapotranspiration), RIEBEN (2000) a estimé le débit moyen de cette source à 1,2 m³/s.

Les sources des Moulins de Soubey drainent la partie nord-est des Franches-Montagnes et plus précisément la région des Enfers et de Montfaucon. Cependant, le bassin d'alimentation de la source est mal délimité. Il s'agit de trois sources situées sur la commune de Soubey, au lieu-dit les Moulins. Deux sources se trouvent dans les calcaires du Malm alors que la troisième est située dans les calcaires du Dogger à 480 m d'altitude (RIEBEN 2000, WEBER & LINDER 2004). Le débit des sources n'a, à ce jour, jamais été déterminé.

En rive gauche du Doubs, les sources de la Blanche Fontaine et de la Roche drainent une région de 18 km² qui s'étend principalement sur les communes de Goumois, Fessevillers, Ferrières-le-Lac et Belfays. Deux exutoires sont issus de ce système. La source de la Blanche Fontaine, localisée à environ 2 km à l'est du village de Fessevillers, représente actuellement la ressource d'alimentation en eau potable unique du Plateau maîchois. La source de la Forge, située à 1 km au nord du village de Goumois, participe à l'alimentation en eau potable de la commune de Goumois. Du point de vue hydrogéologique, ces deux exutoires sont issus d'aquifères karstiques contenus dans les calcaires du Malm. Cependant, la complexité géologique et structurale du secteur fait également intervenir, pour la source des Blanches Fontaines, les roches karstifiées du Dogger (secteurs de Cernier d'Embret et des Signes).

La partie orientale du territoire de la feuille est drainée par une série de sources karstiques situées dans les cluses de la Sorne. Les cluses du Pichoux et d'Undervelier sont parsemées de sources karstiques dont trois drainent des systèmes majeurs.

La source des Blanches Fontaines sourd en de multiples exutoires dans un important amas de blocs. Selon MONBARON (1975), il s'agit d'un exutoire unique recouvert par la masse éboulée. Les sources sont situées au contact entre les Formations de Bärschwil et de St-Ursanne, à 585 m d'altitude dans une gouttière synclinale située entre l'anticlinal du Raimeux et la terrasse de Semplain (ISSKA 2012a, b). Selon PIQUEREZ (2015), le débit moyen de la source est de 1,65 m³/s. Le débit peut tomber à 0,2 m³/s et peut atteindre 12 m³/s. MONBARON (1975) évoque même 15 m³/s pour une crue centennale. Plusieurs exutoires de crues se mettent en charge selon le niveau de la nappe karstique. Lors de la crue centennale de 1973, la source la plus haute a jailli d'une fissure située à plus de 630 m d'altitude. La mise en charge du système karstique peut donc atteindre les 50 m (MONBARON 1975). Cette source n'est pas captée, mais elle se déverse dans un petit lac d'accumulation d'une centrale hydroélectrique.

La source du Montois n'est pas vraiment située dans une cluse mais en bordure de la cluse du Pichoux toute proche. Elle draine le coin nord-est des Franches-Montagnes, soit une zone située entre Lajoux, Saulcy et Undervelier. Elle sourd dans les calcaires du Malm et son débit est compris entre 30 et 500 l/s (MONBARON 1975).

La source de la Voutière (ou du Voutier) jaillit dans le Dogger, au cœur de l'anticlinal du Raimeux. Principal exutoire du Dogger dans la région, son bassin d'alimentation est inconnu. Tarie lors d'étiages prolongés, son débit peut atteindre les 500 l/s (MONBARON 1975).

La partie à l'extrême sud-est du territoire de la feuille est drainée par les sources situées en bordure des sédiments molassiques de la Vallée de Tavannes. La source la plus importante est la source de la Birse à Tavannes (hors feuille). Elle draine essentiellement la Montagne du Droit et les Prés de Montagne. Sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, les affleurements de Malm situés de part et d'autre de Tramelan et du plateau d'Orange font partie du bassin d'alimentation de cette source qui jaillit à 770 m d'altitude dans les calcaires de la Formation du Twannbach, au contact avec les sédiments imperméables de la Molasse. Ce site correspond à un nœud tectonique où l'anticlinal de la Montagne du Droit subit un abaissement axial avant d'être relayé par un nouveau pli dont le développement à l'est donne l'anticlinal du Montoz (SCHINDLER 1977). SCHINDLER (1977) a estimé le débit moyen de la source à 327 l/s alors que l'ISSKA (2012a, c) l'a estimé à 200 l/s. Le débit chute à 7 l/s en étiage sévère, et peut atteindre plus de 900 l/s (SCHINDLER 1977, ISSKA 2012a, c) en crue. Il n'est pas exclu que la source de la Chiffelle située 100 m à l'ouest soit en connexion avec la source de la Birse (SCHINDLER 1977).

La partie à l'extrême ouest du territoire de la feuille est drainée par la source du Bief de Brand (hors feuille), situé au bord du Dessoubre sur la commune de St-Hyppolite. Celle-ci draine une large partie du plateau de Maîche-Damprichard. Sur le territoire de la feuille, seules les communes de Damprichard et des Plains-et-Grands-Essarts font partie du bassin d'alimentation de la source. Du point de vue hydrogéologique, la source du Bief de Brand apparaît au contact entre le Hauptrogenstein et la Formation du Passwang. Cependant, la complexité géologique et structurale du secteur fait intervenir également les roches karstifiées du Malm. Les communications hydrauliques entre les deux se font par le biais d'accidents tectoniques mettant en contact les deux horizons aquifères, permettant ainsi de court-circuiter les marnes imperméables de la Formation de Bärswil.

En plus des principales sources décrites ci-dessus, quelques puits ont été aménagés dans les formations quaternaires. On compte notamment les puits du Moulin Brûlé à l'est de Tramelan, situés dans les alluvions de la Trame. La nappe alluviale est alimentée par la rivière, les précipitations et le karst via le Calcaire d'eau douce de Delémont de la Molasse alsacienne (SCHINDLER 1977). Les puits des Grands Champs entre Undervelier et Berlincourt captent l'eau de la nappe al-

luviale de la Sorne. Plusieurs puits sont disposés dans la plaine de Bellelay et drainent les sédiments molassiques et quaternaires de la plaine. La nappe alluviale du Doubs n'est, à ce jour, pas captée.

Le trop-plein de la Tourbière est visible près de la Source du Pied d'Or, 2 km à l'ouest des Reussilles; cette source aurait reçu son nom de son eau jaunâtre à l'odeur sulfureuse.

Qualité et distribution des eaux souterraines

Les réseaux de distribution sont de plus en plus interconnectés, c'est particulièrement le cas pour les Franches-Montagnes où la grande majorité des communes sont approvisionnées par le SEF (Syndicat pour l'alimentation des Franches-Montagnes en eau potable) qui puise son eau dans le vallon de St-Imier. Dans un premier temps, ce syndicat s'alimentait uniquement en eau depuis trois puits situés en rive droite de la Suze (peu avant Cortébert). Par la suite, et afin de répondre à la demande croissante en eau, la source karstique du Torrent à Cormoret fut également captée. Afin d'assurer les ressources en eau pour l'avenir, un forage profond a été réalisé à travers la Molasse jusque dans le Malm. Les communes de Goumois, Tramelan, Bellelay, le Noirmont, Saignelégier et Tavannes disposent de leur propre ressource en eau potable.

En France, la majeure partie du plateau de Maïche est approvisionnée en eau par la source karstique de la Blanche Fontaine.

MATÉRIAUX EXPLOITABLES

Matériaux de construction

Pierre de taille et pierre concassée

Toutes les carrières situées sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier sont abandonnées, quelques-unes d'entre elles ont été en partie comblées. Pour l'extraction de pierres de taille naturelles et de pierres concassées, de la roche calcaire la plus pure possible a été utilisée: le Hauptrogenstein, en particulier la Pierre blanche au toit de la formation (p.ex. la carrière située à 300 m au nord-est de la station Bollement), le calcaire de la Formation du Pichoux (carrière près de la route Le Noirmont - La Goule, carrière de Lajoux [l'actuel terrain de football]) ainsi que les calcaires de la Formation de St-Ursanne (p.ex. carrière de Bonembez du Bas) et de la Formation de Reuchenette (p.ex. carrières des Reussilles, du Fuet, du Cras Brûlé au sud-est de Berlincourt).

Les murs en pierres sèches typiques des pâturages sont en général construits avec les plaques rugueuses, qui par conséquent ne glissent pas, du Membre de Bollement (Dalle nacrée). Elles ont souvent été transportées sur de longues distances.

Autrefois, les bancs micritiques épais du Membre du Vorbourg étaient très appréciés comme pierre de construction. Ils provenaient des petites carrières de la région des Cerniers, à 1,5 km au sud-ouest des Plains-et-Grands-Essarts et de la Mine située à 2,2 km plus à l'est.

Le Membre du Hauptmumienbank fournissait une pierre de construction dure et décorative provenant de la région d'Urtière. Il était exploité par exemple pour la fabrication d'éviers, de fontaines, sols, marches, etc., à l'exemple de la maison sur le haut de Montbaron, au-dessus de la partie française de Goumois (coord. 2561.950/1234.760). De nombreux lieux d'extraction de petite envergure situés dans la partie suisse du territoire de la feuille au pt 992 m, à l'ouest de l'embranchement de la route les Reussilles - Saignelégier ainsi qu'au sud-ouest des Genevez, témoignent de l'exploitation des Membres du Hauptmumienbank et de l'Oolite rousse, très convoités.

Dans la Vallée de Tavannes, des façades étaient bâties de temps à autres à partir du grès vert-olive de la Formation de Lucerne (OMM) provenant d'anciennes carrières situées dans la Forêt de Chaindon.

Autrefois, les blocs erratiques, principalement ceux en granite, avaient une valeur particulière. Ils étaient surtout utilisés pour faire des bornes et pierres tombales ou des plaques de bordures, mais servaient aussi de pierres de construction. Aujourd'hui, les plus grands et ceux qui témoignent de l'extension glaciaire maximale sont protégés.

Tuf calcaire

Le tuf calcaire présent fréquemment dans la vallée du Doubs et ses vallons latéraux, était utilisé comme pierre de construction facile à travailler, résistant à l'altération et décorative. Les anciens gisements ne sont plus visibles à l'heure actuelle.

Chaux

La chaux vive servait de liant et pour la fabrication de mortier et de crépi (voir également GERBER et al. 2002). Des toponymes comme le Chaufour, la Chaux indiquent d'anciens sites de fours à chaux.

Gravier, sable, «Jurakies»

Dans les deux gravières du Moulin de Loveresse et sur la colline des Crêts au sud de la Birse (comblées aujourd'hui), les Gravieres de la Birse et le gravier des alluvions récentes étaient encore exploités voici quelques décennies.

Les Sables calcaires du Doubs étaient exploités dans la gravière en bordure du village de Soubey (BUXTORF 1910).

Dans la ceinture d'éboulis au pied des chaînes, des éboulis plus ou moins limoneux («Jurakies») sont exploités dans de nombreuses gravières pour le revêtement de routes naturelles et de places. Ils sont livrés parfois jusque sur le Plateau suisse.

Argile

L'argile sert de matière première pour les briqueteries et poteries. En outre, elle est utilisée pour l'étanchéification lors de travaux en extérieur. On trouve de nombreuses glaisières anciennes dans la Formation de Bärschwil principalement. A l'est des Sairains, de l'argile provenant du Membre de Röschenz a pu être exploitée. Le toponyme la Tuilerie à l'est de Tramelan indique que des parties riches en argile de la Molasse alsacienne étaient exploités.

Minerais

Sable vitrifiable

Le sable blanc quartzitique pur (DE QUERVAIN 1969; sable vitrifiable; index rouge G sur la carte, ROTHPLETZ 1933) représentait la formation sidérolithique la plus importante du point de vue économique sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier. Il était extrait de diverses sablières au pied du Moron et plus à l'ouest

de celui-ci, notamment au Fuet, près de la Noz et près de Souboz (ROTHPLETZ 1933, RUTSCH 1942). La plupart de ces gisements sont aujourd'hui épuisés et les sites d'exploitation écroulés et envahis par la végétation. Le site du Fuet, dont l'origine remonte au XIV^e siècle, avait acquis une importance particulière non seulement pour l'industrie du verre du Jura bernois et soleurois mais aussi pour celle de la Bourgogne et de la Haute Alsace voisines. Le sable vitrifiable qui en provenait était livré entre autres à la verrerie du Bief d'Etoz, à la verrerie de la Caborde et à celle de Lobschez au bord du Doubs (SCHWAB 1942). Le gisement au sud-ouest de Souboz n'a été découvert qu'au début du XX^e siècle lors de la construction de chemins. RUTSCH (1945) l'examina en vue d'une exploitation de sables vitrifiables et de fonderie. Il devait s'agir d'une masse de hupper et de sable quartzitique associée avec du calcaire environnant de la Formation de Reuchenette provenant du flanc du Montoz.

Hupper

Le hupper (terre de hupper) est un mélange de sable quartzitique et de kaolinite. Il servait à la fabrication de poterie, de briques réfractaires (chamottes), de sable de coulée dans la fonderie et les verreries locales pour la production de creusets notamment (SCHWAB 1942, DE QUERVAIN 1969). Le hupper se rencontre fréquemment sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier comme l'une des composantes du Sidérolithique (index rouge H sur la carte, ROTHPLETZ 1933).

Argile à bolus

L'argile à bolus (index rouge B sur la carte, ROTHPLETZ 1933) représente une autre composante fréquente, bien que négligeable du point de vue économique, du Sidérolithique. C'est une argile grasse (kaolinite), blanche quand elle est pure, mais souvent colorée de rouge foncé par des oxydes de fer. Ce matériau réfractaire servait à la fabrication de fours de fusion dans l'industrie du verre locale (SCHWAB 1942).

Pisolites ferrugineuses [Bohnerz]

L'occurrence de pisolites ferrugineuses, revêtant une importance économique importante en tant que minerai de fer dans d'autres régions, n'est que d'ordre secondaire sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier (cf. RUTSCH 1945).

Autres minéraux

Le Membre de Rietheim («Schistes à Posidonies», Lias) de Soubey a été considéré pendant la Deuxième Guerre mondiale comme gisement potentiel pour l'extraction du phosphate. Sa teneur en phosphore <1% était trop faible pour justifier une exploitation (GLAUSER 1943).

Aucun gisement d'évaporite provenant du Keuper de Soubey n'est connu. Les noms des villages de Soulce (feuille Moutier de l'Atlas géologique) et Soulce-Cernay indiquent toutefois la présence d'eau salée en provenance du Trias à proximité immédiate du territoire de la feuille.

Combustibles et hydrocarbures

Charbon de bois

D'anciennes charbonnières («meules» à charbon) sont reconnaissables aux petites levées de terre en forme d'anneau et à leur sol charbonneux (voir également GERBER et al.2002). La consommation de bois pour la production du charbon a eu pour conséquence un déboisement massif. Le charbon était utilisé en particulier comme combustible dans l'industrie du fer et du verre, mais aussi pour la production de potasse (K_2CO_3 ; par évaporation d'une lessive alcaline à partir de cendres de bois) destinée à la production du verre (SCHWAB 1942, ERAMO 2006).

Tourbe

La tourbe a été extraite de presque toutes les grandes tourbières du territoire de la feuille comme en témoignent les nombreuses traces d'exploitation. La tourbe a joué un rôle en tant que combustible jusqu'au début du XX^e siècle. Aujourd'hui, son exploitation est interdite pour des raisons écologiques du fait de la lenteur de renouvellement de cette matière première.

Bitumes

Les faibles imprégnations bitumineuses du Membre de Rietheim («Schistes à Posidonies», Lias) et des calcaires d'eau douce de la Molasse alsacienne ne se prêtent pas à une exploitation.

FORAGES

Les huit forages les plus importants pour la compréhension des conditions géologiques sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier sont décrits de façon sommaire ci-dessous. Ils ont été forés pour la plupart dans la dépression de Tavannes-Tramelan, deux d'entre eux un peu en dehors du territoire de la feuille.

Les deux sondages profonds carottés près de Muriaux (n° 1, 2) ont servi à l'exploration des aquifères karstiques profonds au-dessus de la Formation de Bärschwil et des Argiles à Opalinus. Ils sont situés en arrière du front du chevauchement du Gipou qu'ils n'ont juste pas atteint (profil 7, pl. I). Le n° 2 est en outre situé sur un accident transversal. L'épaisseur parfois trop importante en apparence du Dogger pourrait s'expliquer par la disposition inclinée des couches dans ce secteur. Le carottage n° 3 à l'est de la Tuilerie documente une grande épaisseur de Molasse dans la dépression fortement pincée entre Tramelan et Tavannes. Les sondages profonds n° 6 près de l'arsenal de Tavannes (territoire de la feuille Chaseral) et n° 7 au sud de Reconvilier confirment l'existence d'un grand chevauchement au pied nord de la chaîne du Montoz (profil 1, pl. I).

Le forage près de Foradrai (n° 8), effectué en 1997 pour évaluer la stabilité des voies, est important pour la compréhension de l'évolution tectonique dans le secteur de l'accident de la Caquerelle. Il a mis au jour une faible épaisseur de marne gréseuse de l'OMM entre l'OSM et la Formation de Reuchenette karstifiée.

Parmi les autres sondages effectués sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier, seuls ceux dont le levé semblait fiable ont été utilisés pour la carte.

Légende

CJ	Chemins de fer du Jura
SEF	Syndicat pour l'alimentation des Franches Montagnes en eau potable
SESTER	Syndicat d'alimentation en eau des communes municipales de Sonceboz, Tavannes et Reconvilier
K+H	Kellerhals + Haefeli AG, Berne

1 *Muriaux FMI* | eau | foré | 2000
 2564.484/1232.571 | alt. 949 m | prof. 615 m | SEF | HESSENAUER et al. (2001)

	Formation de Balsthal
34 m	Membre du Hauptmumienbank
47 m	Membre de Röschenz
81 m	Membre du Vorbourg
100 m	Formation de St-Ursanne
188 m	Formation de Bärschwil
285 m	Formation d'Ifenthal
338 m	Hauptrogenstein
519 m	Formation du Passwang
600 m	Argiles à Opalinus

- 2 *Muriaux FM2* | eau | foré | 2000
 2565.682/1232.155 | alt. 951 m | prof. 635 m | SEF | HESSENAUER et al. (2001)
- Formation de Balsthal
 7 m Membre du Hauptmumienbank
 31 m Membre de Röschenz
 56 m Formation de St-Ursanne (Membre du Vorbourg incl.)
 175 m Formation de Bärschwil
 307 m Formation d'Ifenthal
 382 m Hauptrogenstein, partie supérieure et Marnes à Homomyes
 464 m Hauptrogenstein, partie inférieure
 536 m Formation du Passwang
 627 m Argiles à Opalinus
-
- 3 *Tramelan La Tuilerie* | eau | carotté | 1988
 2577.410/1230.935 | alt. 850 m | prof. 275,5 m | Canton de Berne | levé J. Bertrand, N. Platt, révision D. Kälin
- OSM
 60 m OMM
 251 m USM
-
- 4 *Le Fuet 1* | eau | foré | 1974
 2579.735/1231.785 | alt. 800 m | prof. 281,5 m | Canton de Berne | levé B. Schindler
- Couverture quaternaire
 4 m Molasse alsacienne (calcaire d'eau douce)
 83 m Conglomérat de Porrentruy
 95 m Formation du Twannbach
-
- 5 *Le Fuet 2* | eau | foré | 1975
 2579.675/1231.700 | alt. 800 m | prof. 401 m | Canton de Berne | levé B. Schindler
- Couverture quaternaire
 2 m Molasse alsacienne (calcaire d'eau douce)
 70 m Formation du Twannbach
 143 m Formation de Reuchenette
 314 m Formations de Balsthal et de Vellerat
-
- 6 *Tavannes Arsenal* | eau | foré | 1989
 2581.560/1229.630 | alt. 765 m | prof. 401 m | Canton de Berne | levé H. J. Ziegler, K+H
- Couverture quaternaire
 3 m Molasse alsacienne (calcaire d'eau douce)
 161 m Brèche à éléments calcaires et marnes (Brèche basale de l'USM?)
 165 m Formation du Twannbach
 209 m Marnes à Virgula supérieures
 212 m Formation de Reuchenette
 360 m Chevauchement - brèche tectonique
 367 m Marnes à Virgula supérieures
 378 m Formation de Reuchenette
-

7 *Reconvilier* | eau | foré | 1992
 2584.590/1230.440 | alt. 845 m | prof. 495 m | SESTER et Canton de Berne | levé K+H

Formation du Twannbach
 45 m Marnes à Virgula supérieures
 50 m Formation de Reuchenette
 144 m Membre de Ste-Vérène (?)
 163 m Chevauchement (?) - Formation de Reuchenette
 194 m Membre de Ste-Vérène
 218 m Membre de Laufon
 252 m Membre de Röschenz
 287 m Chevauchement - Formation de Reuchenette
 318 m Membre de Ste-Vérène
 343 m Membre de Laufon
 368 m Membre de Röschenz et Formation de Günsberg
 466 m Membre d'Effingen

Le chevauchement supérieur est remis en question car il ne s'agit peut-être pas du Membre de Ste-Vérène à -144 m mais d'une insertion de faciès similaire dans la Formation de Reuchenette (voir également BURKHALTER 1989, ANTENEN 1995).

8 *Foradrai GI FOR 2* | construction | carotté | 1997
 2579.968/1241.490 | alt. 662 m | prof. 29 m | CJ | CLEMENT & BERGER (1999)

Limons d'altération mélangés à des éboulis
 5 m Marne calcaire (OSM)
 22,2 m Marne gréseuse (remplissage de fissure, OMM)
 23,7 m Formation de Reuchenette

HISTOIRE DE L'HABITAT ET DE L'ÉCONOMIE

Les plus anciennes traces d'occupation humaine sur le territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier remontent au Paléolithique moyen. Des ossements d'animaux du Pléistocène (entre autres d'ours des cavernes), des outils datant de l'Âge de la pierre, de la céramique de l'Âge du bronze ainsi que des restes humains, à savoir une dent d'un homme de Néandertal (KOBY 1938, 1956) datée approximativement de l'époque 40–35 ka BP (DHS 2012a) ont été découverts dans trois grottes situées sous la paroi rocheuse à l'ouest du Restaurant la Roche, à 2,3 km en direction ENE de St-Brais. Dans la grotte de Ste-Colombe également, la présence de l'homme de l'Âge de la pierre est confirmée par un abri à l'entrée sud de la cluse d'Undervelier. En outre, des céramiques datant de l'Âge du bronze, mais aussi des époques gallo-romaine et médiévale, ont été découvertes dans la grotte. La grotte de Ste-Colombe est un lieu de pèlerinage depuis le XIII^e siècle; elle doit son nom à Sainte Colombe de Sens, une martyre ayant vécu au III^e siècle après Jésus-Christ.

Au-dessus du Fuet, une voie de communication historique, probablement une voie romaine, est conservée sur quelques mètres aux coord. 2580.680/1233.405 (IVS 2002). Il s'agit d'ornières de roues de charrettes creusées dans les bancs calcaires de la Formation du Twannbach et présentant l'écartement typique de 107 cm. Le tracé de la voie menait à Glovelier en passant par Bellelay et Lajoux. Des pièces de monnaie romaines du II^e siècle ainsi qu'un court tronçon d'une éventuelle voie romaine ont été découverts près de Bonembez du Bas (SCHIFFER-DECKER & SPITALE 1987).

Le désenclavement du haut-plateau des Franches Montagnes débuta au VII^e siècle à partir des abbayes de St-Ursanne et de St-Imier. En 999, la région fut annexée par l'évêque de Bâle. Montfaucon fut le premier site habité sur le plateau. Il est cité en 1139 dans les actes sous le toponyme de Mons Falconis. Des seigneuries isolées représentaient les intérêts de l'évêque sur place: Franquemont (DHS 2005, ruine à 1 km au sud de Goumois) et Spiegelberg, siège baillival des Franches Montagnes érigé au XIII^e siècle (ruine sur les Sommètres au nord du Noirmont). L'abbaye de Bellelay fondée en 1140 fut le centre d'une petite seigneurie (DHS 2012b) jusqu'à sa sécularisation en 1797.

La Réforme s'imposa dans la partie sud du diocèse de Bâle et du Jura. Tavannes par exemple devint protestante en 1530. A Montsassier dessous (coord. 2561.700/1238.150) et près de Sur les Mines (coord. 2560.665/1239.475), des vestiges d'anciens cimetières mennonites sont conservés avec des pierres tombales sur lesquelles sont gravés des noms de famille de l'Emmental. Les cimetières font encore l'objet de visites de la part des membres de la communauté religieuse persécutée à l'époque de la Réforme.

Un château entouré d'une grande localité semble avoir existé à Urtière, au-dessus de la vallée du Doubs. La chapelle dédiée à St-Roch et datant de 1636 se dresse à côté du hameau. D'autres lieux ayant disparus sur le territoire de la feuille

sont Sapran (ou Saipran), à l'extrémité orientale de la colline de Monible (à l'ouest du hameau homonyme actuel), qui fut abandonné après une épidémie de peste, ainsi que Planey, à l'est de St-Brais, qui a probablement été incendié par les soldats français lors de la guerre de Trente ans (DHS 2012a, localisation imprécise). Le château de Spiegelberg, déjà mentionné plus haut, a été dévasté par les Suédois puis par les Français lors de la guerre de Trente ans; les ruines de cette construction autrefois longue de 200 m et située sur l'Arête des Sommètres ont fait place à une cabane de montagne résistant aux intempéries. C'est un point de vue grandiose sur le versant français du Doubs.

Après l'ascension de Napoléon 1^{er} dans les années 1790, la plus grande partie de la région fut occupée par les Français. Dans le cadre du nouvel ordre de l'Europe, lors du congrès de Vienne en 1815, les régions situées sur la rive gauche du Doubs furent attribuées à la France, celles situées sur la rive droite au canton de Berne. La frontière nationale ne se situe cependant pas au milieu de la rivière mais est constituée par la rive suisse. Les deux moitiés du village de Goumois, séparées à cette occasion, vivent depuis en bonne harmonie de part et d'autre de la frontière. La votation fédérale de 1979 mena à la création du canton du Jura. Les trois districts de Moutier, Courtelary et la Neuveville, protestants en grande partie, restèrent rattachés au canton de Berne.

La pénurie d'eau et le rude climat ont influencé de tout temps l'implantation humaine et l'économie du Jura, en particulier sur le plateau des Franches Montagnes. Avant l'électrification, grâce à l'eau souterraine pompée des fonds de vallée avoisinantes, des retenues d'eau ont été construites sur les formations riches en argile (Argiles à Opalinus, Formation de Bärschwil, Molasse) pour produire de l'énergie. L'eau était dirigée sur une roue installée dans une grande doline et entraînait ainsi les scies, moulins et autres machines. A titre d'exemples on peut citer le gouffre du Moulin, à 1,5 km au nord-est de Trévillers alimenté par l'eau de l'Étang du Roy, la scierie du Moulin de la Gruère, la doline maçonnée située environ 200 m à l'ouest de la ferme du Gros Bois Derrière ou l'installation de Plain de Saigne dans laquelle un mur dans la doline, près du pilier de l'installation de convoyage, est également conservé. Aujourd'hui, les étangs des tourbières à l'eau sombre n'ont pratiquement plus qu'une signification touristique. Le plus grand d'entre eux est l'Étang de la Gruère autour duquel un chemin a été aménagé pour les promeneurs et qui, lorsque le temps est sombre, fait penser à un paysage nordique. Dans certains étangs, la pêche ou l'élevage de grenouilles (Trévillers) est pratiqué aujourd'hui.

La tourbe a été exploitée en tant que combustible jusqu'au début du XX^e siècle dans quasiment toutes les grandes tourbières situées sur le territoire de la feuille. A certains endroits, les lieux d'exploitation de la tourbe sont encore bien visibles.

Des entreprises industrielles ont vu le jour au bord du Doubs, dont l'eau était utilisée comme eau industrielle et comme force motrice et servait en même temps comme voie de transport (pour le flottage). Il y avait à la Goule une scierie, des presses et des usines métallurgiques. Un moulin et une scierie ont été conservés dans la vallée de Fuesse; les toponymes la Teinture et la Forge font penser à d'autres sites de production. Des verreries bordaient le Doubs. Elles se trouvaient à la Bouège (feuille Les Bois), au Bief d'Etoz, à la Verrerie de la Caborde et à Lobschez. Les matières premières nécessaires venaient entre autres du gisement de sable vitrifiable du Fuet (SCHWAB 1942). Les sites d'implantation des verreries changeaient souvent en raison de la forte consommation de bois. Ce dernier était d'une part transformé en charbon qui servait de combustible et d'autre part, ses cendres servaient à produire de la potasse (carbonate de potassium) nécessaires à la production du verre.

Un autre site capital de l'histoire industrielle du territoire de la feuille Bellelay-Saignelégier est la cluse d'Undervelier. Le prince-évêque de Bâle fonda en 1599 un complexe de forges près de la Forge (DHS 2013), auquel était raccordé tout un système de barrages et de bâtiments industriels.

Au milieu du XIX^e siècle, la manufacture horlogère, introduite autrefois à Genève par les huguenots, fit son apparition dans le Jura. Cette industrie qui ne nécessitait que peu de matériel et d'énergie se prêtait bien au travail à domicile, loin des grandes villes et des voies de communication, en particulier au cours des hivers rudes aux journées courtes. Elle offrait souvent un revenu d'appoint bienvenu aux paysans et éleveurs de bétail. Pour la fabrication des composants de montres, on utilisait des machines qui étaient entraînées par de longs arbres et des courroies de transmission fonctionnant au début grâce à la force hydraulique, plus tard aussi grâce aux machines à vapeur. Au XX^e siècle, l'électrification entraîna l'industrialisation de la production des montres et de la mécanique de précision naissante.

A la suite de cela, le besoin en voies de communication performantes pour le transport des marchandises augmenta fortement. Dans les années 1870, Tavannes fut raccordé au réseau des Chemins de fer fédéraux suisses (CFF) par les lignes menant à Sonceboz et à Court. En 1884, le premier tronçon des Chemins de fer du Jura (CJ) à destination de Tramelan s'y ajouta, ligne qui sera prolongée par la suite, par l'intersection du Noirmont, jusqu'à la Chaux-de-Fonds et Glovelier. A partir de 1908, un chemin de fer à voie étroite des Chemins de fer régionaux de Franche-Comté (RFC), surnommé le Tacot, circulait entre Morteau et Tréviillers. Son activité cessa cependant en 1952 par manque de rentabilité; à Damprichard, des parties du remblai de voie et à Tréviillers des dépôts sont encore visibles.

Le réseau routier fut développé parallèlement aux chemins de fer. Il faut citer par exemple l'ancienne route qui menait de Glovelier à St-Brais. Cette allée droite, encore conservée, traversait le haut-plateau de Ban Dessus et évitait ainsi le dangereux éperon rocheux de la Roche. L'actuelle Route principale suisse 18 contourne

cet obstacle sans dénivellation mais reste sujette aux chutes de pierres à cet endroit. Elle relie la Chaux-de-Fonds à Delémont. En 2012, le tronçon de l'autoroute A16 Tavannes-Loveresse a été ouvert au trafic.

A partir de 1970 environ, la crise due à la concurrence étrangère frappa l'industrie horlogère. Elle fut remplacée dans de nombreux villages par des entreprises d'électronique et de technologie de pointe. L'élevage chevalin traditionnel, le fabricant de panneaux Tavapan à Tavannes, le Centre interrégional de perfectionnement CIP à Tramelan ainsi que la clinique de réadaptation au Noirmont continuent à être d'importantes branches d'activité. A Damprichard et près de la Mine à l'ouest d'Indervillers se trouvent de grandes scieries qui travaillent aussi le bois en provenance de Suisse. Depuis peu, l'exploitation de l'énergie éolienne grâce aux éoliennes d'une hauteur allant jusqu'à 200 m ainsi que la production privée d'énergie solaire sur de grandes surfaces de toit prennent de plus en plus d'importance sur le plan économique.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLENBACH, R. P. (2001): Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: A new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 94/3, 265–287.
- ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. – Diss. Univ. Basel.
- ANTENEN, M. (1995): Die Verenaschichten – ein Beitrag zur Kenntnis des obersten Jura (Kimmeridgien–Portlandien) in der Region Solothurn, Teil 1. – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] 52, 63–74.
- AUFRANC, J. (1985): Geologische Untersuchungen in der Chasseral-Kette südlich von Cortébert. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- BAILLY, C. (1979): Etude géologique de la vallée du Doubs et de ses abords à l'est de St. Hippolyte (Doubs). – Thèse Univ. Franche-Comté.
- BAUMBERGER, E. (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – *Eclogae geol. Helv.* 20, 533–578.
- (1934): Geologischer Führer der Schweiz. Fasc. I. Die Molasse des schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. – *Schweiz. geol. Ges.*, Wepf, Basel, 57–75.
- BEAUMONT, G. DE, CHAMBRIER, A. DE & WEIDMANN, M. (1984): Présence d'*Eucricetodon* (*Rodentia*) dans la Molasse marine du synclinal de Tavannes (Jura bernois). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 77/365, 73–78.
- BECKER, A. (2000): The Jura Mountains – an active foreland fold-and-thrust belt? – *Tectonophysics* 321, 381–406.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – *Int. J. Earth Sci.* 94, 697–710.
- BERNIER, P. (1985): Les formations carbonatées du Kimmeridgien et du Portlandien dans le Jura meridional: stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. – *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 92/1–2.
- BIRKHÄUSER, M. (1925): Geologie des Kettenjura der Umgebung von Undervelier (Berner Jura). – *Verh. natf. Ges. Basel* 36, 234–298.
- BITTERLI[-DREHER], P.[H.] (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des Oberen Doggers im zentralen und nördlichen Jura. Mit einem Beitrag zur Eisenoolithbildung. – Diss. Univ. Basel.
- (1979): Cyclic sedimentation in the upper Bathonian – Callovian of the Swiss Jura Mountains. *Symp. «Sedimentation jurass. W.europ.»*. – A.S.F. Publ. spéc. 1, 99–109.
- (2012): Zur Geologie der Ifenthal-Formation. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 17/2, 93–117.
- BLÄSI, H.-R., GYGI, R., GNÄGI, C., GRAF, H.R., JORDAN, P., LAUBSCHER, H.P., LEDERMANN, H., HEROLD, T., SCHLANKE, S., BURKHALTER, R. & KÄLIN, D. (2015): Blatt 1107 Balsthal. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 139.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1967): Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattform-Karbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 491–507.
- (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. Mit Beiträgen zur Stratigraphie und Ökologie. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 140.
- BOURQUIN, P. (1946): Feuille 1124 Les Bois. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 15.

- BURKHALTER, R. M. (1989): Zur Geologie der Grenchenbergkette zwischen Obergrenchenberg und Hasenmatt. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1993): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura – Sequenzstratigraphie, synsedimentäre Tektonik, Genese von Eisenoolithen und stromatolithen. – Diss. Univ. Bern.
- (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 875–934.
- BUXTORF, A. (1910): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Umgebung von Aesch–Grellingen und das Clos du Doubs, September 1910. – *Eclogae geol. Helv.* 11/3, 310–323.
- (1922): Das Längenprofil des schweizerisch-französischen Doubs zwischen dem Lac des Brenets und Soubey. – *Eclogae geol. Helv.* 16/5, 527–537.
- BUXTORF, A. & LEHNER, E. (1920): Über alte Doubsläufe zwischen Biaufond und Soubey. – *Eclogae geol. Helv.* 16/1, 75–79.
- CHAUVE, P., MARTIN, J. & BAILLY, C. (1985): Delle. – *Carte géol. France* 1:50 000, Notice expl. 475.
- CHEVALLIER, T. (1989): Les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimmeridgien pars) dans le Jura français et régions voisines. – *Cah. Inst. catholique Lyon, Sér. Sci.* 2.
- CLEMENT, I. & BERGER, J.-P. (1999): Nouvelles données stratigraphiques sur la Molasse du bassin de Delémont et du synclinal de Foradrai (Oligo-Miocène, Jura Suisse). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 214/3, 463–485.
- COMMENT, G., AYER, J. & BECKER, D. (2011): Deux nouveaux membres lithostratigraphiques de la Formation de Reuchenette (Kimméridgien, Ajoie, Jura suisse): nouvelles données géologiques et paléontologiques acquises dans le cadre de la construction de l'autoroute A16 (Transjurane). – *Swiss Bull. Géol. appl.* 16/1, 3–24.
- COMMENT, G., LEFORT, A., KÖPKA, J. & HANTZPERGUE, P. (2015): Le Kimméridgien d'Ajoie (Jura, Suisse): lithostratigraphie et biostratigraphie de la Formation de Reuchenette. – *Rev. Paléobiol. (Genève)* 34/2, 161–194.
- CONTEJEAN, C. (1859): Etude de l'étage kimméridien dans les environs de Montbéliard et dans le Jura, la France et l'Angleterre. – *Extr. Mém. Soc. Emul. Doubs.*
- (1869): Addition et rectification à l'étude de l'étage kimméridien dans les environs de Montbéliard et dans le Jura. – *Mém. Soc. Emul. Montbéliard.*
- CONTINI, D. & HANTZPERGUE, P. (1973): Le Kimméridgien de la région de Montbéliard. – *Ann. Sci. Univ. Besançon* (3), 18, 143–179.
- DELLA VALLE, G. (1973–1980): Plusieurs essais de coloration dans les Franches-Montagnes. – Office de l'Economie Hydraulique et Energétique (OEHE), Canton de Berne (Rapp. inéd.).
- DHS [Dictionnaire historique de la Suisse] (2005): Franquemont. – www.hls-dhs-dss.ch/textes/f/F7617.php (27.1.2016).
- (2012a): Saint-Brais. – www.hls-dhs-dss.ch/textes/f/F2972.php (27.1.2016).
- (2012b): Bellelay. – www.hls-dhs-dss.ch/textes/f/F8492.php (27.1.2016).
- (2013): Undervelier. – www.hls-dhs-dss.ch/textes/f/F2952.php (27.1.2016).
- DIEBOLD, P. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Ocourt. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 111.
- DIEBOLD, P., LAUSCHER, H.P., SCHNEIDER, A. & TSCHOPP, R. (1963): Blatt 1085 St-Ursanne. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 40.
- DIETZE, V. & HOSTETTLER, B. (2016): Occurrences of the ammonite genus *Clydoniceras* Blake, 1905 in the Middle Jurassic (Upper Bathonian, Discus Zone) of NW Switzerland. – *Proc. Geol. Assoc.* 127, 218–229.

- DOLLINGER, J. (1997): Geologie und Hydrogeologie der Unteren Süsswassermolasse im SBB-Grauholtztunnel bei Bern. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 21.
- DUBOZ, P. (1979): Etude géologique de la région de Damprichard et de Goumois (Doubs). – Thèse Univ. Franche-Comté.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier 21, 475–499.
- ERAMO, G. (2006): Pre-industrial glassmaking in the Swiss Jura: the refractory earth for the glassworks of Derrière Sairoche (ct. Bern, 1699–1714). In: MAGGETTI, M. & MESSIGA, B. (Ed.): Geomaterials in cultural heritage (p. 187–199). – Spec. Publ. geol. Soc. London 257.
- FAVRE, J. (1911): Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. – Eclogae geol. Helv. 11, 369–476.
- FAVRE, J., BOURQUIN, P. & STEHLIN, H.G. (1937): Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtois. – Mém. Soc. paléont. suisse 60.
- FIERZ, S. & MONBARON, M. (1999): Morphogénèse des Franches Montagnes (Jura Suisse). – Eclogae geol. Helv. 92/2, 199–219.
- FORKERT, E. (1933): Geologische Beschreibung des Kartengebietes Tramelan im Berner Jura. – Eclogae geol. Helv. 26/1, 1–41.
- GERBER, C., PORTMANN, M. & KÜNDIG, C. (2002): Fours à chaux, four à fer et charbonnières dans le Jura bernois. Vestiges archéologiques médiévaux découverts entre Moutier et Roches sur le tracé de l'autoroute A16, 1995–1997. – Publications périodiques de la Direction de l'instruction publique du canton de Berne, réalisé par le Service archéologique du canton de Berne; Paul Haupt, Berne.
- GIGON, R. (1986): Canton du Jura. – Inventaire spéléol. Suisse 2. – Comm. Spéléol. Soc. helv. Sci. nat.
- GLAUSER, A. (1936): Geologische Beschreibung des Kartengebietes von Blatt Montfaucon im Berner Jura. – Verh. natf. Ges. Basel 47, 67–124.
- (1943): Bericht über die Begehung der möglichen Vorkommen Phosphat-haltiger Gesteine im Juragebirge. Bericht 4101A zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bergbau-bureau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 11797 (unpubl.).
- GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz. – Diss. Univ. Basel.
- GONZALEZ, R. & WETZEL, A. (1996): Stratigraphy and paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 89/2, 695–720.
- GRAF, A.A., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., STRASKY, S., KUBIK, P.W., CHRISTL, M., BURKHARD, M., WIELER, R. & SCHLÜCHTER, C. (2015): Multiple advances of Alpine glaciers into the Jura Mountains in Northwestern Switzerland. – Swiss J. Geosci. 108/2–3, 225–238.
- GRAF, A.A., STRASKY, S., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., KUBIK, P.W., BURKHARD, M. & SCHLÜCHTER, C. (2007): First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. – Quatern. int. 164–165, 43–52.
- GRAF, H.R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 168.
- GREPPIN, J.B. (1867): Essai géologique sur le Jura Suisse. – Helg & Boéchat, Delémont.
- GROSSENBACHER, E. (2011): Un certain regard sur les tourbières (un grand livre à ciel ouvert). – Groupe d'étude floristique du Jura et du Jura bernois. – <http://www.filago.ch> (27.1.2016).

- GRÜNDEL, J. & HOSTETTLER, B. (2014): Neue Gastropodenfunde aus dem unteren und mittleren Jura des Schweizer Juras sowie Bemerkungen zur Familie Nododelphinulidae Cox in Knight et al., 1960. – *Rev. Paléobiol.* 33/2, 533–546.
- GRUNER, U., AUFRANC, J., ANTENEN, M. & SCHÜRCH, R. (2013): Blatt 1126 Büren a.A. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 109.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1922): Bericht über die Untersuchung der Glassande in der Gegend von le Fuet. – *Arch. Infogeol.*, Bundesamt für Landestopografie swisstopo 25102 (unpubl.).
- GYGI, R.A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 136.
- (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. – *Ecolgae geol. Helv.* 88/1, 1–58.
- (2000a): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – *Denkschr. schweiz. Akad. Natw.* 104.
- (2000b): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – *Ecolgae geol. Helv.* 93/1, 125–146.
- (2012): Quantitative geology of Late Jurassic epicontinental sediments in the Jura mountains of Switzerland. – Springer (Birkhäuser), Basel.
- GYGI, R.A. & MORARD, A. (2015): The Oxfordian/Kimmeridgian stage boundary in Late Jurassic sedimentary rocks of the Swiss Jura range. – *Swiss J. Geosci.* 108/2–3, 201–211.
- GYGI, R.A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – *Ecolgae geol. Helv.* 79/2, 385–454.
- HABICHT, J.K.A. (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd.I: Europa, Fasz.7 Schweiz, 7b Schweizerisches Mittelland (Molasse). – *Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.*
- HAEFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Diss. Univ. Bern.*
- HESSENAUER, M., RIEBEN, C. & FLURY, F. (2001): Prospection d'eau souterraine par forages profonds à Muriaux (Canton du Jura). – *Bull. Géol. appl.* 6/2, 147–164.
- HOFMANN, F. (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 53/1, 1–25.
- (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. – *Ecolgae geol. Helv.* 62/1, 279–284.
- HOSTETTLER, B. (2014): Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Callovien und Oxfordien des zentralen Nordschweizer Jura. – *Diss. Univ. Bern.*
- HUG, W., BERGER, J.-P., CLEMENT, I., KÄLIN, D. & WEIDMANN, M. (1997): Miocene fossiliferous paleokarst (MN 4) and OSM deposits (MN 5–?) near Glovelier (Swiss Jura Mountains). – Meeting of Molasse Group, Abstracts, 5th Meeting of Swiss Sedimentologists, 25 January 1997, Fribourg.
- IMMENHAUSER, A.M. (1992): Geologische Untersuchungen im Gebiet der Gorges du Pichoux zwischen Sornetan und Undervelier. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- ISSKA [Institut Suisse de Spéléologie et Karstologie] (2012a): Synthèse hydrogéologique des systèmes karstiques du canton de Berne. – *Rapp. final pour l'Office des Eaux et des Déchets du canton de Berne* (inéd.).
- (2012b): Fiche technique du système karstique des Blanches-Fontaines. – *Projet Swiss-Karst.*

- ISSKA [Institut Suisse de Spéléologie et Karstologie] (2012c): Fiche technique du système karstique de la Birse. – Projet SwissKarst.
- IVS [Inventar historischer Verkehrswege der Schweiz] (2002): Strecke BE 60 (Biel–)Tavannes–Glovelier(–Porrentruy/–Delémont). – map.geo.admin.ch (27.1.2016).
- JANK, M. (2004): New insights into the development of the Late Jurassic Reuchenette Formation of NW Switzerland (Late Oxfordian to late Kimmeridgian, Jura Mountains). – Diss. Univ. Basel.
- JANK, M., WETZEL, A. & MEYER, C.A. (2006): A calibrated composite section for the Late Jurassic Reuchenette Formation in northwestern Switzerland (?Oxfordian, Kimmeridgian sensu gallico, Ajoie-Region). – *Eclogae geol. Helv.* 99/2, 175–191.
- JORDAN, P. (2008): Geologische Grundlagen für die Beurteilung von Standortmöglichkeiten für ein SMA-Tiefenlager in Ton- und Mergelformationen im Faltenjura und angrenzenden Gebieten. – Nagra Arbeitsber. NAB 08-43.
- (2016): Reorganisation of the Triassic stratigraphic nomenclature of northern Switzerland: overview and the new Dinkelberg, Kaiseraugst and Zeglingen Formations. – *Swiss J. Geosci.* 109.
- JORDAN, P., PIETSCH, J., BLÄSI, H.R., FURRER, H., KÜNDIG, N., LOOSER, N., WETZEL, A. & DEPLAZES, G. (2016): The Middle to Late Triassic Bänkerjoch and Klettgau Formations of northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 109.
- KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochschule (ETH) Zürich.
- (1997): Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz.). – *Eclogae geol. Helv.* 96/1, 97–114.
- KÄLIN, D., BERGER, J.-P., ENGESSER, B. & WEIDMANN, M. (2001): Paléontologie et âge de la Molasse d'eau douce supérieure du Jura neuchâtelois. – *Schweiz. paläont. Abh.* 121, 63–99.
- KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2009): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 254/1–2, 177–235.
- KEMNA, H.A. & BECKER-HAUMANN, R. (2003): Die Wanderblock-Bildungen im Schweizer Jura-gebirge südlich von Basel: Neue Daten zu einem alten Problem. – *Eclogae geol. Helv.* 96/1, 71–83.
- KISSLING, S. (2008): Fossile bzw. subfossile Insekten aus dem Berner Jura. – Masterarb. Univ. Bern (unpubl.).
- KOBY, F.-E. (1938): Une nouvelle station préhistorique (paléolithique, néolithique, âge du bronze): les cavernes de St-Brais (Jura bernois). – *Verh. natf. Ges. Basel* 49, 138–196.
- (1956): Une incisive néandertalienne trouvée en Suisse. – *Verh. natf. Ges. Basel* 67, 1–15.
- KUHLEMANN, J., SPIEGEL, C., DUNKL, I. & FRISCH, W. (1999): A contribution to the middle Oligocene paleogeography of central Europe: new evidence from fission track ages of the southern Rhine-Graben. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 214/3, 415–432.
- LAUBSCHER, H.[P.] (1948): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St. Ursanne. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 92.
- (1963): Blatt 1085 St-Ursanne. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 40.
- (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 231–318.
- (1982): Geologie der Freiberge und des Doubstaales (Exkursion B am 15. und 16. April 1982). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 64, 29–37.
- (1998): Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen: die verwickelte Begegnung von Rheingraben und Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 91/2, 275–291.

- LAUBSCHER, H.[P.] (2003a): The Miocene dislocations in the northern foreland of the Alps: Oblique subduction and its consequences (Basel area, Switzerland-Germany). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 85, 423–439.
- (2003b): Balanced sections and propagation of décollement: a Jura perspective. – *Tectonics* 22/6, 2.1–2.12.
- (2004): The southern Rhine Graben: a new view of the initial phase. – *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rdsch.)* 93, 341–347.
- (2007): The 1356 earthquake: what do we really know? – *Bull. angew. Geol.* 12/1, 21–27.
- (2008a): The Grenchenberg conundrum in the Swiss Jura: a case for the centenary of the thin-skin décollement nappe model (Buxtorf 1907). – *Swiss J. Geosci.* 101/1, 41–60.
- (2008b): Hundert Jahre Abschermodell für den Faltenjura – seine Beziehung zum Tafeljura aus heutiger Sicht. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 90, 19–43.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, V. & FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Beih. geol. Jb.* 11, 1–64.
- LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 55.
- LÜTHI, E. (1949): Geologische Beschreibung der Kartengebiete Saignelégier und Vautenaivre. – *Diplomarb. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich* (unpubl.).
- MAGES, J.-F. (1990): Étude hydrogéologique de la région des Bois (Franches-Montagnes, Jura). – *Rapp. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel* (inéd.).
- (1991): Étude hydrogéologique de la région des Bois (Franches-Montagnes, Jura Suisse), essai de traçage complémentaire. – *Rapp. Bur. J.-F. Mages SA, La Neuveville, BOI/004/90/JFM* (inéd.).
- MONBARON, M. (1975): Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. – *Thèse Univ. Neuchâtel*.
- MORNOD, L. (1959): Rapport sur l'essai de coloration de la perte totale de la Rouge-Eau, le 2 mars 1959. – *Rapp. tech. pour la Commune de Moutier* (inéd.).
- MOUCHET, P.O. (1995): Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. – *Thèse Univ. Neuchâtel*.
- (1998): Stratigraphy and mineralostratigraphy of the Kimmeridgian in the central Jura mountains of Switzerland and eastern France. – *Ecolgae geol. Helv.* 91/1, 53–68.
- PASQUIER, F., BURKHARD, M., MOJON, P.-O. & GOGNIAT, S. (2013): Feuille 1163 Travers. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 162.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – *Tauchnitz, Leipzig*.
- PERSOZ, F. (1982): Inventaire minéralogique, diagénèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. – *Mat. Carte géol. Suisse [N.S.]* 155.
- PFIRTER, U. (1997): Feuille 1106 Moutier. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 96.
- PFIRTER, U., ANTENEN, M., HECKENDORN, W., BURKHALTER, R.M., GÜRLER, B. & KREBS, D. (1996): Feuille 1106 Moutier. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 96.
- PIETSCH, J., WETZEL, A. & JORDAN, P. (2016): A new lithostratigraphic scheme for the Schinznach Formation (Upper Muschelkalk of northern Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 109.
- PIQUEREZ, A. (2013): Hydrogéologie des Franches-Montagnes. – *Trav. Sémin. long, Univ. Neuchâtel* (inéd.).
- (2015): Source de Blanches-Fontaines (Haute-Sorne, Jura, Suisse). Etude hydrogéologique de la source et de son bassin d'alimentation. – *Trav. Master, Univ. Neuchâtel* (inéd.).

- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – *Quatern. Sci. J.* 2–3, 282–305.
- QUERVAIN, F. DE (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz (3. Aufl.). – Kümmerly & Frey, Bern.
- REISDORF, A.[G.], HOSTETTLER, B., WALTSCHIEW, A., JAEGGI, D. & MENKVELD-GFELLER, U. (2014): Biostratigraphy of the basal part of the Opalinus-Ton at the Mont Terri rock laboratory, Switzerland. – Mt. Terri tech. Rep. 2014-07.
- REISDORF, A.[G.], WETZEL, A., SCHLATTER, R. & JORDAN, P. (2011): The Staffèlegg Formation: a new stratigraphic scheme for the Early Jurassic of northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 104/1, 97–146.
- RIEBEN, C. (2000): Multitraçage dans la partie centrale des Franches-Montagnes, Jura. – *Bull. Hydrogéol., Centr. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (CHYN)* 18, 49–62.
- RIEBEN, C. & ADATTE, P. (1997): Mise en valeur des ressources en eau souterraine du Plateau des franchises-montagnes. – Rapp. Bur. MFR Géologie-Géotechnique SA pour le Syndicat pour l'alimentation en eau des Franches-Montagnes (SEF), PA/CR/cj 95/1052 (inéd.).
- ROLLIER, L. (1892): Étude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie méridionale). Dix coupes du Tertiaire jurassien. – *Eclogae geol. Helv.* 3/1, 43–84.
- (1893a): Étude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale). – *Eclogae geol. Helv.* 4/1, 1–26.
- (1893b): Carte géologique des environs de St-Imier 1:25 000; a) Terrains quaternaires, b) Carte structurale. – *Carte géol. spéc.* 4.
- (1893c): Structure et histoire géologiques de la partie du Jura central comprise entre le Doubs (Chaux-de-Fonds), le val de Delémont, le lac de Neuchâtel et le Weissenstein. – *Matér. Carte géol. Suisse* 8, 1^{er} Suppl.
- (1898): 2^e supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse 1:100 000. – *Matér. Carte géol. Suisse* [n.s.] 8.
- (1904): La poche sidérolithique du Fuet (Jura bernois) contient un lambeau de Néocène fossilifère. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 32, 147–153.
- (1909): Ce qu'est le caillou de Sornetan. – *Le Rameau de Sapin* 43/8.
- ROTHPLETZ, W. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Tavannes. – *Verh. natf. Ges. Basel* 43, 12–150.
- RUTSCH, R.F. (1942): Nutzbare Quarzsandlagerstätten im Gebiet des Siegfriedblattes 105, Tavannes. Bericht 4037G zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bergbaubureau. – *Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern* 9855 (unpubl.).
- (1945): Geologische Untersuchungen Quarzsandgrube S Les Navelles, SW Souboz. Bericht 4008a zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bergbaubureau. – *Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern* 9831 (unpubl.).
- SCHIFFERDECKER, F. & SPITALE, D. (1987): Cinq monnaies romaines à Glovelier / Bone en Bez. – *Archéol. suisse* 10/2, 67–69.
- SCHINDLER, B. (1977): Hydrogéologie de la Vallée de Tavannes. Données pour la l'aménagement en eau potable du canton de Berne. – Rapp. Office de l'Economie Hydraulique et Énergétique du canton de Berne (OEHE).
- SCHLÜCHTER, C. (compil.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM), 1:500 000. – *GéoCartes500*, Office fédéral de topographie swisstopo.
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D.W., MATTER, A., ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1996): Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 753–788.

- SCHNEIDER, A. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 109.
- SCHWAB, F. (1942): Glashütten und Glasergruben im Berner Jura. Bericht 4036 zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bergbaubureau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 9848 (unpubl.).
- SHOTYK, W., WEISS, D., APPLEBY, P.G., CHEBURKIN, A.K., FREI, R., GLOOR, M., KRAMERS, J., REESE, S. & KNAAP, W.O. VAN DER (1998): History of atmospheric lead deposition since 12370 ¹⁴C yr BP from a peat bog, Jura mountains, Switzerland. – *Science* 281, 1635–1640.
- SKS [Schweizerisches Komitee für Stratigraphie] (2004): Lithostratigraphie. Richtlinien zur Anwendung der lithostratigraphischen Nomenklatur. – *GEOForumCH actuel* 19, 8–15.
- SOMMARUGA, A. (1997): Geology of the central Jura and Molasse basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. – *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 12.
- SPELEO-CLUB JURA (s.d.): <http://www.speleoclubjura.com> (23.1.2016).
- STÄUBLE, A.J. (1959): Zur Stratigraphie des Calloviens im zentralen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 57–176.
- STEINMANN, G. (1892): Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen zwischen der ober-rheinischen Tiefebene und dem nordschweizerischen Kettenjura. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i.B.* 2/4, 150–159.
- STRASSER, A. (2007): Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 407–429.
- STRASSER, A., CHAROLLAIS, J., CONRAD, M., CLAVEL, B. & MASTRANGELO, B. (2016): The Cretaceous of the Swiss Jura Mountains. – *Swiss J. Geosci.* 109.
- SUTER, M. (1976): Tektonik des Doubstals und der Freiberge in der Umgebung von Saignelégier (Faltenjura). – *Eclogae geol. Helv.* 69/3, 641–670.
- (1979): Strukturelle Geometrie des Faltenjuras im nördlichen Bereich der Ferrière-Linie. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 375–400.
- (1981): Strukturelles Querprofil durch den nordwestlichen Faltenjura, Mt-Terri-Randüberschiebung – Freiberge. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 255–275.
- THALMANN, H. (1966): Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura. – *Diss. Univ. Bern.*
- THURMANN, J. (1832): Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy. – *Levrault, Strasbourg.*
- USTASZEWSKI, K. & SCHMID, S.M. (2007): Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben – Jura Mountains junction. – *Swiss J. Geosci.* 100/2, 293–312.
- UTTINGER, H. (1951): Zur Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmenge in den Alpen. – *Arch. Meteorol., Geophys., Bioklimatol. (B)*, 2/4, 360–382.
- WEBER, E. & LINDER, D. (2004): Double essai de traçage au centre et à l'est des Franches-Montagnes (Jura, Suisse). – *Rapp. essai de traçage; Spéléo-Club Jura (inéd.)*.
- WEIDMANN, M., KÄLIN, D. & ENGESSER, B. (2003): Les gisements de mammifères aquitaniens de La Chaux (Jura vaudois, Suisse). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 88/4, 457–482.
- WETZEL, A. & ALLIA, V. (2003): Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte. – *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 451–469.
- WULLSCHLEGER, E. (2005): Das Bohnerz von Küttigen – Entstehung, Fossilien- und Mineralgehalt. – *Mitt. aarg. natf. Ges.* 36, 27–60.
- ZIEGLER, M.A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C)*, 82.

- ZIEGLER, P.A. (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura) und zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 102.
- 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. 102/1, 57–75.
- ZULLIGER, L. (2008): Étude lithostratigraphique et paléontologique de la Molasse de Tavannes (Jura bernois). – Trav. Master, Univ. Fribourg.

CARTES GÉOLOGIQUES

Carte géologique de la Suisse 1:500 000

Office fédéral des eaux et de la géologie, 2005.

Carte tectonique de la Suisse 1:500 000

Office fédéral des eaux et de la géologie, 2005.

La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM) 1:500 000

Office fédéral de topographie, 2009.

Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000

Flle 1 Neuchâtel, par P. CHRIST, 1944.

Flle 2 Basel–Bern, par P. CHRIST, 1942.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

Flle VII Porrentruy–Solothurn (2^e éd.), par L. ROLLIER & E. KISSLING, 1904.

Atlas géologique de la Suisse 1:25 000

N° 1 Delémont (CN 1086) [Movelier–Soyhières–Delémont–Courrendlin, AS 92–95], par W.T. KELLER & H. LINIGER, 1930.

N° 15 Les Bois (CN 1124) [Biaufond–Les Bois–La Ferrière–St-Imier, AS 114–117] par P. BOURQUIN, H. SUTER & P. FALLOT, 1946 (rééd. 1998).

N° 40 St-Ursanne (CN 1085), par P. DIEBOLD, H.P. LAUBSCHER & A. SCHNEIDER, 1963 (rééd. 1993).

N° 96 Moutier (CN 1106), par U. PFIRTER, M. ANTENEN, W. HECKENDORN, R.M. BURKHALTER, B. GÜRLER & D. KREBS, 1996.

N° 109 Büren a.A. (LK 1126), par M. ANTENEN, P. KELLERHALS, B. TRÖHLER, avec contributions de R. SCHÜRCH, 2004.

Cartes géologiques spéciales

N° 4a/4b Carte géologique des environs de St-Imier, 1:25 000. a) Terrains quaternaires
b) Carte structurale, par L. ROLLIER, 1894.

N° 24 Carte tectonique des environs de Bellelay (Jura bernois), 1:25 000, par L. ROLLIER, 1901.

Carte hydrogéologique de la Suisse 1:100 000

Flle 31 Biel-Bienne, par U. PFIRTER & L. HAUBER, 1991.

Carte géologique de la France 1: 80 000

Flle 114 Montbéliard (3^e éd., 1968).

Flle 115 Ferrette (2^e éd., 1969).

Flle 127 Ornans (3^e éd., 1968).

(Les parties suisses de ces feuilles n'ont pas de base topographique. Par conséquent, elles ne figurent pas dans l'aperçu des «Cartes géologiques publiées».)

Carte géologique de la France 1: 50 000

N° 474 Montbéliard (fle XXXV-22, 1973) (Mon).

N° 475 Delle (fle 3622, 1985) (Del).

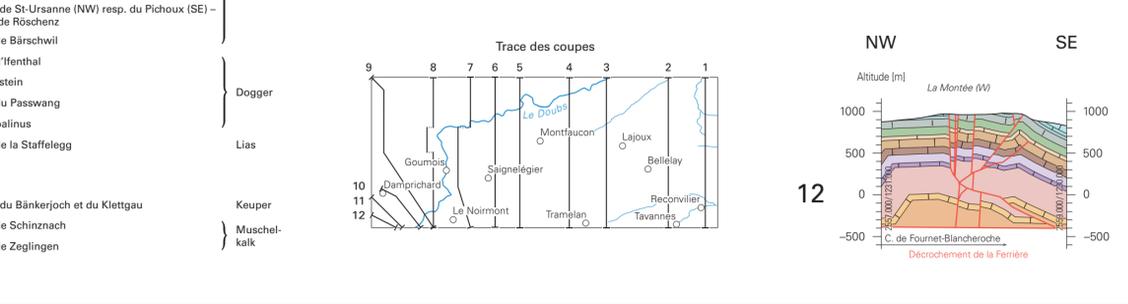
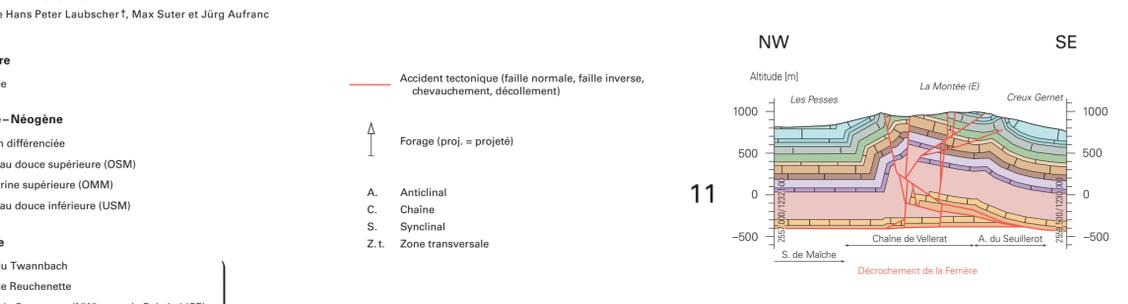
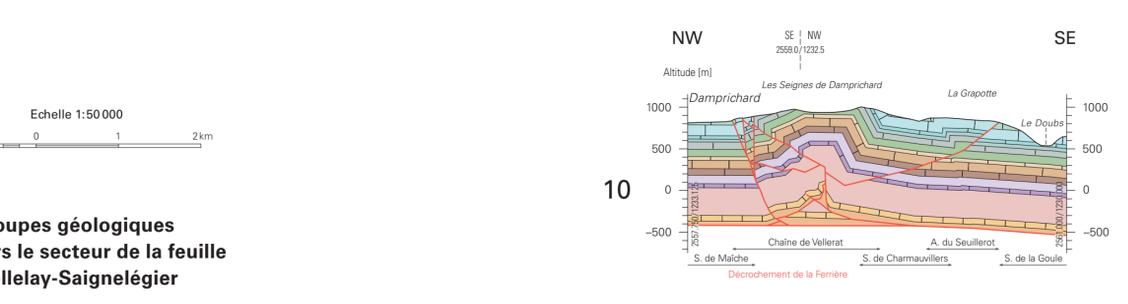
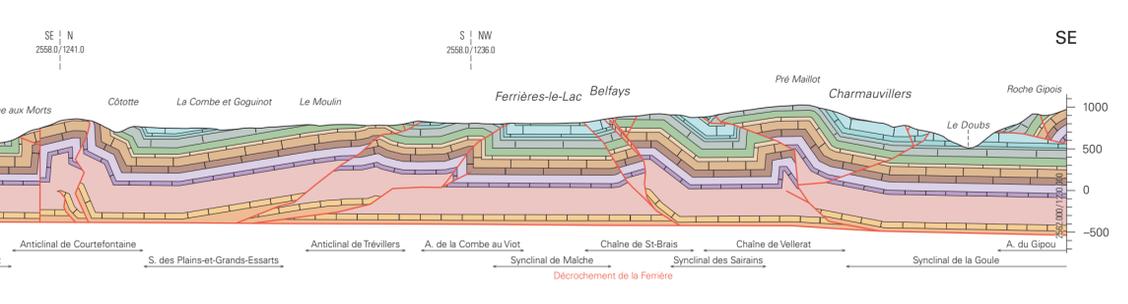
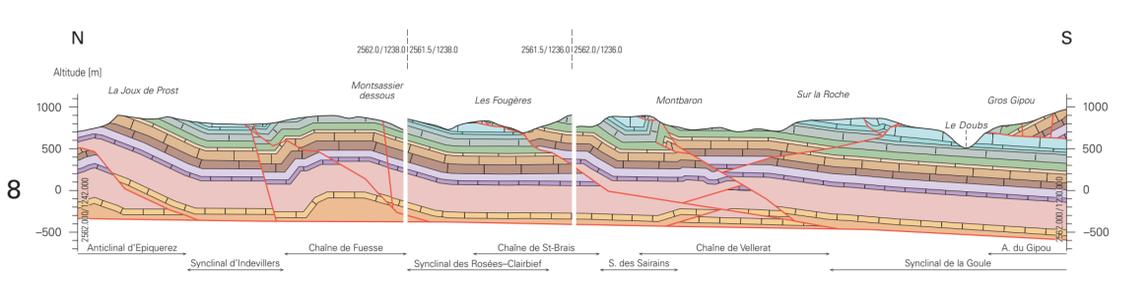
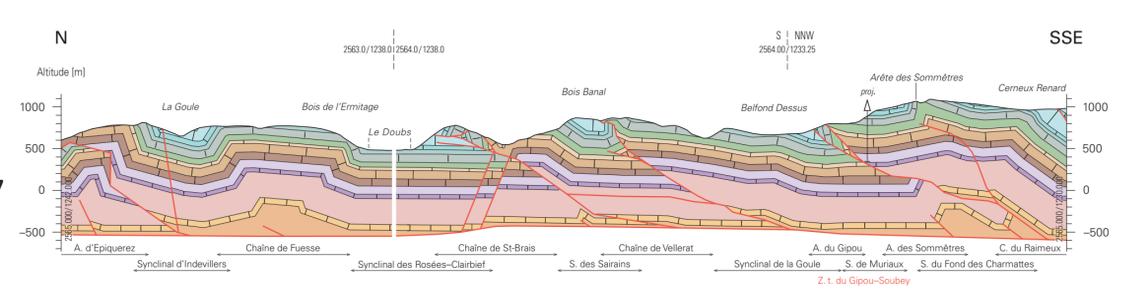
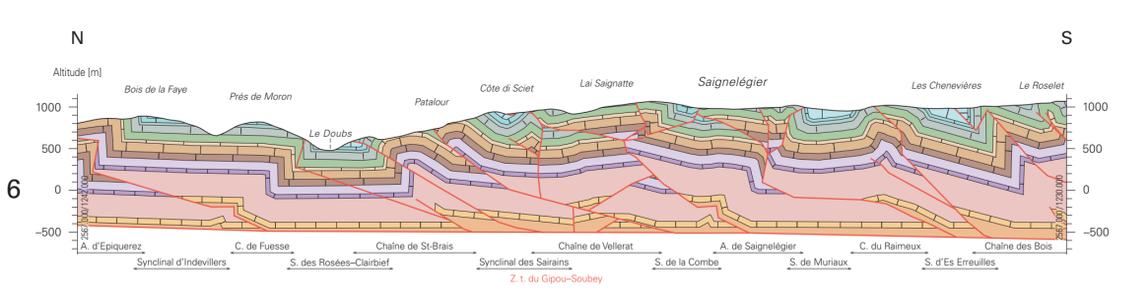
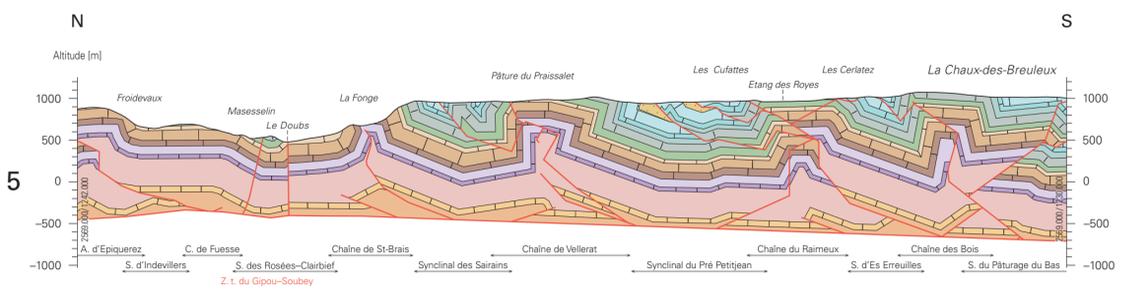
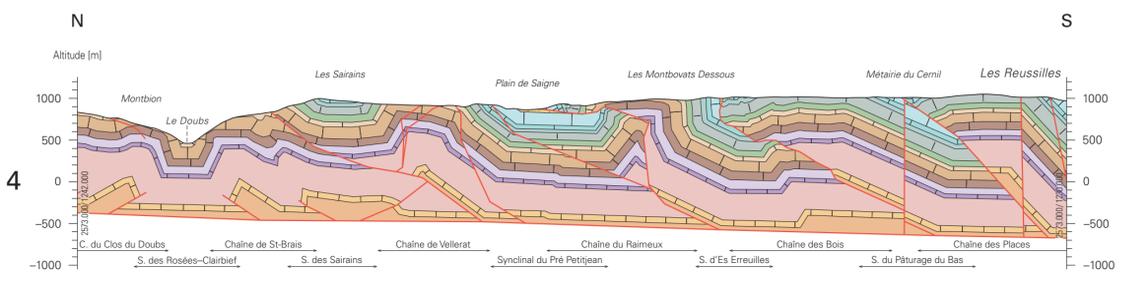
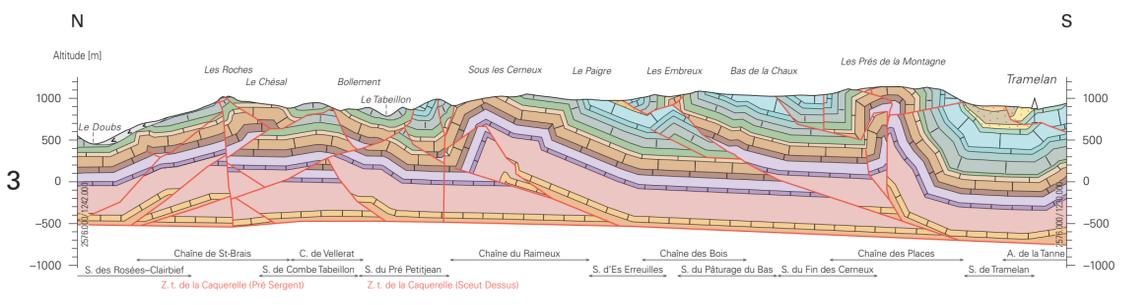
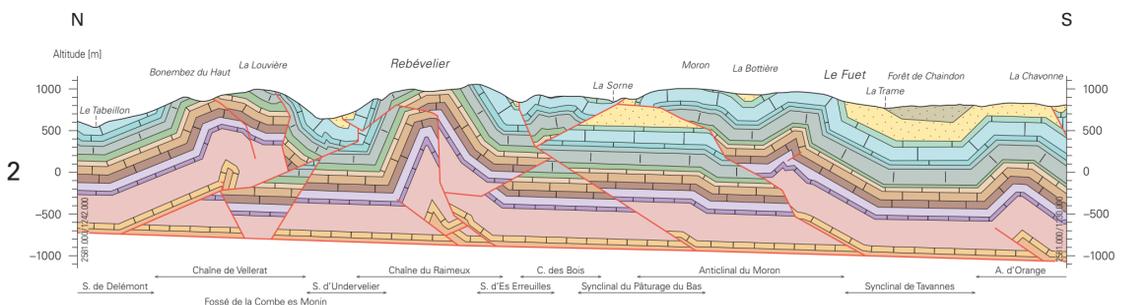
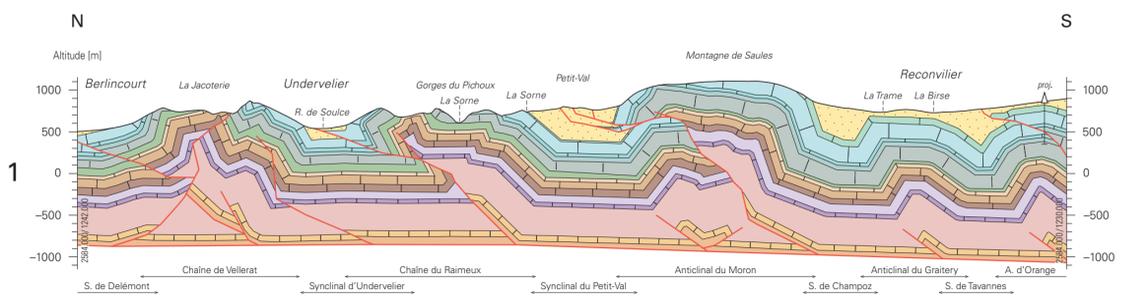
N° 476 Ferrette (fle XXXVII-22, 1973) (Fer).

N° 504 Maïche (fle XXXV-23, 1965) (Maï).

N° 505 Damprichard (fle XXXVI-23, 1965) (Dam).

ANNEXE

Planche I: Coupes géologiques à travers le secteur de la feuille Bellelay-Saignelégier



Coups géologiques à travers le secteur de la feuille Bellelay-Saignelégier
par Peter Jordan
à partir d'esquisses de Hans Peter Laubscher, Max Suter et Jürg Aufranc

Quaternaire
Masse tassée

Paléogène – Néogène
Molasse non différenciée
Molasse d'eau douce supérieure (OSM)
Molasse marine supérieure (OMM)
Molasse d'eau douce inférieure (USM)

Jurassique
Formation du Twannbach
Formation de Reuchenette
Formations de Courgenay (NW) resp. de Balsthal (SE)
Membres du Hauptmünienbank et de Bure
Formations de St-Ursanne (NW) resp. du Pichoux (SE) – Membre de Röscherz
Formation de Bärschwil
Formation d'Fenthal
Hauptrogenstein
Formation du Passwang
Argiles à Opalinus
Formation de la Staffellegg

Trias
Formation des Bänkerjoch et du Klettgau
Formation de Schinznach
Formation de Zeglingen

— Accident tectonique (faille normale, faille inverse, chevauchement, décrochement)
▲ Forage (proj. = projeté)
A. Anticinal
C. Chaîne
S. Synclinal
Z. t. Zone transversale

Trace des coupes

