

1143 Le Locle

avec partie de

1123 Le Russey

Notice explicative

U. EICHENBERGER, P.-O. MOJON, S. GOGNIAT, A. PICTET, D. BLANT,
D. LOCATELLI, V. METRAL et A. MORARD

Atlas géologique de la Suisse



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo
www.swisstopo.ch

2020

172

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

1:25 000

1143 Le Locle

avec partie de 1123 Le Russey

Notice explicative

49 figures, 1 tableau et 1 planche hors texte

par

URS EICHENBERGER, PIERRE-OLIVIER MOJON,
STÉPHANE GOGNIAT, ANTOINE PICTET, DENIS BLANT,
DÉBORAH LOCATELLI, VALENTIN METRAL
et ALAIN MORARD

2020



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie

Carte

EICHENBERGER, U., AUFRANC, J., PIETRA, L., PICTET, A. & GOGNIAT, S. (2020): Feuille 1143 Le Locle, avec partie de la feuille 1123 Le Russey. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 172.

Notice

EICHENBERGER, U., MOJON, P.-O., GOGNIAT, S., PICTET, A., BLANT, D., LOCATELLI, D., METRAL, V. & MORARD, A. (2020): Feuille 1143 Le Locle, avec partie de la feuille 1123 Le Russey. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 172.

Illustrations de couverture

Jaquette

Niveau encroûté et perforé du sommet de la Formation de Reuchenette affleurant le long d'un chemin forestier en rive gauche au-dessus du Saut du Doubs. Les Marnes à Virgula supérieures de la base de la Formation du Twannbach cachètent cette surface et en remplissent les aspérités. La largeur de l'image est d'environ 10 cm. Photo A. Morard, 2020.

Carte

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

Notice

Feuille d'érable – *Acer trilobatum* (STERNBERG 1824) BRAUN 1845 – provenant de la Formation du Locle du site historique de l'ancienne gare. Collection Jaccard, conservée au Musée d'histoire naturelle de Neuchâtel. La largeur de l'image est de 8 cm. Photo S. Lutz, 2020.

Éditeur

© 2020, 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 numérique), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisés qu'avec l'accord de l'éditeur.

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40103-4

TABLE DES MATIÈRES

Préface	4
Résumé.....	6
Zusammenfassung	7
Riassunto	9
Summary	10
Introduction	13
Stratigraphie	16
Jurassique	16
Dogger.....	16
Malm.....	22
Crétacé.....	43
Paléogène.....	56
Éocène.....	56
Néogène.....	56
Miocène	56
Molasse marine supérieure (OMM)	57
Molasse d'eau douce supérieure (OSM).....	64
Quaternaire.....	70
Pléistocène.....	73
Pléistocène moyen.....	73
Pléistocène tardif	77
Holocène.....	100
Tectonique	112
Situation générale	112
Modèles structuraux et géodynamiques/cinématiques.....	113
Description des structures.....	116
Hydrologie et hydrogéologie	133
Matériaux exploitables	144
Mesures géophysiques.....	147
Forages	148
Tunnels et galeries	148
Géotopes et patrimoine géologique.....	149
Histoire des activités humaines.....	150
Bibliographie.....	157
Cartes géologiques.....	172
Annexe.....	174

PRÉFACE

La feuille n° 172 Le Locle de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 couvre le territoire suisse de la feuille topographique 1143 Le Locle et du coin sud-est de la feuille 1123 Le Russey, ainsi qu'une bande limitrophe d'environ 2 km de large sur territoire français. Avec cette carte, le Jura plissé de Suisse est désormais couvert dans son ensemble, et seule la feuille Damvant-Montbéliard manque encore pour achever le levé géologique de la chaîne du Jura à cette échelle.

Les levés cartographiques pour la feuille Le Locle ont été réalisés à partir de 2016 par plusieurs prestataires, sur mandat du Service géologique national. L'Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie (ISSKA), en la personne d'Urs Eichenberger, secondé par Denis Blant et Lara Pietra, a assuré la coordination entre les différents partenaires, tout en se chargeant plus spécifiquement des unités du Jurassique et de la Molasse, de la tectonique et de l'hydrogéologie. De nombreux autres collaborateurs de l'ISSKA ont également participé à ce projet, que ce soit pour les aspects touchant à la gestion du projet (Pierre-Yves Jeannin, Constanze Bonardo et Carole Mettler de la direction et du secrétariat), à la mise en commun des différentes bases de données (Demian Rickerl, Eric Weber et Arnaud Malard) ou à divers travaux de terrain et de digitalisation (Pauline Fabregoule et Stéphane Leresche).

Parmi les autres mandataires initiaux, la révision des affleurements du Crétacé a été confiée à Antoine Pictet (Musée cantonal de géologie, Lausanne), tandis que le levé cartographique du Quaternaire a été réalisé par Stéphane Gogniat (HydroGEOS, Fretereules) avec compléments ponctuels de Urs Eichenberger. À partir de 2019, Jürg Aufranc (Bienne) a été mandaté pour étendre à la feuille Le Locle la nouvelle subdivision des unités d'âge oxfordien («Argovien» et «Séquanien» auct.) qu'il avait déjà entreprise dans le cadre de la révision des feuilles adjacentes Les Bois, Val de Ruz et Travers. Ses levés de terrain, perturbés par les restrictions de déplacement dues à la pandémie de COVID-19, ont malgré tout pu être finalisés au début de l'été 2020 et ont permis d'améliorer considérablement les délimitations cartographiques et la description des unités du Malm sur l'ensemble de la feuille et de mettre en évidence un important accident transverse se prolongeant jusque sur la feuille Les Bois.

Les auteurs de la présente notice explicative ont traité les thèmes suivants: Urs Eichenberger et Denis Blant (ISSKA): généralités, Jurassique, tectonique, construction des coupes, hydrogéologie; Pierre-Olivier Mojon (La Chaux-du-Milieu): Molasse et importants compléments (notamment paléontologiques) concernant le Jurassique, le Crétacé et le Quaternaire; Stéphane Gogniat (HydroGEOS, Fretereules): Quaternaire; Antoine Pictet (Musée cantonal de géologie, Lausanne): Crétacé; Déborah Locatelli (Office du patrimoine et de l'archéologie du canton de Neuchâtel) et Valentin Metral (Université de Franche-Comté, Besançon): archéologie; Alain Morard (swisstopo): refonte et compléments pour la stratigraphie du Jurassique, le Quaternaire et la tectonique.

Le travail éditorial détaillé, ainsi que la coordination du contenu de la carte et de la notice explicative ont été assurés par un duo rédactionnel, une première pour l'Atlas géologique. Reto Burkhalter s'est occupé principalement de la carte et des aspects graphiques, tandis qu'Alain Morard a supervisé l'édition du texte.

La relecture scientifique de la présente carte et de sa notice explicative a été réalisée, au nom de la Commission Géologique Suisse, par Neil Mancktelow (président de la CGS), Danielle Decrouez (Contamine-sur-Arve, France), Jon Mosar et Anna Sommaruga (Université de Fribourg). L'expertise des personnes suivantes a également été sollicitée pour certains sujets particuliers: Damien Becker (Jurassica, Porrentruy) et Daniel Kälin (swisstopo) pour la Molasse, Bernhard Hostettler (Fondation paléontologique jurassienne, Glovelier, et Musée d'histoire naturelle de Berne), ainsi que François Pasquier (Couvet). Enfin, Julien Spielmann (Section archéologie de l'Office Cantonal du Patrimoine et de l'Archéologie du Canton de Neuchâtel) et Thierry Malvesy (Musée d'histoire naturelle de Neuchâtel) ont gracieusement fourni des photos de pièces de collection.

Après conversion du projet SIG par Andreas Baumeler (Grenzen – Digitale Kartografie, Zurich), la mise en forme cartographique a été réalisée par Bruno Reber (swisstopo). Thomas Galfetti (swisstopo) a traduit le résumé en italien, la version anglaise ayant été quant à elle corrigée par Milan Beres (swisstopo). Les planches et figures ont été préparées graphiquement par Reto Burkhalter, Bruno Reber et Reto Casty (swisstopo), tandis que la composition du texte a été assurée par Evelyne Guanter et Renato Howald (swisstopo).

Le Service géologique national tient à remercier 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.

Décembre 2020

Office fédéral de topographie swisstopo
Service géologique national

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Le Locle se situe entièrement dans le Jura plissé interne. Le relief y est fortement influencé par les structures géologiques, avec une succession d'anticlinaux orientés SW-NE développés au-dessus de chevauchements à vergence nord-ouest, à partir d'un double décollement basal. Des rétrochevauchements et des accidents transverses compliquent l'agencement général. Morphologiquement, les vallées synclinales des Ponts, de la Brévine et du Locle (toutes trois sans exutoire superficiel) marquent le paysage, de même que la vallée du Doubs, évasée au niveau des synclinaux de Morteau et des Brenets, encaissée plus en aval où, de plus, elle a été obstruée par des masses tassées de part et d'autre du Saut du Doubs.

Le Dogger affleure principalement dans l'anticlinal de Pouillerel, entaillé par la cluse de la Rançonnière jusque dans la partie inférieure du Hauptrogenstein (Oolite inférieure). Le sommet du Hauptrogenstein était également visible dans l'anticlinal du lac de Moron avant la mise en eau du barrage du Châtelot, tandis que le sommet de la Formation d'Ifenthal apparaît encore localement au cœur de l'anticlinal d'Entre deux Monts. Les niveaux marneux compris entre la Pierre blanche et le Membre de Bollement sont très réduits et n'affleurent quasiment pas dans le secteur de la feuille Le Locle. Il en va de même pour les niveaux de passage du Dogger au Malm, l'épaisseur de la Formation de Bärschwil étant cependant légèrement plus importante dans la partie occidentale de l'anticlinal de Pouillerel. Un changement latéral de faciès est observable dans les niveaux sus-jacents, avec les «calcaires de transition» de la Formation du Pichoux passant d'une part au Membre de Birnenstorf vers le sud-est – dans l'anticlinal d'Entre deux Monts – et d'autre part à la Formation de St-Ursanne vers le nord-ouest, dont les faciès récifaux commencent à apparaître au sommet de la Formation du Pichoux dans le coin nord-est de la feuille. Plusieurs niveaux marqueurs assez continus (Formation de Günsberg, Grüne Mumienbank, Hauptmumienbank, Membre de Ste-Vérène, Marnes à Virgula supérieures et Calcaire saccharoïde du sommet de la Formation du Twannbach) permettent de subdiviser le reste du Malm. Le Crétacé n'affleure que localement au niveau des synclinaux de la vallée des Ponts, de la Brévine, du Locle, des Brenets (Villers-le-Lac est une localité historique pour l'étude de la Formation du Goldberg) et du Pissoux, avec une succession stratigraphique souvent incomplète du fait d'un important épisode érosif entre la fin du Mésozoïque et le début du Cénozoïque.

La série molassique exclusivement miocène du territoire de la feuille Le Locle comprend la Molasse marine supérieure (OMM; Burdigalien–Langhien) et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM; Langhien–Serravallien). Des niveaux de Marne rouge et de Gompholite, encore rattachés conventionnellement à l'OMM, font transition entre ces deux ensembles. La Formation du Locle est nouvellement définie pour désigner les dépôts lacustres (calcaires crayeux, marnes et lignites) de

l'«Oeningien» des synclinaux du Jura neuchâtelois. Ces lithologies tendres ont été affectées par des déformations glaciotectoniques, ainsi que par de nombreux glissements et tassements.

Seuls les dépôts du Dernier Maximum glaciaire (LGM) et des phases de retrait subséquentes ont pu être cartographiés dans le périmètre de la feuille Le Locle, même si quelques reliques d'au moins une glaciation plus ancienne et plus étendue sont connues (galets de quartzite et blocs erratiques remaniés ou situés au-delà de l'extension du LGM, placage local de moraine de fond altérée). Ce secteur a été largement recouvert par les glaces de la calotte jurassienne au Pléistocène tardif, avec une possible invasion de la vallée des Ponts par le glacier du Valais. Les sédiments détritiques et palustres qui ont comblé les paléolacs tardi- à postglaciaires des vallées des Ponts, de la Brévine et du Locle, ainsi que le lac des Brenets, sont des témoins importants de l'évolution climatique de la région de la fin du Pléistocène à nos jours, avec également plusieurs précieux jalons archéologiques.

À l'exception du Doubs, les écoulements de surface sont limités aux biefs des vallées des Ponts, de la Brévine et du Locle, qui disparaissent dans des réseaux karstiques au niveau de pertes. Au Col des Roches, cette configuration particulière a été mise à profit dès le 17^e siècle pour exploiter la force hydraulique en y implantant un moulin souterrain. D'autres anciens moulins le long du Doubs, diverses tentatives d'exploitation de matériaux (gypse, lignite et tourbe) et le développement des voies de communication témoignent de l'importante activité économique de la région, déjà avant l'avènement de l'industrie horlogère.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Le Locle liegt im internen Faltenjura. Die Geländeoberfläche ist hier stark durch geologische Strukturen geprägt, zum einen durch eine Abfolge von SW-NE-orientierten Antiklinalen, die sich über nordwestvergenten, von einem zweistöckigen basalen Abscherhorizont ausgehenden Überschiebungen bildeten und die durch Rücküberschiebungen und Transversalstörungen weiter verformt wurden. Ebenso landschaftsprägend sind die Synklinaltäler (Vallée des Ponts, Vallée de la Brévine, Becken von Le Locle; alle drei ohne oberirdischen Abfluss), wie auch das Doubstal, das im Bereich der Morteau- und der La-Brévine-Synklinale breit ist und sich weiter flussabwärts verengt, wo es überdies beim Saut du Doubs von Sackungsmassen, die von beiden Talflanken niedergingen, versperrt wird.

Der Dogger ist im Wesentlichen in der Pouillerel-Antiklinale aufgeschlossen, wo sich die Rançonnière-Schlucht bis auf das Niveau des Unteren Teils des Hauptrogensteins (Oolite inférieure) eingetieft hat. Das Dach des Hauptrogensteins war vor dem Bau der Staumauer Châtelot auch in der Lac-de-Moron-Antiklinale sichtbar, während das Dach der Ifenthal-Formation lokal im Kern der Entre-deux-

Monts-Antiklinale zutage tritt. Der geringmächtige, mergelreiche Abschnitt zwischen der Pierre blanche und dem Bollement-Member ist im Gebiet von Blatt Le Locle kaum je aufgeschlossen. Dies gilt auch für den Übergang vom Dogger zum Malm, wobei im westlichen Teil der Pouillerel-Antiklinale eine leichte Mächtigkeitzunahme der Bärswil-Formation festgestellt werden kann. In den hangenden Einheiten lässt sich ein lateraler Fazieswechsel beobachten, mit den «Übergangskalken» der Pichoux-Formation als Bindeglied zwischen dem Birnenstorf-Member im Südosten – in der Entre-deux-Monts-Antiklinale – und der St-Ursanne-Formation weiter im Nordwesten, deren Rifffazies sich bereits am nordwestlichen Kartengebietsrand im obersten Abschnitt der Pichoux-Formation bemerkbar macht. Mehrere Leitniveaus von grösserer lateraler Ausdehnung – Günsberg-Formation, Grüne Mumienbank, Hauptmumienbank, Verena-Member, Oberer Virgula-Mergel sowie der zuckerkörnige Kalk (Calcaire saccharoïde) im Dach der Twannbach-Formation – ermöglichen es, den übrigen Malm zu gliedern. Kreidesedimente treten nur lokal in Synklinalen auf (Vallée-des-Ponts-, La-Brévine-, Le-Locle-, Pissoux-, Les-Brenets-Synklinale; letztere mit Villers-le-Lac, einer Lokalität historischer Untersuchungen der Goldberg-Formation). Die Kreideabfolge ist infolge der bedeutenden Erosionsphase zwischen dem Ende des Mesozoikums und des Beginns des Känozoikums meist unvollständig.

Die Molasse, die im Kartengebiet ausschliesslich miozänen Alters ist, umfasst die Obere Meeresmolasse (OMM; Burdigalien–Langhien) und die Obere Süsswassermolasse (OSM; Langhien–Serravallien). Roter Mergel und die «Gompholite», ein Fanglomerat mit Komponenten lokaler Herkunft, beide herkömmlicherweise noch zur OMM gestellt, bilden den Übergang zur OSM. Die lakustrischen Sedimente (kreidiger Kalk, Mergel und Lignit) des «Oeningiens» in den Synklinalen des Neuenburger Juras werden hier als Le-Locle-Formation neu definiert. Die weichen Lithologien dieser Formation wurden vielerorts glazialtektonisch deformiert und von gravitativen Bewegungen erfasst.

Im Gebiet von Blatt Le Locle konnten einzig Ablagerungen des Letzteiszeitlichen Maximums (LGM) und von anschliessenden Rückzugsphasen ausgedehnter Vergletscherung bekannt sind (Quarzitgerölle, umgelagerte alpine erratische Blöcke und solche ausserhalb des LGM-Eisrandes, lokale Vorkommen verwitterter Grundmoräne). Während des Späten Pleistozäns lagen grosse Teile des Kartengebiets unter dem jurassischen Eisschild (Calotte jurassienne); möglicherweise drang zudem Eis des Walliser Gletschers in das Vallée des Ponts ein. Die detritischen und palustrischen Sedimente, die in den spät- bis postglazialen Paläoseen im Vallée des Ponts, im Vallée de la Brévine und im Becken von Le Locle sowie im Lac des Brenets abgelagert wurden, stellen wichtige Archive der regionalen Klimageschichte zwischen dem ausgehenden Pleistozän und heute dar; sie dokumentieren ausserdem bedeutende frühgeschichtliche Ereignisse.

Abgesehen vom Doubs sind die Oberflächenfließgewässer auf die Bäche im Vallée des Ponts, im Vallée de la Brévine sowie im Becken von Le Locle beschränkt, die jeweils via einen Ponor in ein Karstgangsystem verschwinden. Diese Situation wurde ab dem 17. Jahrhundert beim Col des Roches zum Betrieb einer unterirdischen Mühle genutzt. Weitere ehemalige Mühlen entlang des Doubs, verschiedene Abbauversuche von Rohstoffen (Gips, Lignit und Torf) sowie der Bau von Verkehrswegen sind Zeugen bedeutender wirtschaftlicher Aktivitäten in der Region, die bereits vor dem Aufkommen der Uhrenindustrie einsetzten.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Le Locle si trova interamente nel Giura piegato interno. Il rilievo è qui fortemente influenzato dalle strutture geologiche, con una successione di anticlinali orientati verso SW-NE sviluppati in cima di sovraccorrimenti a vergenza nord-ovest, a partire da un doppio scollamento basale. Dei retroscorrimenti e delle faglie trasversali sono presenti e complicano la disposizione generale. Morfologicamente, le valli sinclinali dei Ponts, della Brévine, e del Locle (tutte e tre senza sbocco superficiale) segnano il paesaggio, così come la valle del Doubs, svata all'altezza delle sinclinali di Morteau e dei Brenets, incassata più a valle, dove è stata inoltre ostruita da masse scoscese su entrambi i lati del Saut du Doubs.

Il Dogger affiora principalmente nell'anticlinale di Pouillerel, intagliato dalla gola della Rançonnière fino nella parte inferiore dell'Hauptrogenstein (Oolite inférieure). La parte sommitale dell'Hauptrogenstein era visibile anche nell'anticlinale del lago di Moron prima del riempimento della diga di Châtelot, mentre la cima della Formazione di Ifenthal appare ancora localmente al centro dell'anticlinale di Entre deux Monts. I livelli marnosi tra la Pierre blanche e il Membro di Bollement sono molto ridotti in spessore e affiorano raramente nel settore del foglio Le Locle. Lo stesso vale per i livelli del passaggio dal Dogger al Malm, lo spessore della Formazione di Bärschwil è però leggermente maggiore nella parte occidentale dell'anticlinale di Pouillerel. Un cambiamento laterale di facies è osservabile negli strati sovrastanti, con i «calcari di transizione» della Formazione del Pichoux che passano da un lato al Membro di Birmenstorf verso sud-est – nell'anticlinale di Entre deux Monts – e dall'altro lato alla Formazione di St-Ursanne verso nord-ovest, i cui facies recifali iniziano a comparire in cima della Formazione del Pichoux nell'angolo nord-est del foglio. Numerosi livelli marker piuttosto continui – Formazione di Günsberg, Grüne Mumienbank, Hauptmumienbank, Membro di S. Verena, Marne a Virgula superiori e calcari saccaroidi (Calcaire saccharoïde) della parte superiore della Formazione del Twannbach – permettono di suddividere il resto del Malm. Il Cretaceo affiora solo localmente presso le sinclinali della valle dei Ponts, della Brévine, del Locle, dei Brenets (Villers-le-Lac è una località storica per lo studio della Formazione del Goldberg) e del Pissoux, con una

successione stratigrafica spesso incompleta a causa di un importante episodio erosivo tra la fine del Mesozoico e l'inizio del Cenozoico.

La serie molassica esclusivamente miocenica del perimetro del foglio Le Locle comprende la Molassa marina superiore (OMM; Burdigaliano–Langhiano) e la Molassa d'acqua dolce superiore (OSM; Langhiano–Serravalliano). Degli strati di marna rossa e di gonfolite, ancora convenzionalmente annessi all'OMM, fanno da transizione tra queste due serie. La Formazione del Locle è stata recentemente definita per designare i depositi d'acqua dolce (gesso lacustre, marne e ligniti) dell'«Oeningiano» delle sinclinali del Giura di Neuchâtel. Queste litologie poco competenti sono state soggette a deformazioni glacio-tettoniche e hanno generato numerose masse in scivolamento o dislocate per deformazione gravitativa profonda.

Solo i depositi dell'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) e delle fasi di ritiro hanno potuto essere cartografati sul territorio del foglio Le Locle, anche se sono note alcune reliquie di non meno di una glaciazione più antica e più estesa (ciottoli di quarzite e massi erratici rimaneggiati o situati oltre l'estensione del LGM, deposito locale di morena di fondo alterata). Questo settore era in gran parte coperto dai ghiacci della calotta glaciale del Giura durante il tardo Pleistocene, con una possibile invasione della valle dei Ponts da parte del ghiacciaio del Vallese. I sedimenti detritici e palustri che hanno riempito i paleo-laghi tardi- a postglaciali delle valli dei Ponts, della Brévine e del Locle, così come il lago dei Brenets, sono importanti testimoni dell'evoluzione climatica della regione tra la fine del Pleistocene fino ai nostri giorni, con anche diverse preziose testimonianze archeologiche.

Ad eccezione del Doubs, i flussi di superficie scompaiono negli inghiottitoi carsici e sono limitati ai ruscelli delle valli dei Ponts, della Brévine e del Locle. Al Col des Roches, questa particolare configurazione fu già sfruttata nel 17° secolo per fare utilizzo della forza idraulica installando un mulino sotterraneo. Altri vecchi mulini lungo il corso del Doubs, vari tentativi di sfruttamento dei materiali (gesso, lignite e torba) e lo sviluppo delle vie di comunicazione, testimoniano l'importante attività economica della regione, anche prima dell'avvento dell'industria orologiera.

SUMMARY

The area covered by the Le Locle sheet lies completely within the Internal Folded Jura. The topography is strongly influenced by the underlying geological structures, with a succession of SW–NE oriented anticlines developed above NW vergent thrusts, originating from two superposed basal decollements. This general framework is further complicated by backthrusts and transverse faults. Morphologically, the synclinal valleys of Les Ponts, La Brévine and Le Locle (all three without surficial outflow) are key landscape elements, together with the Doubs valley. The latter is wide in the Morteau and Les Brenets synclines before forming a canyon

downstream, where it was obstructed by slumped rock masses from both sides of the present-day Saut du Doubs.

The Dogger is mainly exposed in the Pouillèrel anticline, which is cut by the Raçonnière gorge down to the lower part of the Hauptrogenstein (Oolite inférieure). The uppermost part of the Hauptrogenstein was also visible in the Lac de Moron anticline before it was flooded following the construction of Le Châtelot dam. In the center of the Entre deux Monts anticline, the top of the Ifenthal Formation outcrops locally. The marly levels situated between the Pierre blanche and the Bollement Member display a significantly reduced thickness and are barely exposed in the area covered by the Le Locle sheet. The same is true for the units along the Dogger/Malm boundary, although the Bärschwil Formation is slightly thicker in the western part of the Pouillèrel anticline. A lateral facies change has been documented in the overlying units, with the «transitional limestones» of the Pichoux Formation grading into the Birnenstorf Member towards the southeast – in the Entre deux Monts syncline – and into the St-Ursanne Formation towards the northwest. In the northeastern corner of the map sheet, reef facies are observed within the uppermost levels of the Pichoux Formation. Several relatively continuous marker beds (Günsberg Formation, Grüne Mumienbank, Hauptmumienbank, Verena Member, Upper Virgula Marls and Calcaire saccharoïde at the top of the Twannbach Formation) allow the rest of the Malm succession to be subdivided. Cretaceous units are only locally exposed within the synclines of the Vallée des Ponts, La Brévine, Le Locle, Les Brenets (with the historical locality of Villers-le-Lac where the Goldberg Formation was studied) and Le Pissoux. They mostly comprise an incomplete stratigraphic record, resulting from a major erosive phase between the end of the Mesozoic and the beginning of the Cenozoic eras.

In the area covered by the Le Locle sheet, Molasse deposits only of Miocene age are present, with Upper Marine Molasse (OMM; Burdigalian–Langhian) and Upper Freshwater Molasse (OSM; Langhian–Serravallian). Red marls and «Gompholite», a fanglomerate with local components, are intercalated between these two series and are conventionally attributed to the OMM. The Le Locle Formation, comprising lacustrine deposits (chalky limestone, marl and lignite), has been newly defined in order to replace the informal «Oeningian» of the synclines of the Neuchâtel Jura. These incompetent lithologies have been glacio-tectonically deformed and affected by landslides in numerous places.

Among the Quaternary deposits, sediments only of the Last Glacial Maximum (LGM) and the subsequent retreat phases could be mapped in the area of the Le Locle sheet. However, some remains of at least one older and more extensive glaciation are known (quartzite pebbles, reworked erratic blocks, thin and altered lodgement till). During the Late Pleistocene, the region was largely covered by the Jura ice cap, with a possible invasion of the Valais glacier into the valley of Les Ponts. Detrital and palustrine sediments filling tardi- and post-glacial paleo-lakes in the valleys of Les Ponts, La Brévine and Le Locle, as well as Lake Les Brenets,

together with valuable archaeological records, are significant testimonies to the climatic evolution of the region from the end of the Pleistocene to the present day.

With the exception of the Doubs River, surficial drainage is limited to the small rivers of the valleys of Les Ponts, La Brévine and Le Locle, which disappear into the karstic system through ponors. At the Col des Roches, this particular configuration was used as early as the 17th century to power a subterranean hydraulic mill. Other water mills established along the Doubs River, various mining sites (gypsum, lignite, peat) and the construction of the transportation network are further witnesses of the regional economic activity, which culminated with the development of the watch industry.

INTRODUCTION

Cadre géographique

La feuille Le Locle de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 couvre un peu plus de 100 km² entre le canton de Neuchâtel (Suisse) et le département du Doubs (France). Elle se place entièrement dans le Jura plissé interne (la Haute-Chaine des géologues français). Le relief y est fortement influencé par les structures géologiques, qui sont révélées dans le paysage par une alternance de couches massives et dures ou plus tendres et friables.

Morphologiquement, on distingue du sud-est au nord-ouest trois vallées synclinales principales (vallée des Ponts, vallée de la Brévine et vallée du Locle), séparées par des dos anticlinaux (Grand Som Martel, Entre deux Monts, Les Roussottes, Pouillere). Ces reliefs structuraux ont été remodelés par l'érosion glaciaire, fluviale et karstique, ou même inversés par endroits, comme dans le cas du canyon du Doubs encaissé en boutonnière anticlinale au niveau du lac de Moron.

Les glaciers jurassiens, le plus important touchant la feuille étant celui de la Brévine, ont laissé après leur fonte des amas de blocs calcaires peu arrondis qui ressemblent à des éboulis. Pendant le Dernier Maximum glaciaire (LGM), le glacier du Valais n'arrivait vraisemblablement pas dans le périmètre de la feuille Le Locle (sauf peut-être dans la vallée des Ponts), mais le matériel alpin de glaciations plus anciennes a été remanié et mélangé localement avec des moraines jurassiennes.

Les arêtes calcaires présentent des forêts à dominance d'épicéa, avec du hêtre sur les versants méridionaux. Les sols les plus riches se trouvent dans les combes générées par des couches marneuses ou plus localement sur les moraines et limons, dont font aussi partie les résidus de dissolution karstique des calcaires. Les sols agricoles sont majoritairement développés sur les dépôts molassiques ainsi que sur les principaux dépôts marneux du Jurassique et du Crétacé.

Le bassin du Locle, aussi nommé «Oasis du Locle» (BURGER & SCHAER 1996), comprend de nombreuses sources liées à l'important aquifère de la Molasse d'eau douce supérieure, dont les terrains crayeux font office de réservoir au-dessus de plusieurs niveaux marneux imperméables. Ce bassin, ainsi que les deux synclinaux des vallées de la Brévine et des Ponts, n'ont pas de drainage de surface. L'écoulement des eaux dans des pertes à la Brévine et aux Ponts-de-Martel se fait de manière souterraine vers la source de l'Areuse et la source de la Noiraigue respectivement alimentant le système hydrographique du Rhin (via la Thielle et l'Aar). Le bassin du Locle, drainé par une perte dans le Malm au pied du Col des Roches, est relié quant à lui au système hydrographique du Rhône (via le Doubs et la Saône). La ligne de séparation des eaux entre le Rhône et le Rhin traverse donc le territoire de la feuille Le Locle selon un axe est-ouest.

Travaux antérieurs

Les premières descriptions de la géologie de la région du Locle figurent dans des récits de voyage du 19^e siècle (DELUC 1813, VON BUCH 1867) à l'intention de la cour d'Angleterre et du roi de Prusse, dans les travaux précurseurs de NICOLET (1835, 1839), ainsi que sur les premières cartes géologiques encore très générales du Jura neuchâtelais (DE MONTMOLLIN 1839, DESOR & GRESSLY 1859). Cette région est devenue depuis cette époque un terrain d'étude privilégié, où de nombreux savants ont établi les bases de la stratigraphie (voir les études historiques de PORTMANN 1966, SCHAEER 2006, 2009).

À la suite des nombreuses observations géologiques, paléontologiques, géotechniques et minières de JACCARD (1856, 1858a, b, 1859, 1864, 1869, 1870a, b, 1871, 1878, 1883a, b, c, 1888, 1890, 1892, 1893a, b) et de DE TRIBOLET (1872, 1873, 1874, 1875), la première carte géologique détaillée de la région est établie par ROLLIER & FAVRE (1910), dont les observations de base sont consignées, puis complétées ultérieurement dans plusieurs publications (ROLLIER 1893, FAVRE & THIÉBAUD 1906, ROLLIER 1910, 1912, FAVRE 1911, 1924, FAVRE et al. 1937). Une synthèse davantage orientée vers la géographie a également été réalisée un peu plus tard pour la vallée du Doubs (BELL 1931).

Ce n'est ensuite qu'à partir du milieu du 20^e siècle que de nouvelles études scientifiques sont entreprises par la British Summer School (LLOYD 1959, 1964), l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel (KÜBLER 1962a, b, DROXLER 1978, RIEBEN 1983, TURBERG 1987, MOUNIER 1987) et son Centre d'hydrogéologie (KIRALY 1973, THIERRIN 1987).

Sur la base des profils sismiques de l'entreprise British Petroleum interprétés par SOMMARUGA (1997), M. Burkhard propose une nouvelle interprétation de la tectonique du Jura neuchâtelais (BURKHARD 1990, BURKHARD et al. 1998, VALLEY et al. 2004). Récemment, les observations structurales ont été discutées sur la base de modèles tectoniques avancés par l'Université de Fribourg sous la direction de J. Mosar (SCHORI et al. 2015 au Chasseral, RIME et al. 2019 entre le Val-de-Travers et Morteau).

Les travaux récents spécifiques à la région du Locle concernent essentiellement la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) et le Quaternaire. De nombreuses coupes et observations ont permis de mieux caler la belle série lacustre de l'OSM de la région du Locle (KÄLIN et al. 2001, BECKER 2003, HAVRAN 2011, MOJON et al. 2018), sans toutefois en formaliser la subdivision et la nomenclature lithostratigraphique. L'histoire du Quaternaire de la région a quant à elle été documentée et actualisée par les analyses des forages du bassin du Locle (SCHOELLAMMER 1997, MAGNY & SCHOELLAMMER 1999) et les sédiments tardiglaciaires du lac des Brenets (appelé lac de Chaillexon en France; CAMPY et al. 1985, CAMPY et al. 1994, BICHET 1997, BICHET et al. 1999), ainsi que par les dépôts du paléolac de la vallée des Ponts (SCHOELLAMMER 1996, MOJON et al. 2015).

Principales sources consultées et collaborations

L'établissement de la feuille Le Locle de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 s'est basé en premier lieu sur les cartes géologiques officielles déjà publiées en Suisse et en France, en particulier la Carte géologique spéciale au 1:25 000 des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds (ROLLIER & FAVRE 1910), la feuille Morteau de la Carte géologique de France au 1:50 000 (FALLOT & PERRODON 1968) et la Carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel au 1:50 000 (KIRALY 1973). Des levés inédits d'extension plus locale ont également été pris en compte (travaux de diplôme de l'Université de Neuchâtel), de même que des rapports géotechniques et hydrogéologiques et de nombreuses données de forages.

Les données existantes ont été calées et vérifiées à l'aide des photos aériennes et des modèles numériques de terrain (MNT) disponibles dans le Système d'information du territoire neuchâtelois (www.sitn.ne.ch), auprès de l'Office fédéral de topographie swisstopo (www.map.geo.admin.ch) et sur le géoportail de l'Institut national de l'information géographique et forestière français (www.geoportail.gouv.fr). Elles ont été complétées par les nouveaux levés réalisés par les divers auteurs, ainsi que par la consultation de nombreux travaux stratigraphiques, géotechniques, archéologiques, miniers et hydrogéologiques publiés ou inédits. Ces références sont citées dans les chapitres correspondants et sont listées dans la bibliographie en fin de notice.

Grâce à l'aimable collaboration de nombreuses personnes et institutions actives dans la région ou expertes de l'un ou l'autre domaine thématique, de précieux renseignements ont encore pu être rassemblés, contrôlés et discutés, avant de les intégrer sur la carte ou dans la notice: données de forages du Canton de Neuchâtel, archives des Ponts et Chaussées (Karim Homayoum) et de Viteos (Jonas Graf), carottes de forages du Quaternaire le long de la future route d'évitement du Locle (Christian Bugnon, MFR Géologie-Géotechnique SA, La Chaux-de-Fonds), collections de minéraux et fossiles des Musées d'Histoire naturelle de Neuchâtel (MHNN, Thierry Malvesy) et de la Chaux-de-Fonds, Office Cantonal du Patrimoine et de l'Archéologie (Julien Spielmann), groupe tectonique de l'Université de Fribourg (Jon Mosar, Anna Sommaruga et Valentin Rime), ainsi que Jean-Paul Schaer (Cormondrèche), François Pasquier (Couvet), Vincent Bichet (Pontarlier), Judit Deák (Marin), Edgar Stutz (Chambrelieu), Jacques Mathey (Montmollin), Guy Bullot (La Tour-de-Peilz), Orlando Orlandini (La Chaux-de-Fonds) et Marc Pinaud (Les Brenets).

STRATIGRAPHIE

La nomenclature lithostratigraphique suisse harmonisée (www.strati.ch), déjà largement en vigueur sur les feuilles alentour les plus récentes (PASQUIER et al. 2013, AUFRANC et al. 2016, 2017), a été adoptée pour la feuille Le Locle, avec quelques ajouts et précisions complémentaires lorsque cela était nécessaire. Les termes lithostratigraphiques traditionnels toujours couramment utilisés par les hydrogéologues, géologues et ingénieurs romands se rapportent aux travaux des anciens auteurs et sont encore cités pour mémoire entre guillemets et entre parenthèses.

La succession stratigraphique visible à l’affleurement s’étend du Jurassique moyen dans les gorges de la Rançonnière jusqu’au Miocène moyen dans le bassin du Locle, avec une lacune de plus de 100 millions d’années entre le Barrémien (Crétacé précoce) et le Burdigalien (Miocène précoce).

Certains niveaux repères se marquent en relief (premiers récifs de la Formation de Günsberg, Grüne Mumienbank et Hauptmumienbank au sein de la Formation de Vellerat, grandes barres calcaires de la Formation de Reuchenette) ou en creux (Membre d’Effingen, Formation du Goldberg, Membre d’Hauterive) dans la topographie et ont également pu être suivis sur le MNT. C’est aussi le cas de certains alignements de dolines qui indiquent la présence des calcaires du Membre de Bollement, du sommet du Hauptrogenstein (Pierre blanche) et du sommet de la Formation du Twannbach au contact des niveaux marneux sus-jacents.

JURASSIQUE

Dogger

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, le Dogger (fig. 1) affleure dans le cœur ennoyé de l’anticlinal du lac de Moron, dans l’anticlinal de Pouillerel et son prolongement en France, ainsi que très localement dans l’anticlinal d’Entre deux Monts.

Hauptrogenstein

La subdivision et la nomenclature de cette formation varient d’un auteur et d’une région à l’autre, ce qui rend la définition de certains termes traditionnels quelque peu confuse. La subdivision en trois unités cartographiques (avec distinction supplémentaire de deux niveaux repères marneux) adoptée pour la feuille Le Locle est illustrée sur la figure 1, qui met également en corrélation les anciens

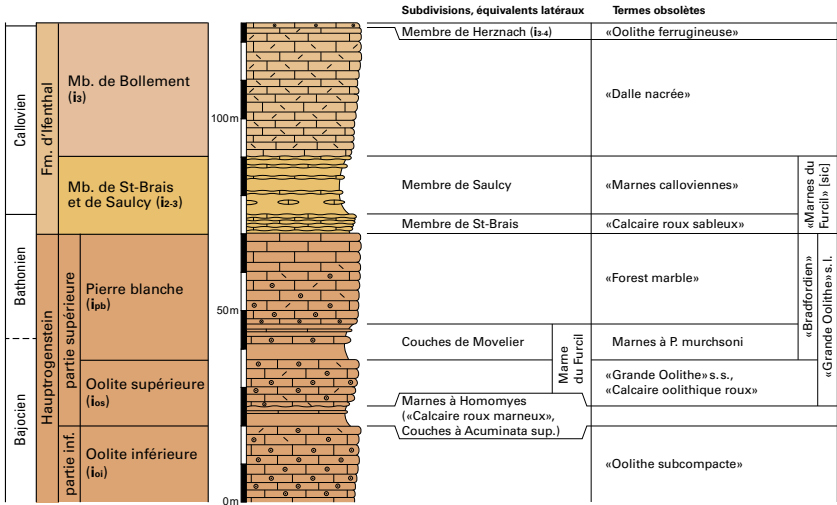


Fig. 1: Coupe lithologique synthétique du Dogger pour la feuille Le Locle. La subdivision cartographique adoptée est reportée sur la gauche, avec les attributions chronostratigraphiques. Les autres unités lithostratigraphiques reconnues dans le secteur concerné sont mentionnées dans la colonne centrale, avec quelques équivalents latéraux indiqués entre parenthèses. Les principaux termes obsolètes figurent dans la colonne de droite.

termes de la littérature avec la nomenclature lithostratigraphique actuelle. De manière générale, cette série stratigraphique est similaire à celle des feuilles Val de Ruz et Chasseral (SUTER & LÜTHI 1969, AUFRANC et al. 2017). Le caractère morphologiquement peu marqué de l'Oolite supérieure, avec présence de fines intercalations marneuses, indique toutefois la proximité de la transition entre faciès oolithique et faciès pélitique à partir de la base de la partie supérieure du Hauptrogenstein (voir aussi SCHARDT 1905, pl. 11), le second faciès étant représenté plus au sud-ouest par la Marne du Furcil (fig. 1).

i₀₁ Oolite inférieure («Oolite subcompacte») Bajocien

Les niveaux stratigraphiques les plus anciens affleurant sur le territoire de la feuille Le Locle correspondent à l'Oolite inférieure, au sommet de la partie inférieure du Hauptrogenstein («Bajocien» de FAVRE 1911). Ils sont visibles uniquement dans la cluse de la Rançonnière entaillant profondément l'anticlinal de Pouillerel.

Ces calcaires oolitiques brun-jaune se caractérisent par une répartition bimodale de la taille des oïdes (FAVRE 1911) et forment une petite barre d'une vingtaine de mètres au fond des gorges de la Rançonnière en amont des Iles, au sud-est du lieu-dit Les Comboles (coord. 2544.650/1211.900). Une surface indurée et perforée (hardground) couronne le sommet plus spathique (oo-pelsparite) de l'Oolite inférieure (FAVRE 1911).

Marnes à Homomyes: Les Marnes à Homomyes («marno-calcaires roux à Parkinsonia et à *Ostrea acuminata*» de FAVRE 1911) marquent la base de la partie supérieure du Hauptrogenstein («Bathonien» de FAVRE 1911). Cette série marno-calcaire jaunâtre à roussâtre, fossilifère, d'une épaisseur de 4–5 m forme la base d'une zone moins affleurante juste au-dessus de l'Oolite inférieure des gorges de la Rançonnière. Ces marnes présentent un faciès intermédiaire entre le «Calcaire roux marneux» de la région du Furcil (à l'est de Noiraigue, feuille Travers) et les Couches à *Acuminata* supérieures du Jura central placées au même niveau stratigraphique (fig. 1; voir aussi FAVRE 1911).

Les Marnes à Homomyes des gorges de la Rançonnière ont livré des fossiles du Bajocien tardif: *Garantia garantiana* (D'ORBIGNY 1845), *Megateuthis gigantea* (SCHLOTHEIM 1820), *Clypeus plotii* LESKE 1778.

i_{os} *Oolite supérieure* («Grande Oolite») Bajocien

L'Oolite supérieure («calcaire oolithique roux à grandes taches bleues» de FAVRE 1911) ressort relativement peu dans la topographie de la région, la seconde barre calcaire bien visible des gorges de la Rançonnière correspondant à la Pierre blanche sus-jacente. Dans les calcaires jaune-brun oolitiques et spathiques, les bancs compacts épais de 0,5–1 m sont séparés par de fins interlits marneux. L'Oolite supérieure atteint 12 m d'épaisseur (FAVRE 1911).

Couches de Movelier: Un intervalle marneux de 9 m (base du «Bradfordien» de ROLLIER & FAVRE 1910, «Marnes à *Pholadomya Murchisoni* et *Echinobrissus clunicularis*» de FAVRE 1911) surmonte l'Oolite supérieure dans les gorges de la Rançonnière au niveau des Iles, au sud-est du lieu-dit Les Comboles (coord. 2544.620/1212.060). Cette série comprend des marnes grumeleuses jaunes ou bleues fossilifères, surmontées de marnes feuilletées grises à minces intercalations calcaires. Localement, une récurrence de calcaire oolithique et spathique s'intercale entre les marnes grumeleuses et les marnes feuilletées (FAVRE 1911). La position de la limite Bajocien/Bathonien n'a pas pu être précisée dans le secteur étudié, mais se situe vraisemblablement au sommet des Couches de Movelier ou en leur sein.

Les Marnes à Homomyes, l'Oolite supérieure et les Couches de Movelier forment ensemble une zone moins affleurante. Cet intervalle à dominance marneuse se développant entre l'Oolite inférieure et la Pierre blanche, voire même en d'autres endroits jusqu'au Membre de Bollement (Formation d'Ifenthal), a souvent été désigné sous le nom de «Marnes du Furcil», avec toutefois des acceptions très variables d'un auteur à l'autre (voir p.ex. SCHARDT 1905 pl. 11). L'usage actuel (BOLLE et al. 1996) limite la Marne du Furcil au seul épisode marneux compris entre le «Calcaire roux marneux» (au toit de l'Oolite inférieure) et la Pierre blanche dans les régions où la Grande Oolite est absente (fig. 1).

i_{pb} *Pierre blanche*
Bathonien

Une barre calcaire de 25 m d'épaisseur constitue le sommet du Hauptrogenstein («Forest-Marble») de ROLLIER 1893 et ROLLIER & FAVRE 1910, «Calcaires compacts blancs à taches roses, devenant jaunes et oolitiques à la base» de FAVRE 1911; fig. 1) et marque le rebord supérieur des gorges de la Rançonnière. La ligne de chemin de fer Le Locle–Les Brenets recoupe également la Pierre blanche entre Rançonnière-Dessus et le portail sud du petit tunnel du Rayat (coord. 2544.790/1212.485).

La partie inférieure à moyenne de la Pierre blanche comprend des calcaires jaunes à oïdes disséminés, des calcaires échinodermiques et de minces couches marneuses (4 cm max.). Les bioclastes (lamellibranches, gastéropodes, bryozoaires, échinodermes et coraux) sont nombreux mais leur taille ne dépasse pas les 3 mm. Au-dessous de la Jeuse (coord. 2546.050/1213.605), la Pierre blanche est constituée de bancs de calcaires spathiques à taches roses avec des intercalations de calcaires micritiques et oolitiques blancs.

Seule la partie supérieure de la Pierre blanche présente un faciès calcaire très pur et compact, blanc à gris clair avec de petites taches roses, qui lui vaut son nom. Elle est subaffleurante sur une grande partie du Pâturage des Endroits, où elle forme des lapiés et des dolines sur le dos de l'anticlinal de Pouillerel.

Au cœur de l'anticlinal du lac de Moron, le canyon du Doubs atteint le sommet du Hauptrogenstein et entaille la Pierre blanche (FAVRE 1924). Ces affleurements sont toutefois actuellement ennoyés par le lac de barrage de Moron.

Les ammonites mises en synonymie ici et signalées par FAVRE (1911) dans la Pierre blanche à l'Arête du Foulet (en dehors du périmètre de la carte au sud de la Chaux-de-Fonds) indiquent clairement un âge bathonien tardif selon ELMI (1967, p. 534, 538), ELMI & MANGOLD (1966) et MANGOLD (1970); ce sont *Oxyerites oppeli* ELMI 1967 [= *Oppelia fusca* (QUENSTEDT 1849)], *Homoeoplanulites (Parachoffatia) subbackeriae* (D'ORBIGNY 1850) [= *Perisphinctes moorei* OPPEL 1857] et *Homoeoplanulites (Homoeoplanulites) furculus* (NEUMAYR 1871) [= *Perisphinctes furcula* NEUMAYR 1871].

Formation d'Ifenthal

Sur la feuille Le Locle, seules deux unités informelles ont pu être distinguées cartographiquement au sein de la Formation d'Ifenthal («Callovien» de STÄUBLE 1959, voir aussi BITTERLI-DREHER 2012 et HOSTETTLER 2014; fig. 1): une partie inférieure comprenant le Membre de St-Brais et le Membre de Saulcy (les niveaux peu épais du Membre de Châtillon, normalement intercalés entre ces deux membres plus au nord-est, n'ont pas été reconnus), et une partie supérieure formée essentiellement par le Membre de Bollement, surmonté localement par le Membre de Herznach réduit à une surface indurée (hardground) sommitale. Des condensations et des lacunes stratigraphiques sont présentes à plusieurs niveaux dans la Formation d'Ifenthal.

i₂₋₃ *Membres de St-Brais et de Saulcy* («Calcaire roux sableux» et «Marnes calloviennes»)

Bathonien tardif–Callovien précoce

Une série à dominance marneuse de 20–25 m d'épaisseur est comprise entre le toit induré et perforé du Hauptrogenstein et le Membre de Bollement tout autour du dos de l'anticlinal de Pouillerel, où elle est souvent couverte de prés gras, de marais et de tourbières. FAVRE & THIÉBAUD (1906) ont utilisé le terme de «Marne du Furcil» (au singulier) pour ces niveaux marneux sus-jacents à la Pierre blanche, terme corrigé par la suite en «Calcaire roux sableux» (ROLLIER & FAVRE 1910, FAVRE 1911), qui comprend en réalité le Membre de St-Brais et le Membre de Saulcy (partie inférieure de la Formation d'Ifenthal, fig. 1).

Le *Membre de St-Brais*, ne dépassant pas quelques mètres d'épaisseur, débute par une mince couche (3–4 cm) très fossilifère de couleur jaune-ocre («couche marneuse ferrugineuse de Pouillerel» de FAVRE & THIÉBAUD 1906). De nombreux fossiles pyritisés, limonitisés, siliceux ou calcaires de gastéropodes, brachiopodes, rares ammonites, bélemnites, lamellibranches, ainsi que des dents de poissons ont été récoltés au bord des marais des Saignolis (coord. 2548.690/1215.615; FAVRE & THIÉBAUD 1906, FAVRE 1911). Ces auteurs mentionnent la présence de *Procerites quercinus* (TERQUEM & JOURDY 1869) en association avec des rhynchonelles et des térébratules, ce qui tend à confirmer l'âge bathonien tardif du Membre de St-Brais.

Le *Membre de Saulcy* se compose de marnes sableuses gris-jaune à spicules d'éponges (fig. 2), alternant vers le haut avec des bancs de calcaire sableux et marneux jaune-brun faisant transition vers le Membre de Bollement sus-jacent. Ces bancs sont riches en fragments de serpules, gastéropodes, lamellibranches, bryozoaires et échinodermes et révèlent à l'altération une stratification entrecroisée. Ce faciès un peu plus calcaire n'est pas sans rappeler le Membre de Bözen (BITTERLI-DREHER 2012). Le Membre de Saulcy affleure au niveau de la Combe Marneuse, à l'ouest des Frêtes (coord. 2544.900/1212.530; FAVRE 1911, DROXLER 1978).



Fig.2: Marnes sableuses à intercalations calcaires noduleuses du Membre de Saulcy dans la Combe Marneuse (coord.2544.900/1212.530). Hauteur de l'image: environ 50 cm. Photo A. Morard, 2020.

i₃ *Membre de Bollement* («Dalle nacré») Callovien précoce

Le Membre de Bollement présente des microfaciès à granulométrie variable: au-dessus de l'Augémont (coord. 2545.600/1213.550) s'observe une calcarénite brun clair dans laquelle de gros débris d'échinodermes (tiges de crinoïdes ou entroques mesurant jusqu'à 3 mm) ressortent nettement par leur aspect «nacré» même sur les surfaces altérées, tandis qu'à l'ouest des Frêtes (coord. 2544.850/1212.580) et vers la ferme des Entre-deux-Monts (coord. 2549.305/1209.695) il s'agit d'un calcaire échinodermique à grain plus fin et mieux trié. Dans l'anticlinal de Pouillerel à proximité de la Chau-de-Fonds, FAVRE (1911) indique une épaisseur de 35–40 m pour le Membre de Bollement (fig. 1).

Le Membre de Bollement a été exploité dans plusieurs petites carrières le long du flanc sud de l'anticlinal de Pouillerel, comme aux Tartels et au lieu-dit Les Carrières (Les Endroits) sur le versant septentrional de la Combe Monterban (coord. 2546.165/1212.615, resp. 2546.840/1213.100), notamment pour délimiter les pâturages avec des murs en pierre sèche si typiques de la région jurassienne.

i₃₋₄ *Membre de Herznach* («Oolite ferrugineuse»)
Callovien tardif – Oxfordien précoce

Le Membre de Herznach regroupe les niveaux condensés à oolites ferrugineuses présents à la limite entre le Dogger et le Malm, que leur âge soit callovien tardif ou oxfordien précoce (GYGI 2000a, b), même si de possibles remaniements à l'extrême base de la Formation de Bärschwil sus-jacente peuvent compliquer la délimitation dans le détail.

Des encroutements ferrugineux (hardground) recouvrant le toit du Membre de Bollement sont visibles dans d'anciennes petites carrières aux Tartels (coord. 2546.165/1212.575), au-dessus du Chemin des Vieilles Mortes (coord. 2547.330/1213.855), au Saignolet (coord. 2549.550/1215.940) et vers la ferme des Entre-deux-Monts (coord. 2549.305/1209.695; fig. 3). Des niveaux oolitiques ferrugineux jaune d'ocre, associés à des marnes noires ont livré des ammonites du Callovien tardif au nord de la Chaux-de-Fonds (*Reineckeia anceps* (REINECKE 1818) et *Peltoceras athleta* (PHILLIPS 1829); JACCARD 1869, FAVRE 1911) et du début de l'Oxfordien aux Crosettes un peu plus au sud (*Cardioceras cordatum* (SOWERBY 1813); ROLLIER 1893, p. 65, FAVRE 1911, p. 381). Localement, ces couches ferrugineuses très réduites et condensées peuvent atteindre l'épaisseur de 40–60 cm au maximum.

Malm

Les anciens concepts d'«Argovien», de «Rauracien» et de «Séquanien» en tant que succession temporelle (voire d'étages chronostratigraphiques, comme le sont devenus l'Oxfordien et le Kimméridgien) sont à l'origine d'une grande confusion terminologique. La révision de ces faciès, se relayant en réalité aussi bien latéralement que verticalement, a conduit à la définition d'une nouvelle nomenclature lithostratigraphique (voir synthèses de GYGI 2000a, b, 2012).

On peut ainsi distinguer dans le Malm (fig. 4 et 5):

- Une partie basale relativement uniforme (Formation de Bärschwil = ancien «Oxfordien»), mais souvent réduite ou absente (ROLLIER 1896).
- Une première différenciation des faciès, allant de calcaires récifaux (Formation de St-Ursanne = ancien «Rauracien») à des dépôts de bassin à ammonites et spongiaires (Membre de Birmenstorf = ancien «Spongition»), en passant par des faciès intermédiaires micritiques (Formation du Pichoux = anciens «Argovien inférieur» et «Rauracien» p.p.).
- Un intervalle où la plateforme carbonatée tend à prograder vers le sud-est tout en se différenciant encore davantage (bien que la plupart de ces faciès aient été regroupés sous le terme de «Séquanien»; voir par exemple la révision d'ÉNAY et al. 1988 pour la région-type en Franche-Comté), avec des dépôts de

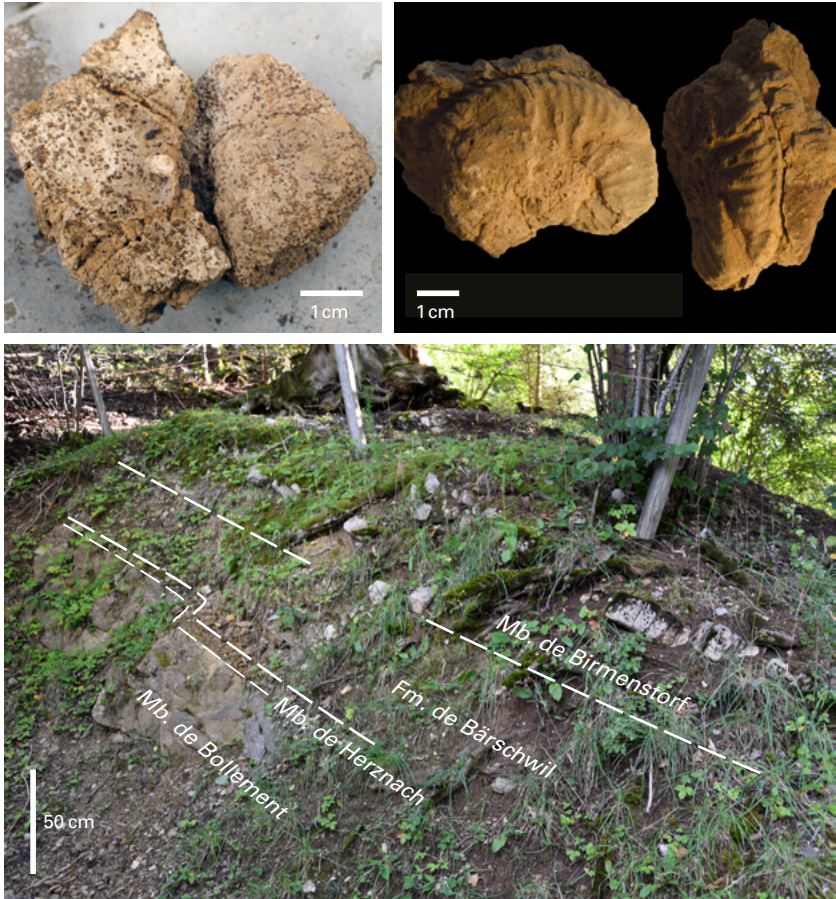


Fig. 3: La limite Dogger/Malm près de la ferme des Entre-deux-Monts (coord. 2549.305/1209.695; photo A. Morard, 2020); l'intervalle entre le Membre de Bollement et le Membre de Birmenstorf est réduit à quelques dizaines de décimètres, avec le Membre de Herznach formant un mince placage avec oolites ferrugineuses caractéristiques (détail en haut à gauche d'un échantillon provenant du Saignolet; coord. 2549.550/1215.940) surmonté par la Formation de Bärschwil (en haut à droite: *Cardioceras cordatum* (SOWERBY 1813) provenant des marno-calcaires glauconieux de la base de l'unité aux Lanvoënnes dans les gorges de l'Areuse; récolte et photos P.-O. Mojon).

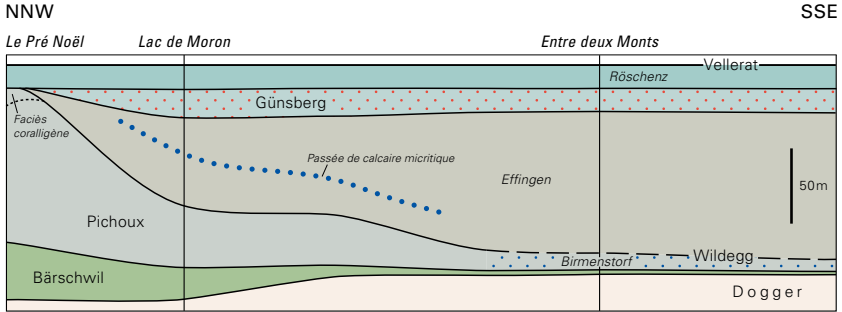


Fig. 4: Profil synthétique de répartition des unités lithostratigraphiques de la partie inférieure du Malm, montrant les variations d'épaisseur et de faciès entre le NNW et le SSE du territoire de la feuille Le Locle.

plateforme interne (Formations de Vellerat et de Courgenay) et de bassin (Membre d'Effingen = ancien «Argovien supérieur», et Formation de Villingen), séparés par une barrière discontinue tantôt récifale, tantôt oolitique (Formations de Günsberg et de Balsthal).

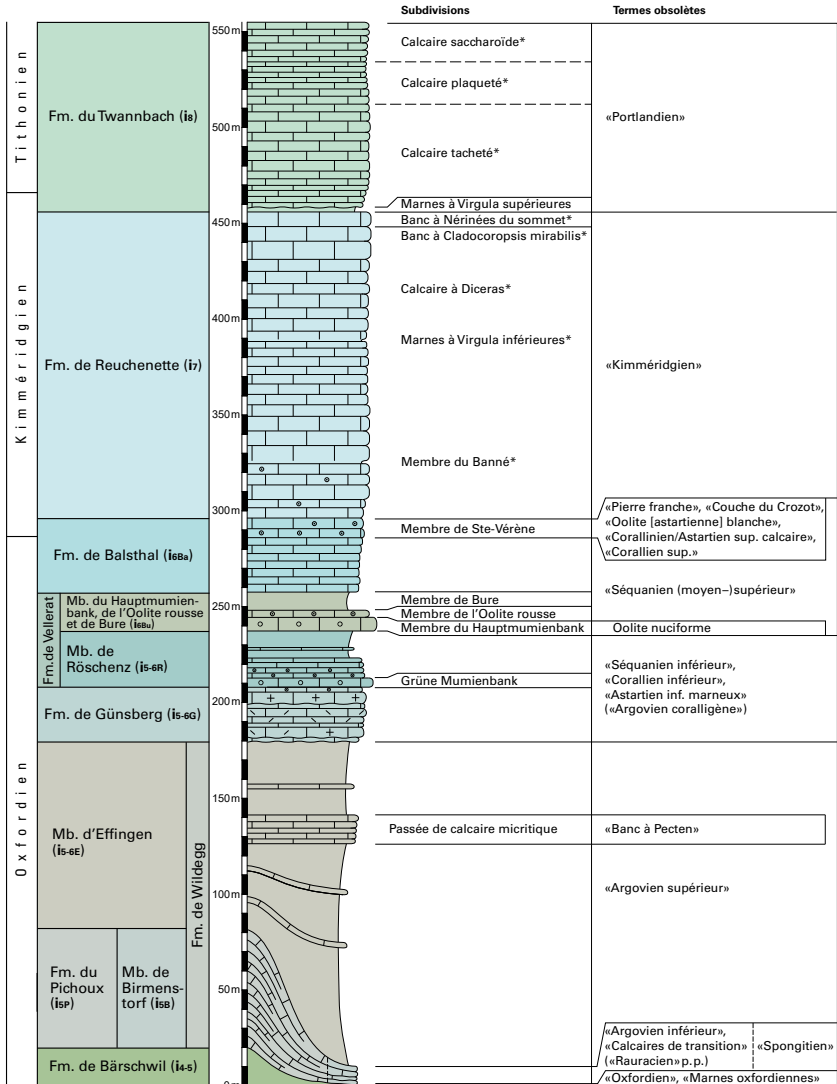
- Enfin, une partie sommitale à nouveau relativement uniforme, où se succèdent deux formations lithostratigraphiques à faciès peu profonds (Formation de Reuchenette = ancien «Kimméridgien», et Formation du Twannbach sus-jacente = ancien «Portlandien»), abstraction faite des faciès particuliers de la Formation des Étiollets à l'extrémité méridionale du Jura et de la Formation du Burghorn à son extrémité orientale.

i₄₋₅ Formation de Bärschwil («Marnes oxfordiennes») Oxfordien précoce-moyen

Cette série essentiellement marneuse à *Cardioceras cordatum* (SOWERBY 1813) (fig. 3 et 5) forme une petite dépression marquant la limite entre le Dogger et le Malm. Les affleurements sont toutefois très rares, même si ROLLIER & FAVRE (1910) et FAVRE (1911) ont indiqué la présence de cette unité partout entre la Formation d'Ifenthal et les séries marno-calcaires de l'Oxfordien moyen.

La Formation de Bärschwil n'a été représentée sur la carte que dans les secteurs où elle atteint au moins 2 m d'épaisseur, soit au nord-ouest d'une ligne Col France-La Gréville, traversant obliquement l'anticlinal de Pouillerel. Au sud-est de cette ligne, elle ne dépasse pas 1 m d'épaisseur (fig. 4).

Les marnes verdâtres avec des sparites à ooïdes, péloïdes et débris biogéniques de la Formation de Bärschwil mesurent entre 0,1 et 1-2 m d'épaisseur près



* non distingué cartographiquement sur la feuille Le Locle

Fig. 5: Coupe lithologique synthétique du Malm pour la feuille Le Locle. La subdivision cartographique adoptée est reportée sur la gauche, avec les attributions chronostratigraphiques. Les autres unités lithostratigraphiques reconnues dans le secteur concerné sont mentionnées dans la colonne centrale. Les principaux termes obsolètes figurent dans la colonne de droite.

de la ferme des Entre-deux-Monts (fig. 3, coord. 2549.305/1209.695; JACCARD 1869, p. 212) et sur le versant septentrional de la Combe Monterban, dans le flanc sud de l'anticlinal de Pouillierel (bord de la route communale et anciennes carrières des Tartels et des Endroits; DESOR & GRESSLY 1859, p. 82, JACCARD 1869, p. 211, FAVRE 1911, p. 381, RIEBEN 1983). Des moules internes d'ammonites limonitisés et des bélemnites y ont été récoltés. Une ammonite *Euaspidoceras* ex gr. *babeaunum* (D'ORBIGNY 1848) de l'Oxfordien précoce proviendrait du secteur de la Combe Monterban¹.

La Formation de Bärschwil atteint l'épaisseur de 6 m au niveau du petit tunnel ferroviaire du Rayat (coord. 2544.785/1212.525). Dans le vallon du Col France (site fossilifère décrit par DE TRIBOLET 1875), elle passe de 5 m dans le flanc sud de l'anticlinal de Pouillierel à environ 10 m dans son flanc nord. Plus au nord-est, la Formation de Bärschwil a été à nouveau distinguée au Creux Moine au-dessus des Planchettes (coord. 2550.000/1216.995), et atteint probablement une vingtaine de mètres au cœur de l'anticlinal du lac de Moron (fig. 4), où elle est toutefois masquée par les éboulis et en grande partie ennoyée par les eaux du lac de barrage.

i_{5P} **Formation du Pichoux** Oxfordien moyen

La Formation du Pichoux s'intercale latéralement entre les faciès coralligènes de la Formation de St-Ursanne et les niveaux à spongiaires contemporains, mais bien moins épais, du Membre de Birnenstorf (GYGI 2012). Ces «Calcaires de transition» («Übergangskalke» de ZIEGLER 1962), dont la délimitation est quelque peu arbitraire, peuvent également renfermer des spongiaires dans leur partie distale (principalement à leur base; AUFRANC et al. 2017), tandis que des coraux apparaissent localement dans leur partie proximale, principalement à leur sommet (fig. 4; AUFRANC et al. 2016).

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, les premières barres calcaires de la base du Malm sont formées de calcaires micritiques à microsparitiques, gris, sans fossiles, en bancs de 20 cm avec ou sans minces intercalations de marnes schisteuses ou de calcaires à rides de courant parfois entrecroisées. Ces niveaux ont été désignés comme «Argovien inférieur» jusqu'à récemment (DROXLER & SCHAEER 1979, BURGER & SCHAEER 1996). Ils correspondent à la Formation du Pichoux.

À Rançonnière-Dessus (fig. 6, coord. 2545.495/1211.980), une série de calcaires beiges micritiques, bien lités, affleure sur une épaisseur de 12 m. Les mêmes niveaux ont été exploités dans les carrières du Vorpet (coord. 2545.030/1212.890), où des plis d'entraînement liés à une faille ont également été étudiés (DROXLER & SCHAEER 1979).

¹) Collection Jaccard, MHNN, dépôt de la gare de la Serrière, tiroir A/4/7, pièce 13924; malheureusement sans localisation précise du site de récolte.



Fig. 6: Petite paroi formée par les bancs de calcaire micritique gris de la Formation du Pichoux à Rançonnière-Dessus (coord. 2545.495/1211.980). Le marteau (en bas à droite) mesurant 50 cm donne l'échelle. Photo U. Eichenberger, 2016.

Au bord du lac de Moron, la Formation du Pichoux atteint 50–60 m d'épaisseur (p.ex. aux coord. 2547.310/1215.840; affleurements rapportés au «Rauracien» par ROLLIER & FAVRE 1910; voir aussi fig. 43). La série y comprend trois barres calcaires de 10–15 m chacune, traversées par les petits tunnels du sentier longeant la rive sud du lac, avec deux intercalations de niveaux plus tendres. Les calcaires bien lités, de couleur grise et de texture micritique à microsparitique contiennent de rares ammonites (*Tornquistes* sp.?). Il n'y a pas de niveaux de condensation, ni de récifs. Seuls quelques rares restes d'éponges ont été trouvés au sommet de la série. Les structures sédimentaires comprennent des slumps, des chenaux à remplissage granoclassé et localement des rides de courant. Les intercalations marneuses sont feuilletées et stériles, d'épaisseur centimétrique dans la partie inférieure de l'unité, réduites à de simples joints plus haut.

La distinction entre la Formation du Pichoux et le Membre d'Effingen sus-jacent n'est pas toujours aisée du fait que la base de la Formation du Pichoux est souvent assez marneuse, tandis que des intercalations calcaires apparaissent localement dans le Membre d'Effingen («Passée de calcaire micritique», voir ci-dessous).

À noter encore que le passage aux faciès coralligènes de la Formation de St-Ursanne se situe au nord du Doubs, sur territoire français (ÉNAY et al. 1988), ainsi que dans le Jura bernois vers le nord-est, même si des influences ponctuelles se font déjà nettement sentir, en particulier sur le flanc nord de l'anticlinal de Pouillerelel (FAVRE 1911). Dans le périmètre de la feuille Le Locle, des structures récifales ont été observées au nord-est de Gourdavi (France, coord. 2547.060/1218.300; cet affleurement pourrait tout aussi bien être attribué à la Formation de St-Ursanne), ainsi que sur le flanc gauche de la Combe de la Sombaille, 1,6 km à l'est de la limite du territoire de la carte (coord. 2551.650/1218.950; levés cartographiques non publiés de J. Aufranc).

Formation de Wildegg

i_{5B} *Membre de Birmenstorf*
Oxfordien moyen

Près de la bordure sud-orientale de la feuille Le Locle, dans la combe d'Entre deux Monts, la Formation de Bärschwil est surmontée par le Membre de Birmenstorf (fig. 4). Celui-ci est bien représenté dans deux petits affleurements hauts de quelques mètres et très fossilifères (Les Entre-deux-Monts aux coord. 2549.300/1209.715 et au bord de la route cantonale Le Locle - La Sagne au pt 1070 m, coord. 2549.990/1210.725; cf. JACCARD 1869), avec une alternance de bancs calcaires et de marnes grumeleuses de couleur gris clair et d'épaisseur décimétrique (10-30 cm) riches en ammonites (Perisphinctidés principalement) et grandes éponges «scyphies» en forme d'assiettes. Le Membre de Birmenstorf ne dépasse pas 12 m d'épaisseur dans le Jura neuchâtelois (DESOR & GRESSLY 1859).

Du fait du manque d'affleurements, le passage latéral à la Formation du Pichoux ne peut être situé qu'approximativement au niveau de l'axe du bassin du Locle et de son prolongement vers le sud-ouest.

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

Les marnes et marno-calcaires du Membre d'Effingen («Argovien supérieur») occupent une place importante dans le paysage du Jura central en formant des combes et vallons bien marqués, notamment au cœur des anticlinaux d'Entre deux Monts et des Roussottes (l'unité affleure également tout juste dans l'anticlinal du Grand Calirou aux coord. 2544.670/1209.280), ainsi que de part et d'autre de l'anticlinal de Pouillerelel. Cette importante série marneuse fonctionne comme aquiclude et génère, par altération, des sols gras reconnaissables à l'abondance des pissenlits.

La série marneuse, au sein de laquelle des fossiles ne se rencontrent que sporadiquement (une empreinte de *Subdiscosphinctes* sp. a été trouvée dans le vallon du Col France), contient à sa base des argiles gonflantes (10% illite, 3% smectites). Elle est perturbée par les mouvements tectoniques locaux et présente une épaisseur très variable par bourrage dans les charnières des plis et amincissement sur les flancs des anticlinaux. De manière générale, on observe toutefois que l'épaisseur du Membre d'Effingen diminue en direction du NNW (fig. 4), de manière régulière dans la partie méridionale du territoire cartographié, avec quelques anomalies locales dans la partie septentrionale (celles-ci pourraient s'expliquer par la difficulté de délimiter cette unité dans ce secteur ou par des variations d'origine tectonique).

Sur la rive sud du lac de Moron, l'épaisseur du Membre d'Effingen atteint 80 m, tandis que 2 km plus au nord-ouest, au-dessus du chevauchement du Pissoux, la Formation du Pichoux est directement surmontée par la Formation de Vellerat, sans intercalation du Membre d'Effingen. Au nord des Planots par contre (coord. 2548.990/1219.860, tout au nord du territoire cartographié), le Membre d'Effingen apparaît en dip-slope avec une épaisseur d'environ 10 m. Sur le flanc droit de la Combe de la Sombaille, 1,6 km à l'est de la feuille Le Locle, le Membre d'Effingen atteint seulement une dizaine de mètres entre le sommet de la Formation du Pichoux (ici avec des structures récifales) et la Formation de Günsberg, tandis qu'il regagne en épaisseur plus au nord et nord-ouest (levés cartographiques non publiés de J. Aufranc).

Passée de calcaire micritique («Banc à Pecten») : À la bordure occidentale et dans la moitié nord du territoire de la feuille Le Locle, des bancs calcaires décimétriques à interlits marneux forment des barres de 5-10 m d'épaisseur un peu plus résistantes à l'altération, à divers niveaux stratigraphiques au sein du Membre d'Effingen (fig. 4 et 5). Les reliefs et ressauts topographiques ainsi marqués peuvent se suivre sur le terrain et sur le MNT. Ces intervalles calcaires correspondent d'un point de vue faciologique au «Banc à Pecten» de la partie méridionale des Franches-Montagnes (AUFRANC et al. 2016, 2017), sans qu'il soit toutefois possible de corréliser les différents niveaux entre eux.

Une intercalation de calcaire micritique sombre et relativement massif, d'environ 30 m d'épaisseur, ressort nettement de la topographie au sein du Membre d'Effingen autour du lac de Moron (niveau quasiment continu et bien affleurant en rive sud, p. ex. aux coord. 2545.940/1215.740).

Au nord du Bois Rond du Maix Rochat (coord. 2539.780/1206.660), un banc à coraux apparaît dans une intercalation calcaire au sein du Membre d'Effingen (fig. 7).

i₅₋₇ «Séquanien» indifférencié

Les données de forages ne permettent pas toujours d'identifier clairement quelle formation a été atteinte au sein du «Séquanien» act., un intervalle marno-



Fig. 7: Banc à coraux intercalé dans le Membre d'Effingen au Bois Rond du Maix Rochat (coord. 2539.780/1206.660). Les coraux du genre *Thecosmilia*, associés à des débris d'échinodermes (notamment une radiole de *Paracidaris* sp. reconnaissable en bas à droite) ont vraisemblablement été emportés lors d'une tempête et enfouis au sein des marnes du Membre d'Effingen. Récolte J. Aufranc, photos A. Morard, 2020.

calcaire compris entre les marnes du Membre d'Effingen et les calcaires massifs de la Formation de Reuchenette (fig. 5). À titre de référence régionale, une coupe continue à travers les Formations de Günsberg, de Vellerat et de Balsthal est visible dans la Pouette Combe entre 1160 et 1100 m d'altitude (coord. 2545.995/1206.230 à 2546.095/1206.035) au nord du village des Ponts-de-Martel. En descendant la combe, on distingue dans l'ordre stratigraphique: des calcaires biosparitiques gris-jaune, sableux, surmontés de calcaires noduleux récifaux à coraux et fossiles divers, puis du niveau repère du Grüne Mumienbank suivi de niveaux marno-calcaires (Formation de Günsberg et Membre de Röschenz; 40–50 m d'épaisseur). Un second banc dur à oncoïdes (Hauptmumienbank; 10 m) précède la zone marneuse du Membre de Bure (env. 8 m). Viennent ensuite des calcaires durs et compacts (Formation de Balsthal; max. 60 m) formant une jolie gorge.

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

Au-dessus des marnes du Membre d'Effingen, la Formation de Günsberg débute par des bancs de calcaire compact riches en ooïdes et bioclastes de coraux («Corallien inférieur» ou «Astartien inférieur marneux» de JACCARD 1869 et «Séquanien inférieur» de FAVRE 1911, comprenant aussi les «Couches du Geissberg» ou «Argovien coralligène» de RICKENBACH 1925; fig. 5). Cette limite lithologique, à environ 30 m sous le niveau repère du Hauptmumienbank, est souvent marquée dans le paysage par une lisière de forêt bordant des prés dépourvus d'affleurements.

La partie inférieure de la Formation de Günsberg est caractérisée localement par des bancs à coraux, particulièrement riches en macrofossiles parfois silicifiés (coraux, lamellibranches, échinodermes, brachiopodes, gastéropodes, serpules, bryozoaires). Parmi les fossiles les plus caractéristiques et les plus fréquents, mentionnons les tests et radioles d'oursins réguliers comme *Paracidaris florigemma* (PHILLIPS 1829) et *Hemitiaris stramonium* (AGASSIZ 1847), ainsi que les brachiopodes *Zeilleria humeralis* (ROEMER 1839) et *Septaliphoria corallina* (LEYMERIE 1846). Des colonies de coraux *Thecosmilia* sp. sont notamment bien visibles sur 1 m d'épaisseur dans une petite doline à l'ouest de la Pouette Combe (coord. 2545.910/1206.030), ainsi qu'aux Comboles (coord. 2544.550/1212.215).

À la Peute Combe, entre le Haut-des-Roussottes et le Prévoux (coord. approx. 2543.300/1209.730), la route traverse une succession de bancs à coraux partiellement silicifiés et microsparitiques devenant très oolitiques vers le haut de la série. Celle-ci est surmontée par des marno-calcaires affleurant mal et par de gros bancs à oncoïdes (Formation de Vellerat), puis par des calcaires oolitiques fins alternant avec des calcaires micritiques (Formation de Balsthal).

Dans la Combe des Sagnettes, au cœur de l'anticlinal du Grand Som Martel, apparaissent des faciès micritiques à grandes coquilles d'*Ostrea* sp. et de *Trichites*

sp., avec des zones noduleuses de faciès récifal espacées de plusieurs centaines de mètres (p. ex. aux coord. 2546.010/1206.280).

Au-dessus des Ponts-de-Martel, un peu au sud du périmètre de la carte (coord. 2545.300/1205.705), la route cantonale longe une coupe complète à travers la Formation de Günsberg formant le rebord sud-oriental du plateau de la Grande Joux. Ces niveaux sont également bien visibles dans la Combe des Sagnettes un peu plus au nord-est. La série y atteint une épaisseur de 25 m, comprenant 6–8 m de calcaire à coraux à la base, une partie médiane spathique et massive, puis 6–8 m de calcaire noduleux bioclastique et fossilifère (coraux et fossiles divers) à teinte légèrement verdâtre formant une transition avec la Formation de Vellerat (délimitation peu évidente placée au niveau du Grüne Mumienbank, le «Banc vert à momies»). Des niveaux de tempestite sont assez fréquents au sommet de la Formation de Günsberg.

Une succession très similaire épaisse de 28 m est observable au bord du lac de Moron, juste au sud-est de la cluse d'Entreroche (coord. 2545.910/1215.775), avec une concentration locale de nérinées et un récif entièrement dégagé par l'érosion qui ressort en relief dans l'exact prolongement de la formation à 200 m vers le sud-ouest (coord. 2545.755/1215.675). Des structures récifales sont également observables en d'autres points de la partie méridionale des Côtes de Moron et aux Saney (coord. 2546.700/1214.760, flanc nord-ouest de l'anticlinal de Pouillerel).

La Formation de Günsberg disparaît en direction du nord-ouest (fig. 4). Encore présente aux Planots (France), elle manque vraisemblablement au nord du Pissoux, où le Membre de Röschenz (Formation de Vellerat) semble reposer directement sur la Formation du Pichoux.

Formation de Vellerat

Oxfordien moyen – tardif

La Formation de Vellerat, à dominance marneuse, n'est souvent repérable que grâce à des bancs durs intercalés comme le Grüne Mumienbank et le Hauptmumienbank (fig. 5). Ceux-ci peuvent toutefois passer inaperçu localement, comme dans le profil du tunnel ferroviaire entre la vallée du Locle et la Combe Monterban (JACCARD 1890).

i_{5-6R} Membre de Röschenz

À l'est du Locle, ce niveau gagne en épaisseur et est bien visible à la base de la Formation de Vellerat. Sa partie inférieure est marno-calcaire, micritique et stérile, tandis que sa partie supérieure est marneuse et fossilifère, devenant même localement lumachellique (p. ex. en bordure du chemin de la rive sud du lac de Moron aux coord. 2545.480/1215.530).

Les niveaux marno-calcaires du Membre de Röschenz forment de légères combes entre la Formation de Günsberg et le Hauptmumienbank. Ces niveaux

tendres sont parfois confondus avec ceux du Membre d'Effingen lorsque la Formation de Günsberg est absente. Cette unité atteint 24 m au maximum et est souvent cachée sous des sols ou des éboulis. Les petits affleurements montrent des marnes gris-brun foncées avec des bancs oolitiques jaunes ou micro-sparitiques beiges d'épaisseur décimétrique.

Grüne Mumienbank [Banc vert à momies]: Du fait de son faciès caractéristique (bancs durs onduleux épais de 50 cm contenant de grands oncoïdes beige clair dans une matrice micritique verdâtre) et de sa résistance à l'altération, ce banc constitue un niveau repère important dans la succession du Malm (fig.5). Le Grüne Mumienbank est présent en particulier dans la partie méridionale du territoire cartographié, par exemple à la Pouette Combe (coord. 2546.015/1206.240) et sur tout le pourtour de la Combe des Sagnettes au-dessus des Ponts-de-Martel. Il a également pu être observé au flanc sud de l'anticlinal des Roussottes (coord. 2542.000/1208.850), dans le secteur Gradoz dessous-Le Prélot (coord. 2542.700/1211.115; anticlinal de Pouillerel à l'ouest du Col des Roches), dans la Combe des Brenets, à la terminaison occidentale de l'anticlinal du lac de Moron (coord. 2545.860/1215.750) et au nord du Doubs dans la région des Planots (coord. 2548.630/1219.650).

Mentionnons ici encore qu'une microfaune à charophytes et ostracodes d'eau douce a été trouvée dans un niveau marneux situé juste en dessous du Grüne Mumienbank aux Combottes (en dehors du périmètre de la carte à l'WNW de Morteau; OERTLI & ZIEGLER 1958, MOJON 1989, 2002).

Membres du Hauptmumienbank et de l'Oolite rousse

Ces deux membres sont regroupés pour des raisons cartographiques, leur épaisseur cumulée atteignant au maximum une quinzaine de mètres. Là où la largeur d'affleurement est suffisante, ils ont été séparés du Membre de Bure sus-jacent, qui apparaît sur la carte avec une couleur de fond gris olive unie, un pointillé bleu foncé en surcharge indiquant l'extension des Membres du Hauptmumienbank et de l'Oolite rousse. Là où la largeur d'affleurement est réduite, la représentation du Membre du Hauptmumienbank en tant qu'horizon repère a été privilégiée pour des raisons de lisibilité.

Hauptmumienbank (Oolite nuciforme): ce banc repère, présent sur l'ensemble de la feuille Le Locle, définissait anciennement la base du «Séquanien supérieur». Il s'agit d'un niveau très dur, à oncoïdes («momies») de teinte blanche, dans une matrice micritique fine de couleur beige à grise.

Le Hauptmumienbank a été décrit par RICKENBACH (1925) dans la région au nord du Val-de-Travers (voir aussi PASQUIER et al. 2013), par RIEBEN (1983) aux Malpierres, et avec plus de détails par AUFRANC et al. (2016) dans la région de Saignelégier. Il a été récemment dégagé par des travaux juste derrière la ferme de la Grébille près des Planchettes (en dehors du périmètre de la carte, coord. 2551.500/1218.515). Une belle coupe est visible au niveau du «mur à écho» au débouché de la



Fig. 8: Grands oncoïdes du Hauptmumienbank, formés par des encrustements algaires autour de bioclastes. Hauteur de l'image: env. 4 cm. Sur la Roche (coord.2548.180/1207.800). Photo A. Morard, 2020.

cluse d'Entreroche (lac de Moron, coord. 2545.870/1215.790). Autour du Som Martel, les oncoïdes peuvent atteindre une taille de plus de 3 cm, comme à la Roche (fig. 8, coord.2548.180/1207.800) ou au Revers des Sagnettes (coord.2546.250/1206.620).

Le faciès micritique du Hauptmumienbank indique un milieu de dépôt de lagon confiné très calme, tandis que les bancs sus-jacents correspondent à des barres oolitiques et oncolitiques sans matrice micritique formées en lagon marin plus ouvert et brassé par de forts courants. La structure interne concentrique des oncoïdes apparait particulièrement bien par altération météorique douce de la surface de la roche.

Oolite rousse: le Hauptmumienbank est surmonté par une série de bancs plaquetés peu marqués sur le terrain, avec une patine irrégulièrement teintée de brun-rouge, une cassure gris bleuté et de petits oïdes (0,5–1 mm) dans une matrice micritique brun-jaune ou gris-brun (fig. 5). Les noyaux des oïdes sont des grains micritisés bruns, et leur périphérie peut être blanche, beige ou brune. Ce niveau, atteignant 4,5 m d'épaisseur, a pu être observé en rive sud du lac de Moron, ainsi que dans la partie occidentale de l'anticlinal des Roussottes.

i_{6Bu} *Membre de Bure*

Alternance marno-calcaire gris foncé très peu affleurante, à peine marquée par une légère dépression entre le Hauptmumienbank et les niveaux plus calcaires de la base de la Formation de Balsthal (fig. 5). Son épaisseur peut être estimée à 6–8 m sur le pourtour du lac de Moron. Le Membre de Bure peut également être observé au portail nord du tunnel ferroviaire du Col des Roches (coord. 2545.040/1211.300).

i_{6Ba} **Formation de Balsthal**

Oxfordien tardif–Kimméridgien précoce

La Formation de Balsthal est constituée par environ 30 m de calcaires micritiques et marneux brun-gris à beige clair avec des taches rouges et des limites de bancs onduleuses, recouverts par 20 m de calcaires massifs blanchâtres en bancs décimétriques parfois peu homogènes (fig. 5). On y trouve très rarement des sparites ou des indices de transport important des grains, un milieu de faible énergie semblant dominer. La partie supérieure de ces dépôts peut être localement très fossilifère au niveau du Membre de Ste-Vérène (coraux, gastéropodes, lamelli-branches, brachiopodes: *Zeilleria humeralis* (ROEMER 1839), *Septaliphoria corallina* (LEYMERIE 1846)).

Membre de Ste-Vérène

Connu de longue date sous les termes locaux de «Pierre franche» («oolite astartienne blanche», «Astartien coralligène» ou «Corallinien/Astartien supérieur calcaire» de JACCARD 1869, 1870, 1893a, b), de «Couche du Crozot» ou «Corallien supérieur» (DE TRIBOLET 1873, 1874, 1875) ou simplement d'«Oolithe blanche» du «Séquanien supérieur» (FAVRE 1911), le membre sommital de la Formation de Balsthal forme un important repère cartographique pouvant être retrouvé partout entre la Brévine et la Chaux-de-Fonds. Ce niveau soulignant la limite entre les Formations de Balsthal et de Reuchenette (fig. 5) est parfois difficile à suivre à cause de son aspect très variable. Tantôt dur et oolitique, tantôt tendre et crayeux, il est souvent micritisé et blanchâtre, son épaisseur variant également.

Cette série de bancs calcaires, épaisse de 10–15 m en moyenne, contient des oïdes blancs de tailles variées (0,5–2 mm). Dans l'anticlinal du Grand Som Martel, ce niveau peu apparent se situe à la rupture de pente en haut des Côtes de Petit-Martel et au nord-est du sommet principal où il ne s'observe que très localement (p. ex. aux coord. 2547.935/1208.570).

Le calcaire oolitique blanc rosé du Membre de Ste-Vérène est visible à l'ouest du Cerneux-Péquignot (coord. 2540.625/1207.410), en position renversée à l'entrée sud-est du tunnel ferroviaire des Brenets (coord. 2544.750/1212.750) et aux Comboles (coord. 2544.310/1212.215). La voute du barrage du Châtelard s'appuie sur les



Fig. 9: «Couche du Crozot» de la localité historique (coord. 2545.250/1209.170), un faciès bioclastique local du Membre de Ste-Vèrène. Hauteur de l'image: env. 4 cm. Photo A. Morard, 2020.

bancs de la transition entre les Formations de Balsthal et de Reuchenette (coord. 2547.460/1216.940).

Les traces d'exploitation du Membre de Ste-Vèrène (épaisseur d'environ 10 m) sont visibles à plusieurs endroits dans d'anciennes carrières. Le site historique de la «Couche du Crozot» (fig. 9) de JACCARD (1869) et DE TRIBOLET (1873) est difficile à localiser. Il pourrait correspondre à l'ancienne carrière située au flanc WNW du Petit Calirou (coord. 2545.250/1209.170), avec des bancs de 50 cm à oolites blancs, et non vers les Gillottes comme l'indiquent par erreur WAIBEL & BURRI (1961). Comme les couches de l'anticlinal recoupent la topographie sous un angle faible, on retrouve à plusieurs endroits les bancs oolitiques blancs ayant servi à l'édification du Temple du Locle (DE QUERVAIN 1984, p. 119).

Faciès crayeux du Membre de Ste-Vèrène: des calcaires massifs crayeux blancs, souvent fracturés, remplacent localement le faciès oolitique du Membre de Ste-Vèrène. Ce niveau est facilement érodé et forme des combes et dépressions dans le paysage.

Les observations dans les anticlinaux du Grand Som Martel et d'Entre deux Monts montrent un faciès sparitique fin et blanc, avec coraux isolés et *Ostrea* sp., localement dépourvu d'oïdes. Un niveau comparable de calcaires crayeux blancs



Fig. 10: Faciès crayeux blanc du Membre de Ste-Vérène dans la partie occidentale de la carrière des Malpieres (coord. 2546.330/1212.185). Hauteur de la paroi: environ 10 m. Photo A. Morard, 2020.

affleure dans la partie occidentale de la carrière septentrionale des Malpieres (fig. 10, coord. 2546.330/1212.185; RIEBEN 1983) et présente une forte fracturation d'origine tectonique ainsi qu'une importante altération météorique à partir des fissures.

i₇ **Formation de Reuchenette** («Kimméridgien») Kimméridgien

La Formation de Reuchenette (fig. 5) est composée d'une succession assez uniforme de calcaires micritiques gris clair, qui forment de gros bancs très compacts et homogènes séparés par de fins interlits marno-calcaires. Les macrofossiles sont rares dans les calcaires micritiques, sauf à la base et au sommet de la formation, avec notamment des lamellibranches (rudistes *Diceras* sp., petites huitres *Nanogyra virgula* (DEFrance 1820)), des brachiopodes (térébratules, rares rynchonelles), des gastéropodes (ptérochères, natices, nérinées), des bryozoaires et de rares échinodermes (JACCARD 1869, FAVRE 1911). Des stromatopores (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907) et des microfossiles tels qu'algues marines (chlorophycées, cyanophycées) et foraminifères benthiques sont parfois abondants (MOUCHET 1995). Les gros bancs sont souvent fracturés et bréchifiés par les déformations liées

au plissement du Jura, avec des stylolites et des veines à remplissage de calcite hyaline. L'épaisseur varie entre environ 100 m (barrage du Châtelot) et 180 m (vallée de la Brévine).

Il n'a pas été possible de subdiviser la Formation de Reuchenette sur la feuille Le Locle, les niveaux repères classiques (Membre du Banné, Marnes à *Virgula* inférieures, Calcaire à Dicerias) n'ayant pu être reconnus que localement. Les limites inférieure et supérieure de la formation sont elles-mêmes peu évidentes dans le détail et doivent être définies par des repères variant parfois d'une localité à l'autre, même si les barres rocheuses formées par la Formation de Reuchenette ressortent généralement bien dans le paysage.

Dans les premiers mètres au-dessus des niveaux oolitiques du Membre de Ste-Vérène, la base de la Formation de Reuchenette contient encore des oolites dispersées ou en petites concentrations locales. Un peu plus haut, toujours dans la partie inférieure de l'unité, des intercalations marneuses, parfois fossilifères, pourraient correspondre au Membre du Banné. Dans la partie nord-orientale du territoire de la feuille Le Locle, une série marno-calcaire avec des surfaces noduleuses se marque morphologiquement par des vires couvertes d'éboulis dans les falaises au bord du Doubs. Lors des périodes de bas niveau du lac des Brenets (-10 m en automne 2018), des couches marno-calcaires à petits lithoclastes gris rougeâtre ou noirs (2 mm max.) avec de petits gastéropodes sont visibles au pied des falaises dans le bassin aval du lac.

La partie moyenne à supérieure de la Formation de Reuchenette est caractérisée par des bancs généralement plus minces et micritiques, avec des nérinées souvent concentrées dans le haut des bancs. Les Marnes à *Virgula* inférieures, formant de petites vires dans les barres rocheuses, n'a pu être reconnu que localement et sur de courtes distances à la base du Calcaire à Dicerias, environ 80 m au-dessus de la base de la formation dans la vallée du Doubs (96 m dans la chaîne du Som Martel selon LLOYD 1964). Caractérisées uniquement par de petites huitres isolées dans une lithologie de microsparites et micrites claires, ces marnes ne permettent pas de mettre en évidence un niveau stratigraphique particulier comme celui daté de la fin de la zone à *Mutabilis* dans le nord-est du Jura (COMMENT et al. 2015).

La limite entre les Formations de Reuchenette et du Twannbach n'est pas toujours évidente à identifier sur le terrain. Toutefois, le sommet de la Formation de Reuchenette est marqué par de gros bancs de calcaire micritique pur à cassure esquilleuse, tandis que les calcaires de la Formation du Twannbach sont plus ou moins argileux et ressortent moins dans la morphologie. La présence de niveaux marqueurs, de macrofossiles et de lithoclastes particuliers bien visibles est également très utile pour la distinction sur le terrain. Les critères utilisés sont brièvement discutés ci-après, dans leur ordre de superposition idéal (généralement seul l'un de ces niveaux est visible à un endroit donné):

Niveau de conglomérat à galets noirs: des conglomérats et brèches à galets calcaires noirs, bruns ou rougeâtres sont relativement fréquents près du sommet de la

Formation de Reuchenette, comme dans la forêt des Joux au sud-ouest de la Chaux-du-Milieu (coord. 2544.080/1206.400; PASQUIER et al. 2013) et dans la carrière de la Sagne (en dehors du périmètre de la carte; BAER 1961).

Banc à Cladocoropsis mirabilis: des concentrations de ce stromatopore sont présentes au sud du Cerneux-Péquignot (coord. 2540.520/1206.560), aux Roches Voumard (coord. 2545.440/1211.370) et aux Planchettes (coord. 2549.600/1217.510) dans les derniers bancs sous le Banc à Nérinées du sommet. MOUCHET (1995) signale également un niveau à *C. mirabilis* au sommet de la Formation de Reuchenette à la Combe Girard.

Banc à Nérinées du sommet (Grenznerineenbank): le banc sommital de la Formation de Reuchenette est pétri de nérinées et mesure plus d'un mètre d'épaisseur dans la chaîne de Chaumont (DAUWALDER & REMANE 1979). Des bancs à nérinées sont présents au sommet de la Formation de Reuchenette aux Roches Voumard près du Col des Roches sur une épaisseur réduite à 15–20 cm (coord. 2545.440/1211.370) et au-dessus de la Tête de Calvin sur la rive droite du lac des Brenets (coord. 2544.640/1214.735, fragment de banc isolé épais de 10 cm seulement). Les nérinées sont toutefois aussi abondantes au sein de la Formation du Twannbach dans l'est des anticlinaux du Grand Som Martel et d'Entre deux Monts (LLOYD 1959), alors qu'elles sont absentes à l'ouest de ce secteur. Dans les éboulis du Bois du Creux et du flanc sud-est de l'anticlinal des Roussottes, ainsi que sur la rive gauche du lac des Brenets, les nérinées sont moins répandues mais d'une plus grande variété.

Un banc très dur et compact (localement avec concentration de nérinées; voir ci-dessus), avec une surface sommitale encroutée et perforée (hardground) directement surmontée par un niveau plus tendre correspondant aux Marnes à *Virgula* supérieures de la base de la Formation du Twannbach, est présent de part et d'autre du Doubs (fig. 11). Une telle transition, déjà reconnue par J. Favre (*in*: AUBERT 1950; voir aussi BERGOUGNAN & GUILLAUME 1965), est observable sur le versant septentrional de la Combe à l'Ours (coord. 2544.545/1214.130) et surtout le long d'un chemin forestier au-dessus du Saut du Doubs côté français (coord. 2544.800/1215.685), ainsi que le long de la route d'accès au barrage du Châtelot depuis le Pissoux (coord. 2547.050/1217.070). Une lacune stratigraphique au sommet de la Formation de Reuchenette a également été évoquée pour la chaîne du Som Martel (LLOYD 1959, BAER 1961).

i₈ Formation du Twannbach («Portlandien») Kimméridgien tardif–Tithonien

La Formation du Twannbach (fig. 5) se distingue de la Formation de Reuchenette sous-jacente par des bancs d'épaisseur variable et souvent plus faible, parfois décomposés et noduleux, ainsi que par des teintes d'altération jaunâtres. Le niveau des Marnes à *Virgula* supérieures se rattache ainsi morphologiquement et carto-

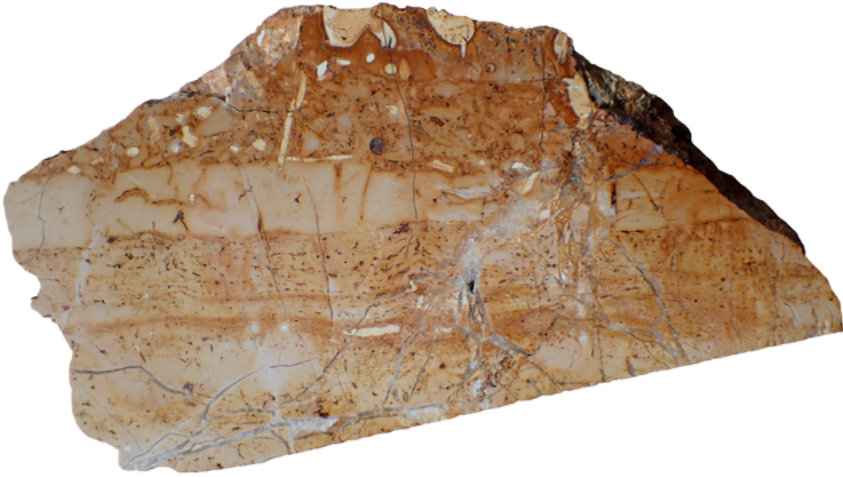


Fig. 11: Section polie du banc sommital de la Formation de Reuchenette montrant des niveaux stromatolitiques. Des structures en birdseyes témoignent d'un milieu intertidal, tandis que le sommet du banc est induré, avec encroutements ferrugineux et perforations remplies de marnes beiges correspondant aux Marnes à *Virgula* supérieures directement sus-jacentes. Versant français au-dessus du Saut du Doubs. Largeur de l'échantillon: 20 cm. Photo A. Morard, 2020.

graphiquement davantage à la Formation du Twannbach (option déjà retenue pour la feuille Travers; AUFRANC et al. 2017) qu'à la Formation de Reuchenette (banc sommital du Membre de Chevenez, tel que défini par COMMENT et al. 2015).

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, au-dessus des Marnes à *Virgula* supérieures, trois unités informelles distinctes sont généralement reconnues au sein de la Formation du Twannbach. Ce sont, de bas en haut, le Calcaire tacheté, le Calcaire plaqueté et le Calcaire saccharoïde (surtout développé dans la partie supérieure de l'unité, avec des niveaux sommitaux de cornieule d'aspect vacuolaire par suite de la dissolution partielle).

L'épaisseur totale de la Formation du Twannbach varie entre 80-90 m dans la vallée de la Brévine et 90-110 m dans la chaîne du Som Martel.

Marnes à Virgula supérieures

Ce niveau est présent sur le haut des falaises dominant le Doubs («Virgulien des Brenets» de NICOLET 1835, PICTET & JACCARD 1860, DE TRIBOLET 1875). Il est composé de trois passées de marnes noduleuses à la base des calcaires de la Formation du Twannbach. Sur la rive française, la petite route en corniche menant de

Villers-le-Lac au Saut du Doubs suit ces trois intercalations marneuses de couleur blanc jaunâtre sur une bonne partie de son tracé. Il en est de même pour la route d'accès au parking du barrage du Châtelot au-dessous du village du Pissoux (France). On retrouve même ce niveau riche en petites huitres dans la masse tassée du côté français du Saut du Doubs (coord. 2544.810/1215.530). Ce niveau épais de 20 m en Ajoie ne mesure plus ici que 0,5–1,5 m. Les spécimens de *Nanogyra virgula* (DEFrance 1820) peuvent atteindre 3 cm mais, dans les niveaux de lumachelles, leur taille dépasse rarement 1,5 cm. À la Combe Girard, un niveau marneux sans fossiles de 1,7 m d'épaisseur se situe à la base de la Formation du Twannbach (FAVRE 1911).

Les Marnes à *Virgula* supérieures précèdent le dépôt de bancs moins résistants à l'altération. Sur le flanc nord de l'anticlinal de Pouillere, elles se marquent par des pâturages à sol plus épais au sommet des grandes parois calcaires. Ce niveau longe le flanc nord du synclinal du Locle, depuis la carrière de la Combe des Moulins (La Chaux-de-Fonds, hors carte) jusqu'au Col des Roches, en passant par la Combe du Stand où il est plissé et faillé.

Le *Calcaire tacheté* (épaisseur max. 50 m) est constitué de calcaire micritique brun très clair à taches jaunes parfois ferrugineuses, dont les bancs peuvent atteindre 1 m d'épaisseur, avec de faibles intervalles marneux. Ce faciès est caractérisé par des bioturbations centimétriques de crustacés et des bioclastes. Il est parfois noduleux et très marneux à sa base avec des limites de bancs légèrement onduleuses. Les bancs s'altèrent en se décomposant le long de zones bioturbées ou marneuses d'aspect hétérogène et plus friables que les micrites de la Formation de Reuchenette.

Localement, des bancs d'épaisseur très régulière de 50–80 cm sont présents à la base de la Formation du Twannbach et ont été exploités pour la construction de bâtiments (NICOLET 1835).

Le *Calcaire plaqueté* de la partie médiane de la Formation du Twannbach est caractérisé par des bancs peu épais (10 cm), gris-jaune, à laminations stromatolitiques et fentes de dessiccation. Ce faciès apparaît par exemple au-dessus de la gare du Locle (coord. 2546.730/1211.930) et est bien représenté à la Chaux-du-Milieu. De petits affleurements sont encore présents sur le flanc nord-ouest du synclinal du Locle, vers le Prévoux et aux Brenets où la partie supérieure de la Formation du Twannbach est marneuse avec un aspect noduleux avant de passer à des calcaires dolomitiques à interlits marneux bruns dans sa partie sommitale (p.ex. aux coord. 2543.525/1212.840). Le Calcaire plaqueté est absent à l'est du synclinal de la Brévine et réapparaît sur le flanc sud des anticlinaux du Grand Som Martel et d'Entre deux Monts.

Le *Calcaire saccharoïde* (max. 20 m d'épaisseur) est surtout développé vers le toit de la Formation du Twannbach. Des intercalations de ce faciès, en partie dolomitiques, apparaissent toutefois déjà dans la partie inférieure de la formation et

constituent des bancs facilement exploitables autrefois nommés «jaluses» par les carriers neuchâtelois (PICTET & JACCARD 1860, JACCARD 1869). Les bancs de calcaire gris clair dolomitique et/ou saccharoïde de 30–70 cm d'épaisseur sont séparés par de minces intercalations de marnes et d'argiles vertes (0,5–3 cm). Les niveaux à stromatolites et fissures polygonales de dessiccation sont particulièrement nombreux. Un banc métrique de cornieule marque la limite avec la Formation du Goldberg dans la région du Locle (FAVRE 1911). Il s'agit là d'un niveau très caractéristique qui a été reconnu dans l'ensemble du Jura central par MAILLARD (1884a).

Le Calcaire saccharoïde a été identifié au Quartier (coord. 2546.355/1208.310), à l'est du synclinal de la Brévine à la place du Crétacé mentionné sur la carte du BRGM (FALLOT & PERRODON 1968). Près du village de la Chaux-du-Milieu (coord. 2544.185/1207.195), les premières cornieules apparaissent quelques mètres en dessous de la base de la Formation du Goldberg. Au toit de la Formation du Twannbach, deux niveaux de cornieules jaunes sont associés à des calcaires spatiques dans la vallée de la Brévine et à des calcaires finement stratifiés dans le synclinal du Locle.

C'est surtout la partie inférieure encore franchement marine de la Formation du Twannbach qui est fossilifère. Quelques macrofossiles (JACCARD 1869, FAVRE 1911) sont dispersés dans les micrites et plus concentrés dans les faciès de grainstone de la Formation du Twannbach. Les plus fréquents sont: *Nanogyra virgula* (DEFRANCE 1820), *Nerinea* sp., *Natica* sp. et des algues dasycladales (voir PERSOZ & REMANE 1973). Les ichnofossiles de type *Teichichnus* isp. et *Scolithes* isp., ainsi que les organismes encrouants de type *Tubiphytes* sp. sont nombreux dans le Calcaire tacheté. Des bioturbations de crustacés sont bien visibles avec un remplissage souvent plus foncé que la matrice qui devient blanche par altération. Des dents de poissons *Pycnodus* sp. et *Sphaerodus* sp., désignés par les ouvriers des anciennes carrières «sous les noms de fèves et d'yeux pétrifiés» (PICTET & JACCARD 1860, p. 5) sont également assez fréquentes dans ces niveaux.

L'âge de la Formation du Twannbach est indiqué par de rares ammonites du Tithonien initial (*Gravesia gigas* (ZIETEN 1830), *Gravesia irius* (D'ORBIGNY 1850)) collectées par A. Jaccard dans le Calcaire tacheté de la partie inférieure de la formation au Col des Roches et aux environs du Locle (FAVRE 1911).

La partie sommitale dolomitique de la Formation du Twannbach est caractérisée par des dépôts margino-littoraux confinés, entre le subtidal très peu profond et l'émersion, avec des tapis algaires (stromatolites) à birdseyes, des pseudomorphoses calcitiques de cristaux de gypse, des cavités de dissolution d'évaporites formant des cornieules ou des brèches de collapse, ainsi que des polygones de dessiccation indiquant l'exposition subaérienne des sédiments.

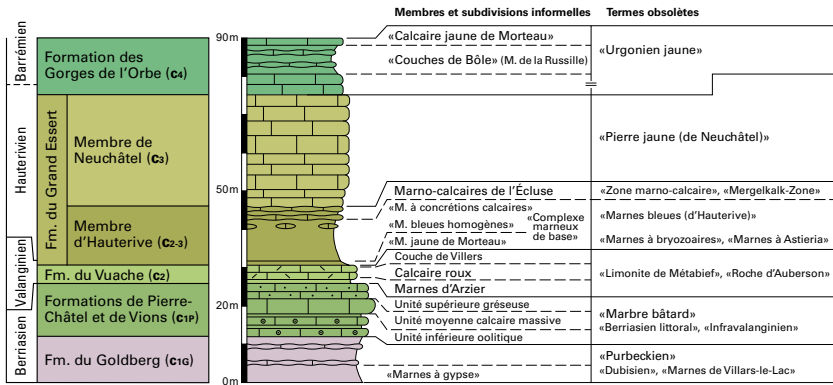


Fig. 12: Coupe lithologique synthétique du Crétacé pour la feuille Le Locle. La subdivision cartographique adoptée est reportée sur la gauche (selon la nomenclature révisée de STRASSER et al. 2016, 2018), avec les attributions chronostratigraphiques. Les autres unités lithostratigraphiques reconnues dans le secteur concerné sont mentionnées dans la colonne centrale, avec quelques équivalents latéraux indiqués entre parenthèses. Les principaux termes obsolètes figurent dans la colonne de droite.

CRÉTACÉ

L'histoire des débuts des recherches géologiques sur le Crétacé du Jura neuchâtelois a été résumée par PORTMANN (1966) et SCHAEER (2006). Le découpage lithostratigraphique et la nomenclature de ces niveaux a récemment été révisée (STRASSER et al. 2016, 2018; fig. 12), des études plus détaillées étant encore en cours pour certaines unités.

Les couches du Crétacé affleurent dans cinq synclinaux distincts du territoire de la feuille Le Locle: sur le pourtour des vallées des Ponts (flanc nord surtout) et du Locle (essentiellement le long du flanc sud), au centre de la vallée de la Brévine, entre Villars-le-Lac et les Brenets, ainsi que dans la région du Pissoux (France).

c_{1G} Formation du Goldberg Berriasien précoce

Les faciès lacustres à saumâtres regroupés sous le nom de Formation du Goldberg (HÄFELI 1964, 1966, MOJON 2002, AUFRANC et al. 2017) se rapportent aux anciens étages «Purbeckien» (LORY 1857) et «Dubisien» (DESOR & GRESSLY 1859; non GARDET 1942¹) marquant la limite entre le Jurassique et le Crétacé. Le

¹ Au sens de GARDET (1942), le «Dubisien» correspond au Hauptrogenstein.

second terme a d'ailleurs été défini dans la région du Doubs. Les «Marnes de Villars-le-Lac» [sic] (MARCOU 1859)¹, également étudiées en détail par DE LORIOU & JACCARD (1865), constituent un autre équivalent local de cette unité, encore dénommée «terrain d'eau douce infra-crétacé» (PICTET & JACCARD 1860).

Les dépôts non marins de la Formation du Goldberg reposent sur les cornieules dolomitiques du sommet de la Formation du Twannbach (MARCOU 1859, JACCARD 1869). Leur contact stratigraphique direct n'a pu être observé qu'à de rares occasions dans des tranchées ou des forages.

À dominance marneuse, la Formation du Goldberg forme dans le paysage un replat ou une dépression recouverte de végétation («combe purbeckienne») bien visible sur le MNT. Cette particularité géomorphologique marque fréquemment la limite entre les forêts implantées sur le substratum jurassique et les pâturages. Localement, ce contact est encore souligné par un alignement de dolines, comme dans la vallée de la Brévine au nord-ouest de Vers-Chez-les-Combes (coord. 2542.200/1206.980). L'épaisseur de la Formation du Goldberg peut être estimée à 10–15 m aux Brenets, avec de fortes variations d'épaisseur pouvant être liées à une paléotopographie ou à un laminage tectonique des couches. Les sédiments sont principalement constitués d'alternances marno-calcaires et de marnes gris foncé à noires avec des galets noirs (STRASSER & DAVAUD 1983) et du gypse massif actuellement non visible mais rencontré en galerie aux Éroges (JACCARD 1883a, b). Le gypse était autrefois exploité localement dans le Jura franco-suisse (MARCOU 1848, 1859, LORY 1857), notamment à l'ancienne carrière souterraine des Fins, 3 km au nord-est de Morteau, inscrite à l'Inventaire régional du patrimoine géologique de Franche-Comté (DE LORIOU & JACCARD 1865, JACCARD 1869, MERLE 1905, BICHET et al. 2014). La partie supérieure de ces faciès laguno-lacustres correspond au «Sous-groupe du calcaire d'eau douce» (DE LORIOU & JACCARD 1865) et aux «Couches nymphéennes» (MAILLARD 1884a) avec des milieux de dépôt margino-littoraux à dominance d'eau douce caractérisés par des microfossiles tels que charophytes, ostracodes et gastéropodes (RENEVIER 1857, MAILLARD 1884b, CAROZZI 1948, DONZE 1958, MOJON & STRASSER 1987, DÉTRAZ & MOJON 1989, MOJON 2002).

La partie sommitale de la Formation du Goldberg a pu être datée du Berriasien précoce dans le Jura méridional grâce à de très rares ammonites de la Zone à Jacobi-Grandis (CLAVEL et al. 1986). Les charophytes et ostracodes du Berriasien non marin du Jura permettent en outre d'établir de très bonnes corrélations dans le Crétacé précoce de l'Europe occidentale (DÉTRAZ & MOJON 1989, MOJON 2002).

Affleurant rarement, la Formation du Goldberg est partiellement présente sur 1,5–2 m d'épaisseur à la base de la carrière du Jet d'Eau (coord. 2545.660/1210.980; fig. 13) étudiée par FAVRE (1911). Le chemin forestier au-dessus de la STEP du Col

¹La «couche fossilifère de Villers» (JACCARD 1869) se situe quant à elle à la limite entre la Formation du Vuache et la Formation du Grand Essert, tandis que la «Marne jaune de Villers-le-Lac» (JACCARD 1893a) se situe juste au-dessus, à la base de la Formation du Grand Essert.

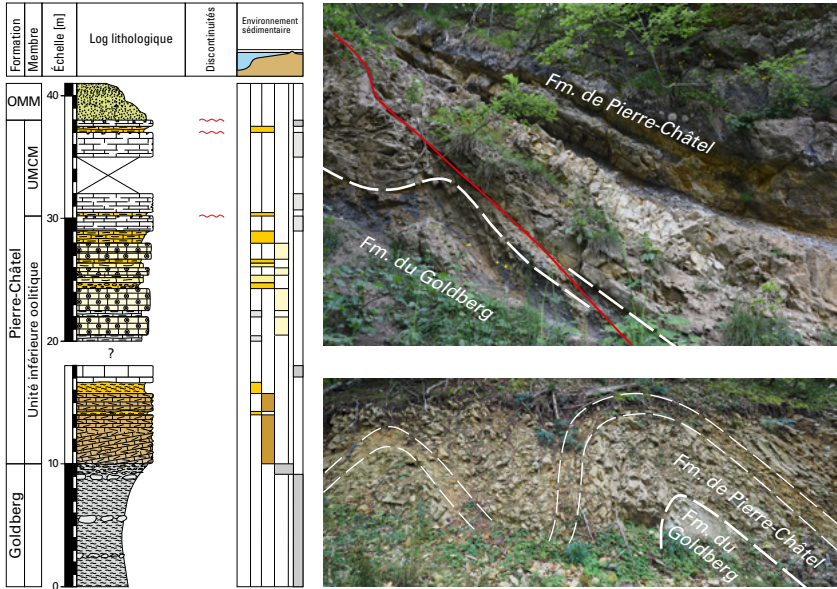


Fig. 13: Coupes des unités du Crétacé des environs du Col des Roches. À gauche: profil lithologique synthétique de la carrière du Jet d'Eau et des environs de la STEP; l'Unité moyenne calcaire massive (UMCM) est tronquée et recouverte en discordance par la Molasse marine supérieure (OMM). En haut à droite: marnes de la Formation du Goldberg (Berriasien précoce) et de la base de la Formation de Pierre-Châtel (UIO, Berriasien moyen). En bas à droite: calcaires roussâtres fortement plissés de la base de la Formation de Pierre-Châtel (UIO) près de la STEP du Col des Roches. Levé et photos A. Pictet, 2016.

des Roches (coord. 2545.480/1210.970) montre une série marneuse à nodules carbonatés, répétée tectoniquement, qui a livré une intéressante association de microfossiles tout à fait comparable à celle trouvée dans la partie supérieure de la Formation du Goldberg de la vallée des Ponts (PASQUIER et al. 2013) avec des charophytes (*Hemiglobator protoincrassatus*, *Hemiglobator praecursor*, *Clavator reidi*, *Flabellachara grovesi*, *Porochara maxima*, *Porochara jaccardi*), des ostracodes (*Cypridea granulosa granulosa*, *Cypridea dunkeri carinata*, *Cypridea gr. tumescens*, *Fabanella boloniensis*, *Theriosyoecum forbesii*), des gastéropodes (*Gyraulus loryi*, *Provalvata helicoides*, *Prophysa bristovii*) et des serpules. À la combe de la Grecque, à la hauteur de la route menant aux Varodes (coord. 2546.755/1210.070 et 2546.870/1210.050), la partie supérieure de la Formation du Goldberg est représentée sur environ 8 m d'épaisseur par quelques bancs marno-calcaires de couleur claire et des marnes lacustres grises riches en charophytes, avec notamment une grande abondance de *Hemiglobator protoincrassatus* (MOJON 1989) MOJON 2002.

À Plamboz (vallée des Ponts) au coin sud-est du territoire de la feuille (coord. 2550.145/1207.125, juste hors carte), un affleurement de marnes blanchâtres très fines et plastiques (visibles sur une épaisseur d'environ 1 m) de la partie supérieure de la Formation du Goldberg a livré en outre des microfossiles lagunolacustres particuliers (charophytes: *Porochara fusca*, *Mesochara stipitata*; ostracodes: *Mantelliana purbeckensis*, *Darwinula leguminella*, *Septacandona eocretacea*, *Stenestroemia decipiens*, *Eoparacypris weedonensis*, *Scabriculocypris trapezoides*). Ce faciès marneux singulier caractérisé notamment par *Hemiglobator protoincrassatus*, *Cypridea granulosa granulosa* et *Stenestroemia* spp. est restreint dans le Jura central à une aire elliptique d'orientation NE-SW. Il n'était connu jusqu'à présent qu'en France au val d'Usiers au nord-ouest de Pontarlier (DONZE et al. 1957), ainsi qu'à la source de l'Ain et au Maréchet près de Foncine-le-Bas (MOJON 2002).

À la Chaux-du-Milieu, une excavation près de l'église aux coord. 2544.030/1207.190 présentait sur la Formation du Twannbach environ 1 m de marnes crayeuses blanchâtres à gris foncé-noir, riches en quartz authigènes bipyramidés très purs, pseudomorphoses calcitiques de petits cristaux de gypse et d'anhydrite, pyrite et cristaux de célestine gris bleuté. Ces sédiments évaporitiques se rapportent à des dépôts sulfatés très confinés de sebkhans caractérisant les «Marnes à gypse» (DE LORIOU & JACCARD 1865, MAILLARD 1884a) de la partie inférieure de la Formation du Goldberg dans le Jura central (MOJON 2002).

c_{1P} Formations de Pierre-Châtel et de Vions indifférenciées Berriasien moyen-tardif

Dans le Jura central, ces deux formations se rapportent essentiellement au «Marbre bâtard» (DESOR 1854), aussi dénommé «Berriasien littoral» (ROLLIER & FAVRE 1910) ou «Infravalanginien» (FAVRE 1911). STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971) y ont établi trois subdivisions informelles pour le Jura neuchâtelois (fig. 12): 1. *Unité inférieure oolitique* (UIO); 2. *Unité moyenne calcaire massive* (UMCM); 3. *Unité supérieure gréseuse* (USG). Par rapport à la nomenclature lithostratigraphique définie dans le Jura méridional (STEINHAUSER & LOMBARD 1969) et actuellement étendue à l'ensemble du Jura (STRASSER et al. 2016), les deux premières constituent la Formation de Pierre-Châtel, tandis que la troisième correspond partiellement à la Formation de Vions, qui est toutefois beaucoup plus développée dans la région-type. Sur la feuille Le Locle, la Formation de Vions, d'épaisseur très réduite et terminée par une surface bioturbée et fortement ferrugineuse (hard-ground), a été regroupée cartographiquement avec la Formation de Pierre-Châtel sous-jacente.

Dans le Jura neuchâtelois, l'UIO est prédominante et correspond à la «Zone des marnes et calcaires gris oolithiques» (BAUMBERGER & MOULIN 1898), ainsi qu'à la «Mergel- und Kalkzone» (HÄFELI 1964, 1966). Cette unité inférieure représentée dans la région du Locle près de la moitié voire les deux tiers de la Formation

de Pierre-Châtel, soit 3–10 m d'épaisseur. L'UIO est constituée de marno-calcaires et calcaires essentiellement oolitiques (packstone, grainstone) gris foncé à beige-jaune par altération, avec de nombreux bioclastes (débris d'huitres, d'échinodermes et de brachiopodes) et de gros foraminifères benthiques très caractéristiques comme *Trocholina gr. alpina-elongata* (LEUPOLD & BIGLER 1935) et *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA 1890). Le milieu de dépôt est côtier peu profond et brassé par de forts courants tidaux permettant la formation de sable calcaire oolitique.

L'UMCM est formée de calcaires massifs micritiques blanchâtres (packstone, wackestone) ressortant dans la morphologie et pouvant être confondus avec les calcaires de la Formation du Twannbach. Elle ne mesure guère plus de 3–5 m d'épaisseur. Ces calcaires correspondent à des dépôts beaucoup plus calmes et peu profonds de lagon marin également caractérisés par *Trocholina gr. alpina-elongata* et *Pseudocyclamina lituus*, ainsi que par divers autres foraminifères benthiques (miliolies, nodosaires) et des algues dasycladales.

L'USG (Formation de Vions) est constituée de marno-calcaires oolitiques à graveleux jaune-roux, peu épais (max. 4 m) et rarement visibles, pouvant être confondus avec l'UIO ou avec le Calcaire roux de la Formation du Vuache. La Formation de Vions a livré des lamellibranches fouisseurs (*Pholadomya* sp.) à la Combe Girard et à la Combe à l'Ours (Les Brenets, coord. 2545.020/1213.810; fig. 14). Par contre, aucun marqueur caractéristique, tel que le foraminifère benthique *Pavlovecina allobroensis* (STEINHAUSER & LOMBARD 1969), n'a permis de confirmer l'âge berriasien tardif de l'USG sur le territoire de la feuille Le Locle.

En règle générale, les Formations de Pierre-Châtel et de Vions sont représentées par des faciès marins de plateforme externe (UIO et USG) à interne (UMCM), interrompus par plusieurs surfaces ferrugineuses perforées ou bioturbées. La macrofaune récoltée aux environs du Locle et des Brenets par JACCARD (1869) comprend principalement des gros gastéropodes (*Leviathania leviathan* (PICTET & CAMPICHE 1863) et nérinées), des brachiopodes (*Loriolithyris valdensis* (DE LORIO 1868)) et des oursins spatangues (*Toxaster granosus* D'ORBIGNY 1853 (syn. *T. campichei* DESOR 1854)). Estimée à 25 m (FAVRE 1911), l'épaisseur cumulée des Formations de Pierre-Châtel et de Vions montre de fortes variations qui pourraient résulter d'un système de blocs basculés d'après DÉTRAZ & MOJON (1989) et PICTET et al. (2019).

Dans le Jura méridional, les Formations de Pierre-Châtel et de Vions sont datées du Berriasien moyen et tardif (Zones à Occitanica et à Boissieri) par des ammonites et des calpionelles (CLAVEL et al. 1986, CHAROLLAIS et al. 2007, 2008, STRASSER et al. 2016).

Les meilleurs affleurements de la Formation de Pierre-Châtel se trouvent dans la coupe de la carrière du Jet d'Eau (coord. 2545.660/1210.980; fig. 13) étudiée par FAVRE (1911) qui en illustra les couches fortement plissées à *Leviathania leviathan*, par BAUMBERGER (1903–1910), puis par BURRI (1956) pour la micropaléontologie (foraminifères benthiques, ostracodes et algues dasycladales). L'affleurement

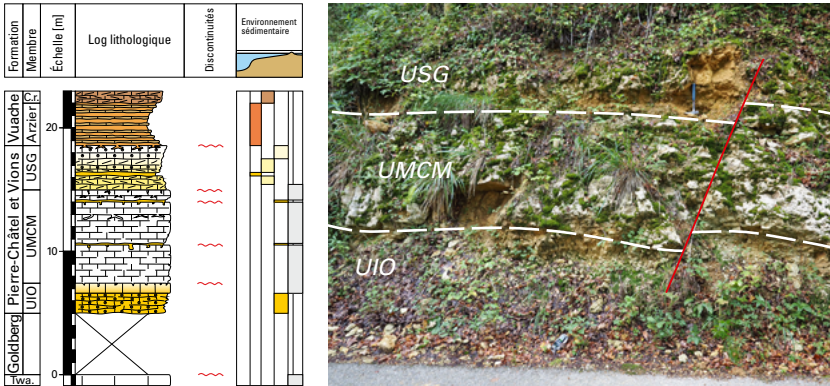


Fig. 14: Coupes des unités du Crétacé près des Ponts-de-Martel et des Brenets. À gauche: profil lithologique synthétique des Formations du Goldberg, de Pierre-Châtel, de Vions et du Vuache (C. r. = Calcaire roux) aux alentours de Petit-Martel. A droite: coupe en bord de route à la Combe à l'Ours (coord.2545.020/1213.810), recoupant les Formations de Pierre-Châtel (UIO = Unité inférieure oolitique et UMCM = Unité moyenne calcaire massive) et de Vions (USG = Unité supérieure gréseuse) du synclinal des Brenets. Levé et photo A. Pictet, 2016.

contigu de la STEP du Col des Roches (coord.2545.600/1210.970) montre le faciès localement très développé de l'UIO dans une succession plurimétrique de calcaires et marno-calcaires échinodermiques roussâtres en petits bancs épais d'environ 10 cm et à stratification plane ou oblique, avec de gros gastéropodes (*Leviathania leviathan*, nérinées) et des oursins irréguliers (*Phyllobrissus renaudi* (AGASSIZ 1839)). Ce dépôt particulier pourrait correspondre à un chenal marin entaillant les marnes sous-jacentes de la Formation du Goldberg.

À la combe de la Grecque (coord.2546.875/1210.060), l'UIO et l'UMCM forment une succession réduite (env. 10 m) et fortement redressée de bancs décimétriques à surfaces perforées. À la Combe Girard (coord.2549.225/1211.530), FAVRE (1911) signale une série d'environ 25 m d'épaisseur constituée d'une alternance de marnes, marno-calcaires et calcaires oolitiques gris rosé ou jaunes à gros gastéropodes marins tels que natices, ptérocères et nérinées. Enfin, le bloc signalé jadis au Communal du Locle (coord.2548.140/1211.410; ROLLIER & FAVRE 1910, FAVRE 1911) n'existe plus. Il s'agissait vraisemblablement d'un bloc tassé, qui a été entièrement exploité et détruit avant et pendant la construction de la halle polyvalente du centre sportif. Des fragments de calcaire spathique beige jaunâtre peuvent encore être récoltés aux environs. Notons encore à ce propos que JACCARD (1869) en faisait un pointement rocheux en place dû à un pli secondaire du substratum.

Dans la vallée des Ponts, deux coupes d'une série également réduite (8-9 m d'épaisseur) sont visibles le long de chemins entaillant l'anticlinal du Grand Som

Martel (coord. 2546.700/1206.050, P.-O. Mojon *in*: BLANC 1996, et coord. 2548.970/1207.570; fig. 14) et montrent l'UIO, l'UMCM, l'USG ainsi que le passage aux Marnes d'Arzier de la Formation du Vuache sus-jacente (Valanginien précoce).

c₂ **Formation du Vuache** Valanginien précoce-tardif

La Formation du Vuache, redéfinie dans le Jura méridional par STRASSER et al. (2016), correspond à la «Limonite de Métabief» du Jura central (DESOR 1854, MARCOU 1859, CAIRE 1970). Elle est classiquement subdivisée en trois sous-unités: 1. *Marnes d'Arzier* (DE LORIOU 1868, JACCARD 1869); 2. *Calcaire roux* (FAVRE 1843, p. 76, LORY 1857, p. 257-260; = «Limonite ou calcaire roux» de JACCARD 1861; = «Roche d'Auberson» sensu JACCARD 1870b, non MARCOU 1859; = «Limonite et Calcaires roux» de ROLLIER 1917; = «Calcaire roux limoniteux» de MOJON et al. 2013); 3. *Couche de Villers* (sensu JACCARD 1869, non MARCOU 1848). Par rapport aux faciès du Jura méridional, ces sous-unités lithostatigraphiques reconnues dans le périmètre de la feuille Le Locle sont légèrement diachrones et diffèrent notablement. En effet, les Marnes d'Arzier et le Calcaire roux du Jura central sont corrélés chronostratigraphiquement respectivement avec le Membre du Guiers, la partie supérieure de la Formation de la Chambotte et la Formation du Vuache du Jura méridional (DÉTRAZ & MOJON 1989, HILLGÄRTNER 1999, HENNIG 2003).

L'ensemble des Formations de Pierre-Châtel et de Vions indifférenciées est coiffé par une discontinuité ferrugineuse recouverte par des marnes et marno-calcaires roussâtres de faible épaisseur (max. 1,8 m), attribués aux Marnes d'Arzier (BLANC 1996) et qui n'ont pas fourni de macrofaune. Ces dépôts marneux passent progressivement au faciès côtier de type «Calcaire roux» brassé par des courants tidaux (HENNIG 2003) et constitué de calcaires échinodermiques roussâtres relativement fins, en petits bancs à stratification plane ou oblique, avec des pisolites ferrugineux et de nombreux fragments de crinoïdes et bryozoaires. De grands oursins irréguliers aplatis comme *Pygurus rostratus* AGASSIZ 1839 représentent les rares macrofossiles du Calcaire roux (MARCOU 1848, JACCARD 1870b).

La discontinuité sédimentaire au sommet du Calcaire roux est marquée par des marnes bioclastiques rousses à rognons carbonatés formant la Couche de Villers (sensu JACCARD 1869). Cet horizon sommital de condensation, très fossilifère dans le Jura central, a livré entre autres des ammonites marqueurs comme *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY 1841). Ce niveau particulier n'a pas été observé dans la zone cartographiée, mais de bons affleurements existent un peu plus au nord dans le synclinal de Noël-Cerneux (coord. 2541.910/1218.200) où était visible un banc noduleux épais de 10 cm de calcaire limoniteux très fossilifère (brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes, ammonites, échinides, crinoïdes, bryozoaires). L'épaisseur totale des dépôts attribués à la Formation du Vuache n'y mesure guère plus de quelques mètres (FAVRE 1911).

Les Marnes d'Arzier ont livré au nord-est des Ponts-de-Martel une micro-faune d'ostracodes marins avec notamment *Valendocythere helvetica* (OERTLI 1966) et *Cythereis matura* (OERTLI 1966) indiquant le Valanginien précoce (P.-O. Mojon *in*: BLANC 1996; MOJON 2002). Dans le Jura central, les ammonites permettent d'attribuer le Calcaire roux au Valanginien précoce (Zones à Pertransiens et à Inostranzewi) et la Couche de Villers jusqu'à la Zone à Verrucosum du début du Valanginien tardif (BAUMBERGER 1899, 1901, 1903–1910, BUSNARDO et al. 1979, REMANE et al. 1989, BULOT 1992, CHAROLLAIS et al. 2008, MOJON et al. 2013).

À Petit-Martel, un affleurement modeste situé le long d'un chemin (fig. 14, coord. 2548.970/1207.570) montre les Marnes d'Arzier (1,8 m) et leur transition avec le premier mètre du Calcaire roux. À la combe de la Grecque (coord. 2546.820/1210.100), une série renversée incomplète est observable sur plusieurs mètres avec notamment le sommet des Marnes d'Arzier et quelques mètres de Calcaire roux. Au-dessus de la gare du Locle, FAVRE (1911) signale dans le Calcaire roux des macrofossiles tels que gros gastéropodes (natices, strombes), lamellibranches pectinidés et brachiopodes. De nombreux *Pygurus rostratus* du Calcaire roux sont également souvent cités dans la littérature (p.ex. BAUMBERGER 1903–1910). Les bancs massifs du Calcaire roux ne contiennent toutefois guère de fossiles et ceux-ci proviennent vraisemblablement de la Couche de Villers.

Formation du Grand Essert

Selon la nomenclature lithostratigraphique révisée du Jura suisse, la Formation du Grand Essert est définie dans le Jura méridional (STRASSER et al. 2016) et regroupe le Membre d'Hauterive et le Membre de Neuchâtel (STRASSER et al. 2018; fig. 12). Une zone marno-calcaire s'intercale à la limite entre ces deux sous-unités, rendant leur délimitation peu évidente.

c₂₋₃ *Membre d'Hauterive* Valanginien tardif–Hauterivien précoce

Dans le Jura neuchâtelois, le Membre d'Hauterive comprend un «complexe marneux de base» («Marnes bleues» de DE MONTMOLLIN 1835, p. 53; «Marnes bleues fossilifères ou marnes d'Hauterive» de MARCOU 1848, p. 135; «Marnes néo-comiennes» de DESOR & GRESSLY 1859), surmonté par les Marno-calcaires de l'Écluse («Roches de l'Écluse» de MARCOU 1859; = «Zone marno-calcaire» de BAUMBERGER & MOULIN 1898; = «Mergelkalkzone» de BAUMBERGER 1903–1910, REMANE 1983, REMANE et al. 1989).

Le «complexe marneux de base» n'affleure généralement pas, mais est souvent mis à découvert lors de travaux routiers ou forestiers. Il forme dans le paysage une dépression ou un replat topographique bien visible sur le MNT. MARCOU (1848, 1859) ainsi que DESOR & GRESSLY (1859) remarquent déjà que ce «complexe

marneux de base» se divise naturellement en trois unités successives distinctes dans le Jura central:

1. À l'extrême base, des niveaux marneux jaunes connus sous diverses appellations locales dont les relations mutuelles ne sont pas encore parfaitement claires: «Couches de Censeau» (MARCOU 1859, p. 123), constituées de marnes lumachelliques verdâtres très fossilifères, «Marnes à Bryozoaires ou à Spongiaires» de la région de Ste-Croix (PICTET & CAMPICHE 1858–1860, JACCARD 1869, SCHARDT 1895), «marnes jaunes à *Ammonites Astierianus*» (DESOR & GRESSLY 1859) ou encore «Marne jaune de Morteau» (RENEVIER 1874) dans la région du Locle;
2. des marnes plastiques gris bleuté à gros lamellibranches (moules internes de *Corbis* sp.) et ostréidés (*Exogyra couloni* DEFANCE 1821) ou marnes bleues homogènes;
3. des marnes et marno-calcaires bioclastiques plus indurés ou marnes à concrétions calcaires.

La «Marne jaune de Morteau» (RENEVIER 1874; «Marnes à *Ammonites astierianus*» de DE TRIBOLET 1859a, JACCARD 1869; «Marne jaune de Villers-le-Lac» de JACCARD 1893a; «Astieriamergel» de BAUMBERGER 1901; «Marnes à *Astieria*» de SCHARDT & DUBOIS 1902) est un niveau condensé de mer ouverte constitué de marnes et marno-calcaires jaunes épais de 1–2 m (JACCARD 1869). Il est très fossilifère et caractérisé notamment par des ostracodes typiques comme *Mandocythere (Costacythere) frankei* (TRIEBEL 1938). Ces dépôts de couleur jaune vif débent immédiatement sur le Calcaire roux ou sur la Couche de Villers, lorsque cette dernière est présente, par un niveau conglomératique à galets glauconitisés et encroutés (fig. 15). Un second conglomérat phosphaté à galets perforés et glauconitisés en surface les sépare également de la base des marnes bleues homogènes.

Les marnes plastiques gris bleuté («faciès à grandes Ostracées et à *Corbis*» MARCOU 1848; «marnes bleues homogènes» DESOR & GRESSLY 1859) représentent également des sédiments de mer ouverte, mais moins bien oxygénés et avec de la matière organique et de la pyrite. Elles sont relativement pauvres en macro-fossiles et présentent une faible biodiversité, dominée par des faunes nectoniques ou vasicoles.

Les marnes et marno-calcaires bioclastiques gris clair et plus indurés («faciès à Myacées et à Spatangoïdes» MARCOU 1848; «marnes blanchâtres à concrétions calcaires» DESOR & GRESSLY 1859) présentent vers leur sommet quelques niveaux noduleux très fossilifères, étudiés par FAVRE (1911) lors du creusement d'un puits au Voisinage, au sud du Locle. Elles sont facilement reconnaissables sur le terrain grâce à des fossiles très caractéristiques et très abondants, tels que des brachiopodes – autrefois couramment utilisés dans les jeux de cartes de la région neuchâtoise comme jetons de mise et nommés «poules» et «coqs», correspondant res-

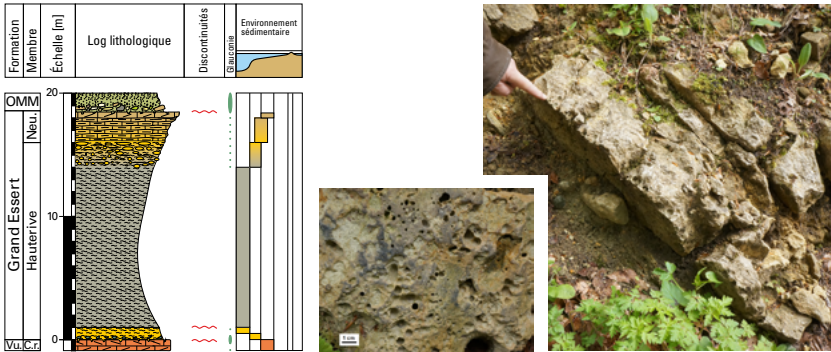


Fig. 15: Coupe de la Formation du Grand Essert à la Combe Girard (coord. 2549.280/1211.635). À gauche: profil lithologique synthétique du sommet de la Formation du Vuache (Vu., avec C. r. = Calcaire roux) et des Membres d’Hauterive et de Neuchâtel. Au centre: détail de la surface indurée et bioperforée (hardground) au sommet du Membre de Neuchâtel. À droite: contact en position renversée entre le Membre de Neuchâtel (à droite) et la Molasse marine supérieure (OMM; conglomérat de base et grès sableux du Burdigalien, à gauche). La limite est marquée par la surface bioperforée indiquée du doigt. Levé A. Pictet, photos U. Eichenberger, 2016.

pectivement aux *Rhynchonella multiformis* (ROEMER 1838) révisées dans BURRI (1956) et aux *Terebratula acuta* (SOWERBY 1816) [= *Musculina sanctaerucis* (CATZIGRAS 1948), cf. REMANE et al. 1989] des anciens auteurs du 19^e siècle (ISCHER & BRODBECK 1976, p. 51) –, des oursins (*Toxaster retusus* (LAMARCK 1816)) et des ostracodes (*Protocythere triplicata* (ROEMER 1841), *Rehacythereis bernardi* (GROSDIER 1964)).

Les Marno-calcaires de l’Écluse ont été définis dans le ravin de l’Écluse derrière le château de Neuchâtel (MARCOU 1859, p. 125). Ils correspondent aux couches de passage entre les «Marnes bleues d’Hauterive» et la «Pierre jaune de Neuchâtel» (fig. 12) et sont relativement riches en silex (MARCOU 1859, DESOR & GRESSLY 1859, DESOR 1873). Ces marno-calcaires se différencient progressivement du «complexe marneux de base» par l’apparition de premiers bancs carbonatés continus constitués de calcaires et marno-calcaires biodétritiques jaunâtres localement très fossilifères, notamment dans le synclinal de Morteau (petits oursins, brachiopodes, lamellibranches, serpules, ammonites). Les Marno-calcaires de l’Écluse sont délimités à leur sommet par un important niveau de silex blond contenant souvent beaucoup de glauconie (région de Neuchâtel; BAUMBERGER & MOULIN 1898) ou par une lumachelle à lamellibranches (synclinal de Morteau).

L’épaisseur du Membre d’Hauterive peut être estimée à 15–20 m aux Brenets et à 10–15 m dans le secteur du Locle, avec cependant de très fortes variations suite

à une pré-structuration en paléoreliefs du fond marin comme à l'Aptien–Albien (PICTET et al. 2019). Le Membre d'Hauterive peut aussi être surépaissi ou au contraire complètement laminé par la déformation tectonique (p. ex. au nord-est du Pissoux, coord. 2546.450/1217.600).

Dans le Jura central, des ammonites assez abondantes permettent de bien dater la «Marne jaune de Morteau» du Valanginien tardif (Zones à *Verrucosum* et à *Peregrinus*), ainsi que les marnes plastiques gris bleuté de l'Hauterivien précoce (Zones à *Radiatus*, à *Loryi* et à *Nodosoplicatum*). Les «Marnes à Bryozoaires» n'ont pas livré d'ammonites dans le périmètre de la feuille Le Locle, mais se rapportent vraisemblablement à la Zone à *Furcillata* du Valanginien terminal (REMANE et al. 1989, BULOT 1992, MOJON et al. 2013, STRASSER et al. 2016, 2018). Quelques ammonites de l'Hauterivien précoce ont permis de dater les Marno-calcaires de l'Écluse (Zones à *Loryi* et *Nodosoplicatum*) du Jura central (REMANE et al. 1989, BULOT 1992, GODET et al. 2010, MOJON et al. 2013).

Le «complexe marneux de base» a pu être observé principalement en deux endroits: dans une portion de coupe relativement complète bordant une piste forestière de la Combe Girard sous Les Ravières (coord. 2549.260/1211.580; fig. 15) et dans les pâturages à 420 m au sud-est du hameau du Voisinage (coord. 2548.585/1210.415). Des affleurements ponctuels ont été également rencontrés dans le ravin des Goudebas sous le camping des Brenets (coord. 2544.170/1212.760) et dans les pâturages à environ 100 m au nord-est de l'église du Pissoux (coord. 2546.350/1217.260). À la Chaux-du-Milieu, un affleurement proche de la ferme de la Croix (coord. 2543.580/1207.220) a permis d'observer les «Marnes à Bryozoaires» avec larges térébratules (*Loriolithyris* et *Selliithyris* spp.), ostréidés (*Arctostrea rectangularis* (ROEMER 1839) et *Exogyra couloni* DEFRANCE 1821) et ostracodes (*Mandocythere* (*Costacythere*) *frankei* (TRIEBEL 1938), *Schuleridea thorenensis* (TRIEBEL 1938), *Cythereis* aff. *matura* (OERTLI 1966) et *Bairdoppilata* sp.) indiquant un âge valanginien tardif mais non terminal comme à Ste-Croix (où *Rehacythereis bernardi* remplace *Cythereis matura*; P.-O. Mojon in: BLANC 1996, p. 174).

c₃ *Membre de Neuchâtel* Hauterivien précoce

Le Membre de Neuchâtel («Calcaire néocomien» DESOR & GRESSLY 1859; «Calcaire jaune de Neuchâtel» ROLLIER & FAVRE 1910) a été redéfini par STRASSER et al. (2018) comme partie supérieure de la Formation du Grand Essert. La «Pierre jaune de Neuchâtel» (MARCOU 1859) ou «Pierre d'Hauterive» était autrefois exploitée surtout entre St-Blaise et Hauterive depuis l'époque romaine, notamment pour la construction des principaux bâtiments historiques de la ville de Neuchâtel.

Le Membre de Neuchâtel correspond à un calcaire bioclastique à oolitique de couleur jaune foncé, gris jaunâtre ou blanc crème, en petits bancs décimétriques à stratification plane, oblique ou entrecroisée. Contrairement à la région de Neuchâtel,

la «Pierre jaune» est ici massive et ne présente aucune intercalation marneuse de type Marne des Uttins (JACCARD 1869). Très peu fossilifère, elle se rapporte à un milieu de dépôt brassé par de forts courants marins et son épaisseur est difficile à établir, car elle est souvent directement recouverte en discordance par la Molasse (OMM; voir fig. 15). L'estimation varie de 15 m (JACCARD 1869) à 60 m à Montpugin au sud-est du Locle (FAVRE 1911), une épaisseur toutefois largement surestimée.

Quelques ammonites de la Zone à *Nodosoplicatum* (Hauterivien précoce) ont permis de dater le Membre de Neuchâtel du Jura central (REMANE et al. 1989, BULOT 1992, GODET et al. 2010, MOJON et al. 2013).

Le Membre de Neuchâtel, encore surmonté par la Formation des Gorges de l'Orbe, est visible dans la Combe des Goudebas aux Brenets (coord. 2544.305/1212.900), derrière la ferme de la Croix à la Chaux-du-Milieu (coord. 2543.585/1207.325) et à Petit-Martel dans la vallée des Ponts (coord. 2549.585/1208.080). Dans la Combe Girard au sud du Locle, elle est en partie érodée, la surface sommitale étant taraudée et recouverte en discordance par l'OMM (fig. 15).

c₄ Formation des Gorges de l'Orbe Hauterivien tardif–Barrémien tardif

Du fait de leur similitude lithologique, la Formation des Gorges de l'Orbe (STRASSER et al. 2016) comprend à la fois le faciès «Urgonien jaune» (sensu REMANE et al. 1989, non DE LORIOU & GILLIÉRON 1869; ? = «Calcaire jaune urgonien» de PICTET & CAMPICHE 1858–1860, p. 110) et les «Couches de Bôle» (DE TRIBOLET 1856, 1857a, b, 1859b, G. de Tribolet *in*: JACCARD 1869, p. 171; = «Roches du Mauremont» (= Mormont) de MARCOU 1859, p. 127; = «Urgonien inférieur» de DESOR & GRESSLY 1859; = «Russillien» de SCHARDT & DUBOIS 1902), systématiquement confondues avec la «Marne de la Russille» (JACCARD 1861, 1863, 1869, NOLTHENIUS 1921). Cette dernière unité, qui n'est que le niveau le plus inférieur des «Couches de Bôle», a été placée à la base de la Formation de Vallorbe (STRASSER et al. 2016; ex «Urgonien blanc») du Jura. La Formation de Vallorbe n'est cependant pas présente sur le territoire de la feuille Le Locle.

Le faciès classique («Urgonien jaune») de la Formation des Gorges de l'Orbe est très peu représenté dans le périmètre de la feuille Le Locle et son épaisseur visible ne dépasse pas 10 m. Les rares affleurements du versant nord-occidental du synclinal de la vallée des Ponts et du synclinal des Brenets sont constitués de calcaires micritiques graveleux beige crème à jaunâtres (packstone) avec glauconie et interlits marneux. Quelques moules internes de gastéropodes et lamellibranches y ont été récoltés aux Brenets (coord. 2543.830/1212.790; voir aussi BAUMBERGER 1897). Au-dessus, le faciès des «Couches de Bôle» n'a pu être observé que dans la vallée des Ponts, à environ 150 m au-delà de la bordure sud-orientale de la carte (coord. 2546.710/1205.855) au niveau de la fromagerie des Ponts-de-Martel (fig. 16; BLANC-ALÉTRU 1995). Les «Couches de Bôle» se rapportent à un intervalle de



Fig. 16: Formation des Gorges de l'Orbe à la vallée des Ponts: calcaires à *Pachytraga tubiconcha* (banc proéminent dans le talus; détail en encart) en position renversée sur les niveaux plus marneux des «Couches de Bôle», elles-mêmes directement en contact avec la Molasse marine supérieure (OMM). Hauteur du talus: environ 4 m. Fromagerie des Ponts-de-Martel (coord. 2546.710/1205.855). Photos A. Pictet et P.-O. Mojon, 2017.

transgression marine et d'ennoyage sur une surface ferrugineuse perforée très apparente. Elles sont représentées par des dépôts marneux et marno-calcaires jaunes très fossilifères (JACCARD 1870b) avec faciès récifaux à stromatopores et rudistes *Pachytraga tubiconcha* ASTRE 1961. Les «Couches de Bôle» sont tronquées et recouvertes directement par la Molasse (OMM) en discordance. Cependant, les affleurements français situés au nord-ouest du périmètre de la feuille Le Locle montrent une récurrence du faciès «Urgonien jaune» («Calcaire jaune de Morteau», JACCARD 1870b, p. 27; «Calcaire oolitique de Morteau» ROLLIER & FAVRE 1910) et non un passage à la Formation de Vallorbe (faciès «Urgonien blanc»).

Les «Couches de Bôle» sont clairement datées par une nanoflore du Barrémien précoce à tardif (Zones d'ammonites à *Compressissima* jusqu'à *Sartousiana*) dans le Jura central (La Sarraz et Éclépens, Mormont), où de plus elles surmontent des niveaux datés par des nanofossiles calcaires du Barrémien initial (DE KAENEL et al. 2020). Dans la vallée des Ponts et le synclinal de Morteau, les «Couches de Bôle» ont livré une microfaune d'ostracodes marins barrémiens. La récente découverte aux Ponts-de-Martel de l'ostracode *Strigosocythere chailovi* (KUZNETSOVA

1961) dans le dernier niveau de marnes coiffant le récif à *Pachytraga tubiconcha* ASTRE 1961 et rares autres rudistes *Requienia ammonia* (GOLDFUSS 1838) indique plus précisément le Barrémien tardif à terminal selon les données de PICTET et al. (2019).

PALÉOGÈNE

Éocène

Sidérolithique

Aucun dépôt sidérolithique cartographiable n'a été observé à l'affleurement dans la région étudiée. Ces sédiments ont été vraisemblablement en quasi-totalité remaniés dans la Molasse sous forme de pisolites et d'oxydes de fer ou de manganèse colorant la Marne rouge de la transition OMM-OSM (KÜBLER 1962a, M. Weidmann et J.-P. Schaer, comm. pers. 1981). De petites poches de Sidérolithique ont néanmoins été signalées dans le Malm, de même que des croutes ferrugineuses, comme aux Comboles dans des fissures de la Formation de Günsberg du flanc nord de l'anticlinal de Pouillerel.

NÉOGÈNE

Miocène

Des dépôts molassiques sont présents dans divers synclinaux du Jura (RIGASSI 1982, BERGER 1996, BERGER et al. 2005a, b, MOJON et al. 2018), notamment dans le Jura neuchâtelois (Val-de-Travers, Val-de-Ruz, bassin du Locle et de la Chaux-de-Fonds, environs des Ponts-de-Martel et de la Brévine, synclinal des Brenets) et outre-Doubs en France voisine (synclinal de Morteau). Il n'existe toutefois pas de dépôts de Molasse d'eau douce inférieure (USM, Oligocène-Miocène précoce) dans les synclinaux du nord-ouest de la chaîne jurassienne (BECKER 2003, HAVRAN 2011), à l'exception des reliques représentées par la «Gompholite des Ponts-de-Martel» à Martel-Dernier et au Voisinage (VALLEY et al. 2004, PASQUIER et al. 2013, WEIDMANN & PASQUIER 2014, MOJON et al. 2018), dont la description rappelle toutefois aussi les niveaux gompholitiques de la vallée du Locle, à la transition OMM/OSM (BECKER 2003).

La série molassique, exclusivement miocène du périmètre de la feuille Le Locle (fig.17), comprend la Molasse marine supérieure (OMM) du Burdigala-

lien-Langhien et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Langhien-Serravallien. Des niveaux de Marne rouge et de Gompholite font transition entre ces deux ensembles. L'épaisseur maximale des dépôts molassiques, souvent fortement plissés, est estimée à 200 m dans le synclinal du Locle, 120 m dans la vallée des Ponts et 50 m dans la vallée de la Brévine.

Molasse marine supérieure (OMM)

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, les premiers dépôts du Cénozoïque sont représentés par l'OMM, qui repose en discordance directe sur les formations du Crétacé précoce ou du Jurassique tardif. Le hiatus entre le Mésozoïque et le Cénozoïque est d'autant plus important au niveau des anticlinaux qu'il est réduit au niveau des synclinaux, preuve d'une flexuration du Jura au Paléogène, antérieure au Burdigalien, déjà mise en évidence par VALLEY et al. (2004) et MOJON et al. (2018). L'incursion marine miocène n'a toutefois été que de courte durée dans ce secteur (RANGHEARD et al. 1985). L'OMM, constituée de grès fins, de marnes gris verdâtre à glauconie et fossiles marins, ainsi que de poudingues polymictes, fait ensuite place à des faciès de transition entre l'OMM et l'OSM, encore rattachés à l'OMM par convention (BECKER 2003), mais de faciès saumâtre à dulcicole.

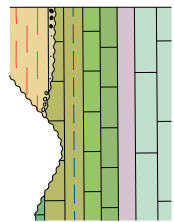
m₃ Grès, marne sableuse, conglomérat polymicte («Grès vert burdigalien» et «Marnes molassiques vertes») Burdigalien tardif-Langhien initial

Dans le synclinal des Brenets, des calcaires gréseux gris verdâtre à *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM 1813) (= *Ostrea crassissima* LAMARCK 1819), *Isognomon* sp. et *Turritella* sp. ont été observés aux Goudebas (coord. 2544.095/1212.595), sous le chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel où les niveaux crétacés sous-jacents sont représentés jusqu'à la Formation des Gorges de l'Orbe (fig. 17).

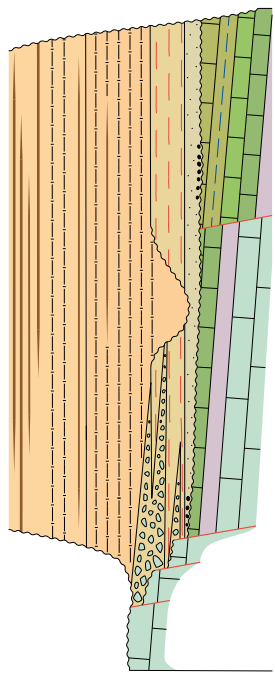
Sur le flanc nord-ouest du synclinal du Locle, au niveau de la STEP du Col des Roches (coord. 2545.585/1210.965), des marnes sableuses gris-vert de l'OMM affleurent le long du chemin forestier, entre deux écaillés tectonisées, et recouvrent une surface indurée et bioperforée (hardground) sur des calcaires massifs berrasiens de la Formation de Pierre-Châtel (fig. 13). Des faciès marno-gréseux verts similaires ont été signalés par ROLLIER (1911, 1912) au débouché du tunnel ferroviaire du Châtelard aux Brenets (coord. 2544.580/1212.960, avec des pectinidés et ostréidés, en association avec un niveau conglomératique), aux Éroges (coord. 2546.315/1211.610, avec des galets remaniés dispersés), à la Combe des Enfers (coord. 2550.060/1213.480, juste en dehors du périmètre de la carte au nord-est de la vallée du Locle) et au canal de la Ronde (en dehors du périmètre de la carte au nord-est de la Chaux-de-Fonds, coord. 2554.965/1218.155).

NW

Synclinal des Brenets

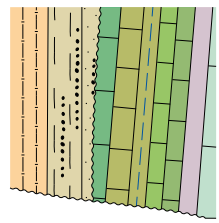


Synclinal du Locle



SE

Synclinal de la vallée des Ponts



Crétacé

- Formation des Gorges de l'Orbe
- Membre de Neuchâtel
- Membre d'Hauterive
- Formation du Vuache
- Fm. de Pierre-Châtel et de Vions, indiff.
- Formation du Goldberg

Jurassique

- Formation du Twannbach
- Paléofaïlle
- Surface érodée

Néogène

Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

Synclinal du Locle

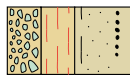
- Membre du Verger
- Lignite
- Mb. de la Combe Girard

Synclinal de la vallée des Ponts

Molasse d'eau douce supérieure, indiff.

Molasse marine supérieure (OMM)

- Gompholite
- Marne rouge
- Grès, marne sableuse
- Conglomérat polymictique



Formation du Locle
(«Oeningien» auct.)

Formation du
Crêt-du-Locle

Sur le bord sud-oriental du synclinal du Locle, à la Combe Girard, l'OMM est visible en position renversée (coord. 2549.295/1211.705; fig. 15 et 17), avec 1,3 m de conglomérat à matrice gréseuse gris verdâtre recouvrant une surface bioperforée du Membre de Neuchâtel, tandis qu'au Crêt-du-Locle (coord. 2550.750/1214.200), l'OMM comprend 14 m de grès vert, suivis de 3 m de conglomérat polymicte, le tout étant surmonté de 18 m de Marne rouge (BECKER 2003).

À 150 m au sud du périmètre de la carte, sur le bord nord-occidental du synclinal de la vallée des Ponts au niveau de la fromagerie à l'est du village des Ponts-de-Martel (coord. 2546.710/1205.855; fig. 16 et 17), une petite coupe est visible avec des couches renversées où l'OMM repose directement sur des niveaux marneux de la Formation des Gorges de l'Orbe par l'intermédiaire d'une surface tarau-dée à galets également bioperforés (ROLLIER 1893, BLANC-ALÉTRU 1995).

Des niveaux de conglomérat polymicte à galets phosphatés («Poudingue polygénique à galets albiens remaniés» = «poudingue helvétique», à ne pas confondre avec la Gompholite sus-jacente) sont présents localement. Ils se caractérisent par la présence de galets phosphatés remaniés à partir des sables verts glauconieux peu ou pas consolidés de l'Albien du Jura central.

Dans la vallée des Ponts à Petit-Martel (coord. 2547.550/1206.535; fig. 17 et 18), les dépôts sableux et argilo-silteux de l'OMM gréseuse et ferrugineuse présentent des niveaux de conglomérats polymictes («Bunte Nagelfluh») à fragments de grandes huitres (*Ostrea* sp.) du Burdigalien et galets très diversifiés de calcaires (Jurassique, Crétacé, Sidérolithique, USM oligocène du Jura et/ou des régions subalpines), lignite (USM oligocène subalpine), quartzites (Permo-Trias alpin), granites très altérés et gneiss du socle (massif de l'Aar) et de la couverture austro-alpine ou pennique. Par rapport aux composants de provenance alpine parfaitement arrondis, les calcaires jurassiens sont beaucoup plus abondants et souvent anguleux avec parfois de petits blocs affectés par la dissolution karstique. Dans l'excavation de Petit-Martel, des remplissages de chenaux de marée sont constitués de sable fin à glauconie et micas alternant avec des bancs de conglomérats. Ces sédiments sont interprétés comme un dépôt très peu profond de plaine côtière (estran), où les éléments grossiers sont amenés de paléoreliefs jurassiens par des rivières ou transportés depuis les Alpes, puis concentrés dans des fonds de chenaux par les courants de marée.

L'âge de cette série d'OMM laguno-marine précédant directement l'OSM se place dans un intervalle compris entre le Burdigalien tardif et le début du Langhien: NN5 d'après la datation par nanofossiles du sommet de l'OMM des Ponts-de-

Fig. 17: Schéma tectono-sédimentaire des synclinaux des Brenets, du Locle et de la vallée des Ponts (modifié et complété d'après FAVRE 1911, p. 409-413). Les failles normales sont conceptuelles pour expliquer les reliefs nécessaires au dépôt de faciès à rudistes au Crétacé précoce (récifs à *Pachytraga tubiconcha* de la Formation des Gorges de l'Orbe) et de la Gompholite au Miocène. Une structuration précoce à l'Oligocène a subdivisé la région en petits bassins d'accumulation.



Fig. 18: Conglomérat polymictique de la base de l'OMM, surmonté par une série gréseuse et argilo-silteuse avec niveaux de sables fins à glauconie et micas. Le marteau mesurant 31,5 cm donne l'échelle. Excavation à Petit-Martel (coord. 2547.550/1206.535). Photo P.-O. Mojon, 2019.

Martel, tandis qu'au même endroit la base de l'OSM est datée par des mammifères de la biozone MN5 (KÄLIN et al. 2001, PASQUIER et al. 2013). Dans les environs de Pontarlier, l'OMM du synclinal des Verrières est datée quant à elle de la biozone NN4 (RANGHEARD et al. 1985, 1990, RIGASSI 2011, p. 47).

L'affleurement de la «Gompholite des Brenets» (DESOR & GRESSLY 1859, JACCARD 1869, ROLLIER 1910, 1912, FAVRE et al. 1937), au débouché nord-ouest du tunnel ferroviaire du Châtelard, n'a pas pu être retrouvé. D'après les descriptions historiques, il s'agit d'un conglomérat à galets de Malm et de Crétacé, perforés ou incrustés par des organismes marins. Un rattachement à l'OMM paraît donc vraisemblable (fig. 17).

Formation du Crêt-du-Loche («Marnes rouges et gompholites») Burdigalien – Langhien

Le Crêt-du-Loche (précisément au sud-est de la Combe Bichon entre le Pied-du-Crêt et le Haut du Crêt, coord. 2549.430/1213.660) a été désigné comme localité-

type de la «Gompholite à *Microcodium elegans*» (FAVRE et al. 1937, fig. 2, y compris transition avec l'«Oeningien»), tandis que sur l'autre versant de la vallée, une fouille récente à l'est de la gare du Crêt-du-Loclc (coord. 2550.750/1214.200) a permis d'étudier le passage de l'OMM classique (grès vert et poudingue polymicte) à la Marne rouge et à la Gompholite (BECKER 2003, fig. 3.24). Ce site peut donc être retenu comme référence pour l'ensemble regroupant les deux faciès contemporains de la Marne rouge et de la Gompholite, même si des complications tectoniques sont également présentes dans ce secteur.

La Formation du Crêt-du-Loclc est rattachée conventionnellement à l'OMM (BECKER 2003). L'influence marine, encore marquée dans les marnes rouges et vertes de la base, cède le pas aux intercalations dulcicoles à terrestres, pouvant comprendre des intercalations conglomératiques devenant dominantes vers le haut.

Dans la partie supérieure de la combe de la Grecque, en descendant le chemin forestier en direction du Loclc (coord. 2546.830/1210.095/1015), seul le faciès de la Marne rouge est présent dans une série tectonisée et redressée assez complète. Cette coupe montre des marno-calcaires sableux et des grès gris verdâtre de l'OMM, recouverts par la Marne rouge suivie de calcaires crayeux et de marnes ligniteuses riches en characées et gastéropodes lacustres (MOJON et al. 2018). Une transition identique a également été observée dans des forages au Loclc (p. ex. Les Billodes; KÄLIN et al. 2001, fig. 11) et à la Chaux-de-Fonds (rue du Midi et usine Cridor; KÄLIN et al. 2001, fig. 13, 14), mais la Formation du Crêt-du-Loclc peut aussi reposer directement sur les calcaires de la Formation du Twannbach (Les Éplatures; ROLLIER 1912, fig. 3) sans que l'on puisse savoir avec certitude si l'OMM n'a jamais atteint cette localité ou si elle a été érodée (KÄLIN et al. 2001, HAVRAN 2011).

Il est intéressant de noter que, de manière générale, la Marne rouge est développée là où les dépôts du Crétacé et de l'OMM sont préservés, tandis que la Gompholite tend à recouvrir directement les calcaires du Jurassique tardif (Formation du Twannbach, voire même Formation de Reuchenette au sud des Éplatures). Ainsi, à l'exception du secteur du Crêt-du-Loclc, aucune coupe connue ne présente une succession complète OMM classique, Marne rouge, Gompholite. Les deux autres exceptions éventuelles, à la Chaux-de-Fonds (rue du Midi) et aux Brenets, ne présentent pas de relations stratigraphiques claires et sont liées à des accidents tectoniques et/ou des écaillages.

m_{3-4m} *Marne rouge saumâtre à lacustre*

Ce type de dépôt correspond à des marnes de couleur rouge ou brun foncé à gris, avec des argiles et quelques bancs gréseux de même teinte («Marnes rouges vindoboniennes» de FAVRE 1911). KÜBLER (1962a) attribue ces couleurs aux sédiments du Sidérolithique, dont il souligne l'origine terrestre par altération et rema-

niement en milieu lacustre. Au-dessus des marnes verdâtres du Burdigalien marin (OMM), ces sédiments à dominance rouge présentent une partie inférieure marine à lagunaire saumâtre avec du gypse, des foraminifères et des ostracodes lagunomarin, ainsi qu'une partie supérieure lacustre avec des charophytes, des gastéropodes et ostracodes d'eau douce et des micromammifères de la biozone MN6 du début du Serravallien (KÄLIN et al. 2001, BECKER 2003, HAVRAN 2011, MOJON et al. 2018). La transition depuis les faciès franchement marins est graduelle, avec des alternances entre marnes rouges de granulométrie très fine et marnes grises et vertes plus gréseuses et fossilifères (ostracodes, foraminifères), notamment aux Éroges (HAVRAN 2011). Vers le haut apparaissent de petites crachées conglomératiques ou des galets subanguleux apparentés. Des indices d'émersion sont présents, avec également présence de quartz bipyramidé et de gypse en rosette témoignant d'un climat aride (BECKER 2003, HAVRAN 2011). Ces derniers éléments pourraient toutefois provenir du remaniement de la Formation du Goldberg (MOJON et al. 2018).

Dans le synclinal des Brenets, le long de la route départementale D461 au sud de Villers-le-Lac (coord. 2542.475/1212.250), une alternance entre Gompholite et Marne rouge a livré des micromammifères d'âge MN5 (Langhien) et des charophytes (KÄLIN et al. 2001). De nombreuses fouilles dans la périphérie du bassin du Locle n'ont malheureusement pas permis de préciser ces données, les affleurements existants de marnes et silts rouges restant très limités et souvent peu visibles.

m_{3-4g} *Gompholite (fanglomérat à éléments calcaires)*

Si le Crêt-du-Locele a été désigné comme localité-type de la «Gompholite à *Microcodium elegans*» (FAVRE et al. 1937, BECKER 2003; précédemment déjà signalée comme «Nagelfluh jurassique de la vallée de la Chaux-de-Fonds» par NICOLET 1839), c'est avant tout aux Monts du Locle (coord. 2547.610/1212.485) que ROLLIER (1912) a défini la «Gompholite proprement dite ou supramiocène» typique de la région du Locle (voir aussi FAVRE et al. 1937). Cette dernière localité peut donc servir pour étudier le faciès gompholitique (fig. 19) de la Formation du Crêt-du-Locele. D'autres noms informels ont également été utilisés pour désigner des variantes locales ou l'âge relatif hypothétique des différents faciès conglomératiques (ROLLIER 1912): «Gompholite pralinée» à la Croix-des-Côtes (coord. 2547.030/1212.060) à ciment teinté de rouge, faciès grossier à la Combe Bichon (coord. 2549.385/1213.740), «Gompholite postmiocène» fortement cimentée au Bois Jean-Droz (en dehors du périmètre de la carte, coord. 2551.630/1214.660).

Le terme de gompholite désigne ici un conglomérat dont les éléments constitutifs sont exclusivement calcaires et marneux, d'origine locale (Malm et plus rarement unités du Crétacé précoce). Ces éléments, plus ou moins bien cimentés par de la calcite, sont par endroits grossiers et subanguleux (caractère bréchiq), deve-



Fig.19: Gompholite de la Formation du Crêt-du-Loclc à la Combe Bichon (coord.2549.385/1213.725). La largeur du bloc est d'environ 15 cm. Photo A. Morard, 2020.

nant ailleurs plus petits et arrondis (en particulier dans les intercalations au sein de la Marne rouge). Des encroutements concentriques sont souvent présents. La matrice marno-argileuse est de couleur rouge-brun (Les Éplatures) à gris clair (Le Crêt-du-Loclc).

Localement, la forte tectonisation du contact Malm/Gompholite rend leur délimitation difficile. ROLLIER (1912, p. 112) parlait de «blocages» pour désigner ces brèches tectoniques (voir p. 70). Il n'est pas non plus exclu que, dans certains cas, elle ait été confondue avec des brèches de pente plus récentes («Terrains pliocènes» de FAVRE 1911, p. 422, et «Gompholite postmiocène» de ROLLIER 1912).

La répartition de la Gompholite dans le bassin du Loclc est discutée et illustrée par FAVRE (1911), ROLLIER (1912) et FAVRE et al. (1937), les affleurements cités

n'étant pour la plupart plus visibles actuellement. Leur base est souvent discordante sur les bancs érodés du sommet du Malm (Formation du Twannbach; voir fig. 17). La Gompholite affleure de manière discontinue à la bordure nord-occidentale de la vallée du Locle («l'Endroit»): Combe Bichon (coord. 2549.385/1213.740) et entrée de la Combe du Stand (coord. 2548.500/1213.065), ainsi que dans le secteur de la gare CFF et de l'hôpital du Locle. Vers l'axe du synclinal et au sud-est («l'Envers»), la Gompholite alterne avec la Marne rouge saumâtre à contenu micropaléontologique d'âge MN5–6 correspondant à la transition Burdigalien–Langhien (KÄLIN et al. 2001, MOJON et al. 2018). Elle y est caractérisée par des microstructures sparitiques fossiles – ou *Microcodium* (FAVRE et al. 1937) – générées dans des paléosols par des champignons et des bactéries (KABANOV et al. 2008). L'épaisseur de la Gompholite atteint généralement 25–35 m, voire même 50–60 m localement (BECKER 2003, HAVRAN 2011, MOJON et al. 2018).

Dans la continuation du bassin du Locle vers la Chaux-de-Fonds, des accumulations importantes de Gompholite sont aussi présentes à partir du Crêt-du-Locle sur le flanc sud-est du synclinal, reposant ici en discordance sur le Malm redressé (Bois Jean Droz; ROLLIER 1912, fig. 4). L'origine de ces conglomérats est toujours discutée, le relief nécessaire à l'érosion et au transport des composants grossiers résulterait d'un plissement précoce dès la fin du Burdigalien selon FAVRE et al. (1937). Pour VALLEY et al. (2004), au contraire, il s'agirait de témoins d'une phase d'extension débutant à l'Oligocène et due à la flexion de la lithosphère provoquée par la surcharge des Alpes en formation, avec développement de petits grabens. Les occurrences de Gompholite seraient alors liées à d'anciens escarpements de failles bordant des bassins lacustres, ces failles normales ayant ensuite joué en sens inverse lors du plissement du Jura, postérieurement au Serravallien.

Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

L'OSM du bassin du Locle a fait l'objet de plusieurs essais successifs de subdivision (NICOLET 1839, JACCARD 1869, SCHARDT et al. 1903, FAVRE et al. 1937, KÜBLER 1962a, b). Comme il n'existe ni de critère clair, ni de consensus quant à la subdivision de ces niveaux, il n'a pas été possible d'en réaliser une cartographie détaillée. Dans la suite de la description, nous désignons ces dépôts comme Formation du Locle (fig. 20). La durée totale représentée par ces dépôts est estimée à environ 500 000 ans (KÄLIN et al. 2001).

L'arrangement et l'extension des dépôts de l'OMM–OSM sont présentés sur le schéma de la figure 17. À noter encore que l'OSM, avec des faciès globalement similaires, est également présente un peu en dehors du périmètre de la carte dans la vallée des Ponts à la perte du Voisinage (JACCARD 1869, FAVRE et al. 1937, KÄLIN et al. 2001, PASQUIER et al. 2013) et dans la vallée de la Brévine autour du lac des Taillères (PASQUIER et al. 2013).

m₄₀ Formation du Locle («Oeningien» ou «Oehningien», «Pierre morte») Langhien – Serravallien

Le «terrain d'eau douce supérieur du Locle» (JACCARD 1856, DESOR & GRESSLY 1859, JACCARD 1869), avec ses alternances de craie et de lignite, est connu de très longue date (VON BUCH 1867). Sa célèbre flore fossile, étudiée par HEER (1856a, b, 1855–1859; voir aussi JACCARD 1856, 1871), a permis de corréliser ces niveaux aux «Pflanzenmergel» des carrières d'Öhningen (HEER 1855–1859, TOBIEN 1971, ZAUGG et al. 2008). Le nom de cette localité du nord du lac de Constance a depuis lors souvent été repris sous des déclinaisons aussi diverses qu'informelles pour désigner les dépôts lacustres de l'OSM du Jura, en particulier ceux du bassin du Locle et de la Chaux-de-Fonds (GREPPIN 1859, JACCARD 1869, ROLLIER & FAVRE 1910, KÜBLER 1962a, b, KÄLIN et al. 2001, BECKER 2003, WEIDMANN et al. 2008 ou MOJON et al. 2018 pour ne citer que quelques jalons importants de leur étude).

La Formation du Locle est une épaisse série de calcaires crayeux d'eau douce, de marnes, d'argiles grises et de lignites. Elle est subdivisée en une partie inférieure essentiellement crayeuse et plutôt massive (Membre de la Combe Girard), et une partie moyenne à supérieure plus marneuse (Membre du Verger), avec intercalation de niveaux à lignite. Ces sédiments lacustres constituent la partie supérieure du remplissage du bassin du Locle datée du Langhien – Serravallien (MN6–8; MOJON et al. 2018), alors que des dépôts similaires un peu plus anciens dans la vallée des Ponts (MNS, Langhien) démontrent une légère hétérochronie de la sédimentation entre ces deux synclinaux suite à une tectonique jurassienne précoce (KÄLIN et al. 2001).

Membre de la Combe Girard («Oeningien inférieur»)

La partie inférieure, crayeuse et massive, de la Formation du Locle peut atteindre 65 m d'épaisseur (fig. 20). Elle est constituée de gros bancs de calcaire crayeux brun-gris à l'affleurement et de marnes grises à gastéropodes du Langhien – Serravallien (MN6–7; KÄLIN et al. 2001). Les bancs calcaires légèrement onduleux ressortent en relief par rapport aux lithologies plus marneuses dans les pentes supérieures des ravines de la Combe Girard (choisie ici comme localité-type), de la Jaluse et de la Grecque.

La base de ce complexe crayeux inférieur est caractérisée par une granulométrie fine et homogène, tandis que des niveaux d'aspect conglomératique sont présents vers son sommet (indices de glissement ou de remaniement subaquatique selon KÜBLER 1962a, b). Quelques intercalations marneuses sont présentes, mais les niveaux de lignite font défaut, contrairement aux niveaux similaires présents plus haut. La faune fossile est dominée par de grands gastéropodes d'eau douce (fig. 21), notamment *Planorbarius mantelli* (DUNKER 1848) et *Radix dilatata* (NOULET 1854), avec quelques formes terrestres et des *Unio* sp.

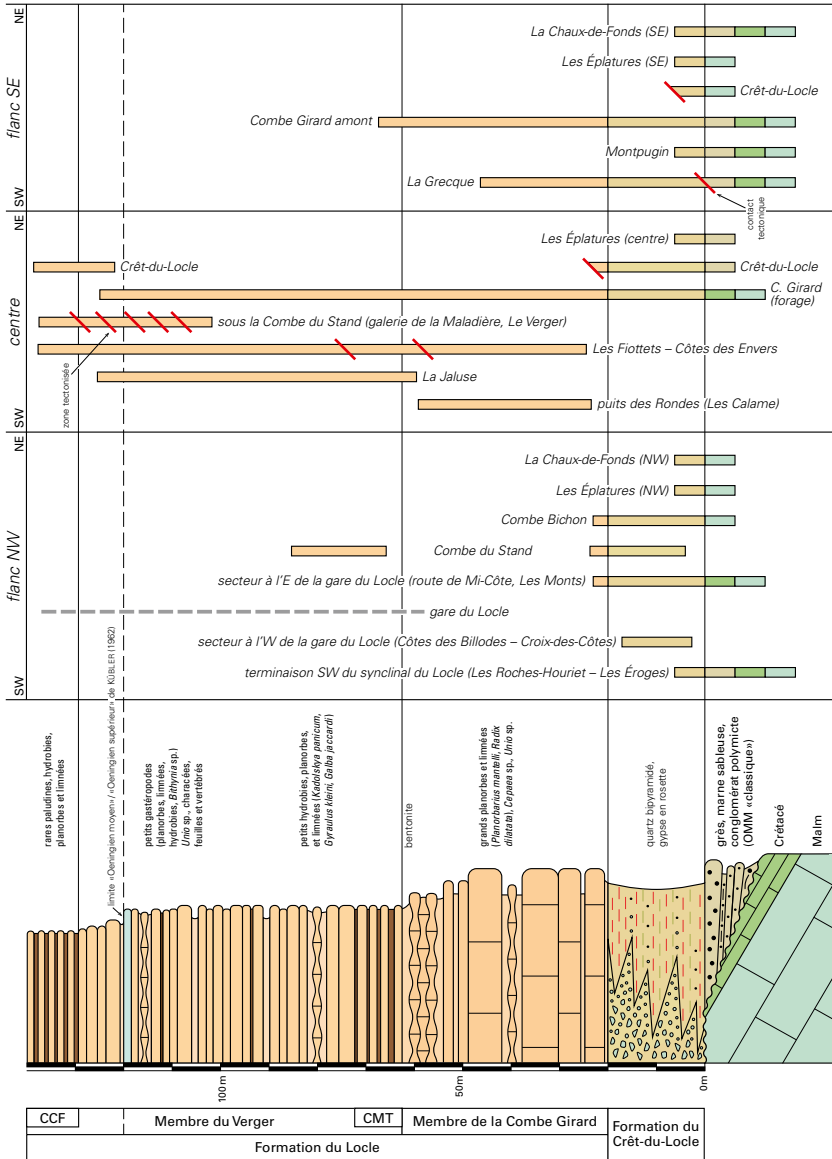




Fig. 21: Grands planorbes de la partie inférieure de la Formation du Locle. À gauche: tours internes de la face ombilicale d'un planorbe indéterminé (largeur de l'image: 2,5 cm). À droite: coquille complète de *Planorbarius mantelli* (DUNKER 1848), un spécimen atteignant ici 3 cm de diamètre. Combe de la Grecque (coord. 2546.795/1210.270). Récolte et photos A. Morard, 2020.

Un niveau de bentonite est présent près du sommet du Membre de la Combe Girard à la localité-type (coord. 2549.180/1211.750). Il est encore attribué au Langhien (MN6 tardif) sur la base de micromammifères et de datations radiométriques (KÄLIN et al. 2001, fig. 5, KÄLIN & KEMPF 2009, MOJON et al. 2018). Un ou plusieurs niveaux de bentonite ont aussi été signalés en dessous de la Combe du Stand (Le Verger, coord. approx. 2548.680/1213.100; HOFMANN 1958, KÄLIN et al. 2001, fig. 7) et également peut-être dans les coupes de la Combe des Enfers, du Pied-du-Crêt et du Haut du Crêt (FAVRE et al. 1937, fig. 2, KÄLIN et al. 2001, fig. 6).

Membre du Verger («Oeningien moyen et supérieur»)

L'«Oeningien moyen» et l'«Oeningien supérieur» ne sont guère distinguables sur le terrain. Tous deux renferment des nodules de silex brun-noir (ménilite) et des coquilles fossiles opalisées, ainsi que des intercalations de marnes grises (fig. 20). De plus, leurs faciès constitutifs peuvent se relayer latéralement aussi bien que verticalement.

Fig. 20: Subdivision lithostratigraphique et profil lithologique synthétique de la Formation du Locle (adapté de KÜBLER 1962a; CMT = «complexe marno-tourbeux», marquant la base du Membre du Verger; CCF = «complexe des charbons feuilletés»), avec fossiles caractéristiques et répartition des niveaux reconnus dans les principales coupes du bassin du Locle et de la Chaux-de-Fonds. Les relations stratigraphiques avec les niveaux molassiques sous-jacents (Formation du Crêt-du-Locle et OMM «classique») et le substratum mésozoïque sont également indiquées de manière schématique.



Fig. 22: Feuille fossile de type *Ficus tiliaefolia* (BRAUN 1845) HEER 1855–1859 de la Formation du Locle provenant du site historique de l'ancienne gare. Des feuilles similaires sont connues dans l'OSM d'Öhningen et de la région de Zurich (HEER 1855–1859, HANTKE 1965). Leur rattachement taxonomique demeure incertain. Largeur de la plaque: 14 cm. Échantillon de la collection Jaccard, Musée d'histoire naturelle de Neuchâtel. Photo S. Lutz, 2020.

De manière schématique, la partie supérieure de la Formation du Locle, telle que définie ici, débute par des niveaux marno-crayeux à lignite («complexe marnotourbeux» de KÜBLER 1962a), surmontés de niveaux plus crayeux et moins ligniteux à débris végétaux («couches à feuilles» de JACCARD 1869; fig. 22) et petits gastéropodes (*Kadolksya panicum* (NEUMAYR 1869), *Gyraulus kleini* (GOTTSCHICK & WENZ 1916), *Galba jaccardi* (MAILLARD 1892)). Une récurrence marno-crayeuse à lignite («complexe des charbons feuilletés» de KÜBLER 1962a), qui se distingue toutefois par la quasi absence des gastéropodes, constitue le principal faciès de l'«Oeningien supérieur», dont la délimitation verticale diffère toutefois sensiblement d'un auteur à l'autre. Le faciès particulier des «marnes à ossements» de la Chaux-de-Fonds se place sans doute également dans cette partie supérieure de la Formation du Locle.

À l'est du Locle, sur les hauts du quartier du Verger (coord. 2548.680/1213.100), la partie sommitale de la Formation du Locle contient 18 couches de lignite brun-



Fig. 23: Marne et lignite de la partie supérieure de la Formation du Locle, avec un pli-faille à vergence nord-est dans le talus nord de la route nationale N20 au Crêt-du-Locle (coord. 2549.930/1213.855). La hauteur de la vue est d'environ 3 m. Photo E. Stutz, 2004.

noir d'âge serravallien (MN7+8; MOJON et al. 2018). Le site de la Combe du Stand (KÄLIN et al. 2001) représente un bon exemple des complications tectoniques pouvant affecter le synclinal du Locle. Les données micropaléontologiques permettent une corrélation avec les dépôts de l'OSM du nord du Jura (MOJON et al. 2018).

Les nombreuses découvertes de feuilles (fig. 22) et autres végétaux fossiles, de grands mammifères et d'une riche faune aquatique de poissons et tortues d'eau douce, ainsi que la lithologie associant marne, argile et lignite permettent de bien documenter des milieux lacustres et terrestres (HEER 1856a, b, HEER 1855–1859, JACCARD 1856, 1858a, 1859, 1869, 1888, HANTKE 1965). Ces données paléontologiques anciennes sont reprises et réactualisées dans des travaux plus récents basés essentiellement sur la biostratigraphie des micromammifères et des charophytes (BERGER 1992, KÄLIN et al. 2001, GAUDANT 2003, MOJON et al. 2018).

Des affleurements frais d'OSM ont pu être observés ces dernières années dans des fouilles de la route nationale N20 au Crêt-du-Locle (fig. 23, coord. 2549.930/

1213.855), ainsi qu'aux Saignoles dans les excavations d'un site industriel (colline de la Jaluse, coord. 2547.245/1211.130). Tous ces sites montrent une forte déformation de l'OSM par le poids ou l'action dynamique des glaciers. Au Crêt-du-Loche, cette déformation semble indiquer un flux de glace dans l'axe de la vallée. L'irrégularité des plis, failles et chevauchements permet d'exclure une déformation néotectonique.

b Brèche tectonique

Les grands accidents tectoniques (chevauchements, failles décrochantes) ne se limitent souvent pas à un unique plan de faille, mais sont représentés par une ou plusieurs zones dans lesquelles la déformation est concentrée. Souvent mal affleurantes, ces zones fortement plissées et/ou broyées sont généralement reportées sur la carte sous forme de ligne, leur épaisseur ne dépassant pas quelques mètres. Localement, des zones broyées plus épaisses, affectant plusieurs unités lithostratigraphiques ne pouvant pas être délimitées individuellement, ont dû être reportées sur la carte comme brèche tectonique indifférenciée (au sens d'une unité cartographique de nature tectono-pétrographique).

Dans le périmètre de la feuille Le Loche, des brèches tectoniques sont connues de longue date dans le secteur du Col des Roches, au niveau de l'accident transverse Les Brenets-Les Comboles et le long du chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel: «Brèche tertiaire énigmatique aux Brenets» (SCHARDT 1902), «Zones et Brèches de dislocation (blocage)» (ROLLIER 1912, p.28), «blocage» (FAVRE et al. 1937, p.8). Seules les brèches tectoniques particulièrement développées entre les Brenets, Cernil Briot et le Bois du Dal ont été reportées sur la carte. Les éléments constitutifs sont généralement assez petits. Parmi les fragments reconnaissables, les calcaires du Malm (Formations de Reuchenette et du Twannbach) prédominent très nettement, avec également quelques éléments provenant du Crétacé et de la Marne rouge de l'OMM lorsque la zone de faille recoupe ces unités. À la Galandru (coord.2547.945/1215.820), le chevauchement dédoublé de l'anticlinal de Pouillerel est matérialisé par 1-2 m de brèche tectonique surmontant une zone fortement plissée au sein de la Formation du Twannbach (fig. 42).

QUATERNAIRE

Les formations quaternaires cartographiées ont été identifiées et délimitées en prenant en compte de nombreuses publications et rapports inédits (dont environ 200 logs de forages), le modèle numérique de terrain (MNT du Système d'informa-

tion du territoire neuchâtelais, avec une précision de 20 cm; www.sitn.ch) et environ 250 observations de terrain (géomorphologie, affleurements, fouilles et terrassements). Les cartes existantes (ROLLIER & FAVRE 1910, FALLOT & PERRODON 1968, LAGIÉ & NAGEL 2008) ont été reprises et actualisées ou réinterprétées lorsque cela s'est avéré nécessaire. La vallée du Locle est de loin la mieux documentée avec la grande majorité des forages examinés. Pour les autres régions, très peu de données étaient disponibles, notamment pour le secteur des Brenets et la partie française de la carte. Aucun sondage de reconnaissance supplémentaire n'a été effectué dans le cadre de l'élaboration de la feuille Le Locle.

Les dépôts quaternaires n'affleurant pas ont été repérés d'abord sur le MNT, puis par une observation sur le terrain. Hors des vallées, les dépôts masquant la roche calcaire ont été cartographiés sous forme de placage morainique lorsque le contexte le permettait (épaisseur suffisante, aspect géomorphologique, altitude) ou en limon d'altération/colluvion (faible épaisseur, dépôt de creux ou de pied de pente). Dans les combes marneuses, la distinction des placages morainiques est particulièrement difficile. Il en va de même dans la vallée du Locle où le substratum molassique très hétérogène a donné lieu à de nombreuses instabilités de terrain (voir p. 101). Avec ses lithologies essentiellement marneuses et crayeuses, ce secteur est de plus affecté par une érosion relativement rapide et intense. Le levé cartographique des dépôts superficiels y est donc considérablement compliqué et la grande diversité des dépôts n'a pu y être représentée que de manière simplifiée à l'échelle du 1:25 000.

Dans la vallée des Ponts, un compromis avec les feuilles adjacentes Travers (PASQUIER & BURKHARD 2013), vers le sud-ouest, et Val de Ruz (BOURQUIN et al. 1968), vers le nord-est, a dû être trouvé pour:

- La transition entre les dépôts glaciolacustres dans le lit du Grand Bied (q_{slr}) et la moraine remaniée de la gravière de Plamboz (q_{mrr}).
- La continuité des sols tourbeux (feuille Travers) et des tourbes (feuille Val de Ruz) de faible épaisseur, mais en conservant la terminologie de la feuille Travers.
- La bande de limon d'altération q_l à la Plature (vraisemblablement plutôt de la moraine jurassienne q_{mj}).
- Les bandes de moraine (till) de part et d'autre de la vallée, qui se raccordent à celles des autres feuilles et sont probablement mal délimitées sur la feuille Val de Ruz. Sur la feuille Travers, elles sont attribuées au Dernier Maximum glaciaire (LGM) et sur la feuille Val de Ruz à une glaciation plus ancienne (originellement attribuée au «Riss»). Une attribution au LGM semble plus vraisemblable d'après les observations effectuées dans le périmètre de la feuille Le Locle.

Chronostratigraphie	Glaciostratigraphie	Feuille Le Locle	Palynostratigraphie	Années BP [ka]	Stades isotopiques	Autres nomenclatures			
Holocène	Subatlantique	Subboréal	2,8	OIS-1	Postglaciaire	Würm IV	Würm III	Würm	Oberes Würm
			5,5						
			9,0						
			10,2						
			11,7						
			13,0						
	post-LGM	Tardiglaciaire	15,0	OIS-2	Belling-Allerød	Würm II	Würm 2/3	Mittleres Würm	
			18,0						
			30						
			60						
			70						
			126						
Dernier Maximum glaciaire (LGM)	Dernière Période glaciaire (Birrfeld)	185	OIS-3	Dernier Inter-glaciaire (Gondiswil = Eem)	Würm I	Würm 1/2	Unteres Würm		
		>300							
Pléistocène tardif	Dernier Inter-glaciaire (Gondiswil = Eem)	Avant-dernière Période glaciaire (Beringen)		OIS-4	Riss/Würm	Riss			
Pléistocène moyen	«Most Extensive Glaciation» (Möhrn)								
Pléistocène									

Pléistocène

Dans la chaîne du Jura et sur les plateaux la bordant vers l'ouest, deux épisodes glaciaires principaux ont classiquement été distingués. Le plus récent – et le plus visible aujourd'hui encore – se rapporte à la Dernière Période glaciaire (Pléistocène tardif; fig. 24) pendant laquelle la calotte jurassienne a tout juste atteint le Doubs dans la région des Brenets et de Morteau (ARN & CAMPY 1990, BICHET & CAMPY 2008, SCHLÜCHTER 2009) pour former le «complexe des moraines internes» («Würm» des auteurs). Au moins une phase d'englacement plus ancienne et plus étendue l'a précédée, comme en témoigne le «complexe des moraines externes» («Riss» des auteurs) reconnu notamment à la hauteur d'Ornans et de Salins (BICHET & CAMPY 2008), mais également des vestiges de moraine de fond ancienne plus ou moins altérée. Les éléments d'origine alpine (blocs erratiques et galets de quartzite surtout) présents dans le secteur étudié, au-delà de la crête principale du Jura, auraient été disséminés par une ou plusieurs phases de très grande extension des glaces alpines, avant d'être remaniés puis mêlés aux dépôts du Dernier Maximum glaciaire («Last Glacial Maximum», LGM).

D'après les rares datations disponibles (GRAF et al. 2015; voir aussi synthèse de PREUSSER et al. 2011), l'extension maximale des glaces semble correspondre à l'Avant-dernière Période glaciaire (Période glaciaire de Beringen), plutôt qu'à la «Most Extensive Glaciation» (Période glaciaire de Möhlin). Il ne peut pas non plus être totalement exclu que quelques-uns de ces dépôts se rapportent à une phase précoce de la Dernière Période glaciaire (Période glaciaire du Birrfeld). C'est pourquoi les dépôts glaciaires plus anciens que le Dernier Maximum glaciaire seront désignés ci-après comme moraines (tills) pré-LGM (fig. 24).

Pléistocène moyen

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, les éléments antérieurs au LGM sont peu nombreux et diffus. Du fait de leur faible épaisseur, de leur extension restreinte et de leur co-occurrence avec d'autres dépôts plus jeunes qui les recouvrent ou les remanient, ils n'ont pas pu être reportés séparément sur la carte. Les rares vestiges consistent le plus souvent en moraine (till) de fond plus ou moins altérée, en blocs erratiques et autres éléments alpins (galets de quartzite surtout) remaniés puis mêlés aux dépôts du Dernier Maximum glaciaire du Pléistocène tardif.

Fig. 24: Chronologie glaciaire, palynologique et isotopique (OIS = Oxygen Istotope Stage) du Quaternaire, avec la nomenclature adoptée pour la feuille Le Locle mise en regard des principaux termes encore utilisés.

Moraine (till) de fond alpine pré-LGM

Les anciens auteurs mentionnent une moraine de fond «rissienne» sous les dépôts morainiques du Dernier Maximum glaciaire. La présence de tels dépôts n'a pas pu être clairement établie sur le territoire de la feuille Le Locle, bien qu'elle puisse exister effectivement sous la moraine de fond du LGM.

Un peu à l'est du périmètre de la feuille, une fouille pour un bâtiment aux Chéseaux (La Sagne, coord. approx. 2551.790/1210.290) a mis au jour une moraine de fond attribuée au «Riss» (BOURQUIN et al. 1968). Non altérée, elle est constituée de limons argileux un peu sableux, beige ocre et très compacts, avec graviers calcaires épars (oxydés en surface) assez anguleux et quelques galets très arrondis de quartzite. Cette signature en quartzite est très importante pour la compréhension régionale. Elle explique en effet l'origine de ce type de galets retrouvés, par remaniement, dans les dépôts morainiques du Dernier Maximum glaciaire (LGM) comme l'ont déjà affirmé plusieurs auteurs auparavant (JACCARD 1892, FAVRE 1911, JEANNET 1925).

Une moraine de fond pré-LGM recouvre très vraisemblablement le substratum rocheux de la vallée des Ponts (fig. 33; voir également PASQUIER et al. 2013). Dans le périmètre de la feuille Le Locle, elle est masquée par des dépôts plus récents. Seule une fouille pour un bâtiment à Petit-Martel 13 (coord. 2547.785/1206.600) a permis d'observer, plaqués sur la Molasse marine supérieure, 40 cm de limons sableux un peu argileux ocres à blocs de grès anguleux, galets très roulés de quartzite et galets encrustés plus ou moins bien roulés de calcaires du Malm, témoignant d'une moraine de fond pré-LGM très délavée.

Dans la partie orientale de la vallée de la Brévine, la moraine argileuse est très épaisse (env. 7,5 m d'après les sondages du Cachot et de la Chaux-du-Milieu). La présence d'une moraine de fond pré-LGM basale pourrait expliquer cette épaisseur très importante, mais les descriptions des logs de forage disponibles ne sont pas assez précises pour le certifier.

Aux Saignoles (colline de la Jaluse, coord. 2547.370/1211.150) sur le versant méridional de la vallée du Locle, des terrassements récents pour une usine ont montré, sous une moraine locale de retrait, une importante épaisseur de limons argileux gris et ocres probablement d'âge pré-LGM (fig. 25).

Aux Bassots (France, juste en dehors du périmètre de la carte; coord. 2541.950/1211.880), un sondage (S1) en bordure de la route départementale D461 a recoupé des argiles ocres brunâtres à beiges avec des cailloutis et cailloux calcaires gris micritiques, qui peuvent être attribuées à une moraine de fond pré-LGM.

Entre les Jeanteys et le Pissoux (France; coord. 2545.850/1216.400), un lambeau de moraine de fond pré-LGM altérée a été observé. Il s'agit de limon argileux un peu sableux de couleur ocre à rares galets de quartzite et blocs de gneiss. D'autres vestiges altérés existent vraisemblablement du côté français, mais n'ont pas fait l'objet d'un relevé systématique.



Fig. 25: Coupe SW-NE aux Saignoles (colline de la Jaluse, coord.2547.370/1211.150) d'une moraine locale de retrait coiffant un dépôt épais et plus fin de moraine de fond (tiers inférieur du talus) vraisemblablement pré-LGM. Hauteur du talus: environ 5 m. Photo S. Gogniat, 2018.

Galets et blocs erratiques alpins, polis glaciaires

Dans l'emprise de la carte, les blocs erratiques alpins dépassant 30 cm de diamètre sont peu nombreux et représentent assez souvent les seules reliques de dépôts morainiques dont le matériel plus fin a été emporté par l'érosion (JACCARD 1869 et 1892, FAVRE 1911). Généralement rattachés au «Riss», avec possible remaniement par les glaces locales au LGM, ils témoignent d'au moins une glaciation plus ancienne que le Pléistocène tardif (fig. 24). Un apport par une invasion de certaines vallées par le glacier du Valais («glacier du Rhône») lors du LGM ne peut toutefois pas être exclu, en particulier pour les blocs erratiques de la vallée des Ponts. Les matériaux des anciennes glaciations sont très souvent fortement altérés, avec une dominance de blocs de quartzite clair bien arrondis.

VUILLE (1963) et PORTMANN (1974) ont étudié quantitativement (nombre de galets au km²) la répartition du matériel «rissien» pour la région des Montagnes neuchâtelaises. Dans le périmètre de la feuille Le Locle, cette invasion glaciaire déborde la crête du Som Martel et est globalement orientée SE-NW. Dans la partie terminale nord-orientale de la vallée de la Brévine, deux gisements importants de matériel erratique (100-500 galets/km²) sont identifiés.

FAVRE (1911) mentionne également de petits blocs erratiques (schiste chloriteux, gneiss et quartzite), mais de tels blocs n'ont été que rarement retrouvés en dehors de la zone des dépôts morainiques plus récents du Pléistocène tardif.

Dans le bassin du Locle, la plupart des blocs erratiques ont été déplacés par les activités humaines. Le plus volumineux, un bloc de Granite du Mont-Blanc d'environ 1 m³ trouvé en haut du Chemin Blanc (flanc nord-ouest de la colline de

la Jaluse) avait été déplacé à la «place du collègue» (JACCARD 1868, 1892, FAVRE 1911). Un bloc de 35 cm aux Roches-Houriet (coord. 2545.295/1210.825/1005) semble être en place (comm. pers. O. Orlandini) et un bloc déplacé de manière naturelle par gravité ou transport local des glaciers jurassiens a pu être identifié au Gradoz dessous du côté français (en dehors du périmètre de la carte, coord. 2542.030/1210.665/1000). Le bloc du Gradoz dessous mesure plus d'un mètre de diamètre, c'est un gneiss à séricite de couleur vert clair.

Plusieurs blocs erratiques ont été signalés dans le secteur du Petit Calirou, dont un seul (coord. 2545.445/1208.850/1120; environ 500 dm³) semble en place, les autres se trouvant dans les murets des pâturages des environs.

En bordure de la route cantonale au nord de la Porte-des-Chaux (vallée de la Brévine, au lieudit La Suissette, coord. approx. 2544.400/1208.600), ROLLIER (1912) signale un poli glaciaire sur le Malm, dont les stries sont orientées vers le nord-ouest, une direction qui semble incompatible avec l'écoulement de la calotte jurassienne lors de la Dernière Période glaciaire et donc à rattacher plus vraisemblablement à une glaciation pré-LGM.

Dans la vallée des Ponts, deux blocs de schiste vert ont été signalés au nord de Petit-Martel (coord. 2547.840/1206.970 et 2548.430/1207.325), à des altitudes de 1045 m et 1080 m respectivement (GRÜNIG 2012). Avec un bloc à la Plature (coord. 2549.915/1206.770/1099) et le bloc «Le Grison» au nord-est de la Sagne (coord. 2554.465/1212.790; daté par ¹⁰Be à 22,6 ± 1,7 ka BP d'après GRAF et al. 2015), ils pourraient aussi être interprétés comme témoins d'une possible invasion du glacier du Valais dans la vallée des Ponts au LGM. En effet, ces altitudes sont compatibles avec celle de la langue du glacier du Valais pénétrant au LGM dans les gorges de l'Areuse et le Val-de-Travers à la hauteur de Noiraigue.

Quelques rares blocs erratiques sont connus outre-Doubs, juste en dehors du périmètre de la feuille Le Locle et légèrement au-delà de l'extension des glaces au LGM. Deux d'entre eux sont répertoriés comme géotopes du département du Doubs à Villebasse et à Montflovain (France; coord. 2549.760/1220.110, resp. 2524.520/1204.505; BICHET et al. 2014). Plusieurs autres blocs ont également été signalés de part et d'autre du Doubs en direction de Biaufond (JACCARD 1869, 1892, BOURQUIN et al. 1946).

Éléments de datation et histoire glaciaire pré-LGM

L'histoire glaciaire pré-LGM dans la chaîne du Jura demeure encore mal contrainte, de sorte que l'extension relative des multiples périodes glaciaires du Pléistocène moyen, telles que connues notamment au nord-ouest de la Suisse (PREUSSER et al. 2011), ne peut pas être établie dans le secteur de la feuille Le Locle et ses alentours. En l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'attribuer de manière univoque les dépôts pré-LGM à l'Avant-dernière Période glaciaire et/ou à une autre période glaciaire (fig. 24; GRAF et al. 2007, 2015).

Pendant (ou peut-être déjà antérieurement) à l'Avant-dernière Période glaciaire, survenue entre 185 et 128 ka BP (stade isotopique OIS-6 selon GRAF et al. 2007, Glaciation de Beringen selon PREUSSER et al. 2011, autrefois généralement assimilée au «Riss»; fig. 24), les glaces alpines ont largement envahi le Jura jusqu'à une altitude maximale de 1300–1400 m (BENOÎT 1876, NUSSBAUM & GYGAX 1935, PASQUIER et al. 2013, AUFRANC et al. 2017). La glace devait donc recouvrir l'ensemble du territoire de la feuille Le Locle et s'étendait vers le nord au-delà du Doubs jusqu'à Maïche (France) (FREI 1912, FAVRE 1924, NUSSBAUM & GYGAX 1935), avec également un lobe bien développé atteignant Ornans (CAMPY 1982, BICHET & CAMPY 2008).

Des études récentes suggèrent qu'une glaciation locale plus récente, survenue vers 60–70 ka BP (stade isotopique OIS-4; GRAF et al. 2015, BICHET et al. 2016, DEÁK et al. 2019) et dont on ne connaît quasiment rien dans le Jura, aurait également pu se produire avant le Dernier Maximum glaciaire (LGM). D'une part, à Arçon (France, vallée du Doubs, hors feuille), un niveau limno-palustre intercalé entre deux unités proglaciaires a été daté par ^{14}C entre environ 45–49 et plus de 51 ka cal. BP (stade isotopique OIS-3, BICHET et al. 2016). L'absence de dépôts éémien et d'autres considérations plus générales ont amené ces auteurs à l'hypothèse que les graviers proglaciaires sous les dépôts datés résulteraient d'un englacement plus récent que l'Avant-dernière Période glaciaire. D'autre part, dans la grotte de Cotencher située dans les gorges de l'Areuse (feuille Neuchâtel), de nouvelles études interdisciplinaires du remplissage sédimentaire permettent aussi de supposer un englacement local plus ancien que le LGM à env. 70 ka BP selon des datations OSL (DEÁK et al. 2019). Un englacement vers 60–70 ka BP est aussi clairement marqué dans le bassin genevois selon WILDI et al. (2017).

Pléistocène tardif

Les dépôts attribués au Pléistocène tardif comprennent le matériel morainique du Dernier Maximum glaciaire (LGM) et des phases de retrait subséquentes, soit le Pléniglaciaire supérieur et le Tardiglaciaire (fig. 24). Les dépôts postglaciaires quant à eux sont décrits dans le chapitre Holocène, même si la genèse de certains d'entre eux peut en réalité avoir débuté déjà au Pléistocène.

Lors du LGM, la glace remplissait les vallées des Ponts et de la Brévine et débordait également vers les vallées du Doubs et du Locle. Lors de la phase de retrait post-LGM, les glaces se sont retirées sur les sommets avoisinants, la vallée de la Brévine ayant toutefois conservé un peu plus longtemps un glacier résiduel (fig. 31). Dans les vallées des Ponts et de la Brévine, les dépôts morainiques ont été remaniés de manière plus ou moins importante pendant et après la déglaciation et seront décrits dans la suite comme moraine (till) jurassienne remaniée, même si localement ils pourraient tout aussi bien être qualifiés de dépôts fluvioglaciaires.

q_{m,j} Moraine (till) jurassienne

Plusieurs faciès de dépôts morainiques locaux ont été observés: moraine de fond (dont la «moraine molassique»), moraine de retrait (ou d'ablation), moraine remaniée (aux alentours de la gravière de Plamboz dans la vallée des Ponts, ainsi que dans la vallée de la Brévine dans le secteur de la Porte-des-Chaux). La moraine de fond et celle de retrait n'ont pas été distinguées l'une de l'autre sur la carte.

Moraine de fond

La moraine de fond correspond généralement à des limons plus ou moins argileux et parfois sableux, gris ou beige-jaune, très compacts et plus ou moins riches en graviers calcaires anguleux ou émoussés à rarement arrondis arrachés au soubassement rocheux régional. De rares éléments alpins remaniés de dépôts glaciaires antérieurs peuvent s'y rencontrer. La moraine de fond a été observée directement sur le terrain ou reportée à partir de descriptions de sondages dans les localités suivantes:

- Aux Brenets et aux Bassots.
- À la base du remplissage de la terminaison sud-occidentale de la vallée du Locle (SCHOELLAMMER 1997, BRECHBÜHLER et al. 2009, forages LLC1 et SL01 sur la fig. 34).
- Au Crêt-du-Locele et sur le versant méridional de la vallée du Locle, possiblement enrichie en éléments remaniés du substratum molassique et devenant alors une moraine dite «molassique» de couleur plutôt claire (beige crème, gris clair) souvent argileuse et plastique. Dans ces zones, la répartition et l'épaisseur des dépôts morainiques de fond ou de retrait est très variable à cause d'un substratum molassique souvent redressé et fortement hétérogène.
- Dans la vallée de la Brévine, avec localement une couleur plus claire (gravière au sud des Basbelins, fig. 26) ou une forte épaisseur (Le Cachot, La Porte-des-Chaux). Des placages de versant sous la moraine de retrait ont été observés aux Calame (fig. 28). Aux Gillottes, une petite fouille indiquait une moraine de fond et à la Clef-d'Or existe une butte morainique orientée dans l'axe de la vallée avec une doline sommitale.
- Dans la vallée des Ponts (fig. 33; Les Coeudres; Miéville, en dehors du périmètre de la carte).

Moraine de retrait (ou d'ablation)

La moraine de retrait (ou d'ablation) correspond généralement à des graviers limoneux plus ou moins sableux, anguleux ou émoussés, rarement arrondis, d'origine essentiellement locale. La part d'éléments alpins y est généralement faible et ceux-ci sont souvent de petite taille (schiste vert, gneiss, quartzite) et proviennent d'un remaniement de matériel morainique pré-LGM. La matrice est en général beige-jaune et plus ou moins compacte.



Fig. 26: Moraine de fond locale au sud des Basbelins (vallée de la Brévine, coord. 2540.395/1206.420): limon beige clair très compact, moyennement riche en graviers jurassiens anguleux, émoussés et arrondis (beige-gris du Malm et jaune du Dogger), d'un diamètre de 1 mm à 10 cm, avec quelques très rares galets alpins de petite taille (granites). Le marteau mesurant 28,5 cm donne l'échelle. Photo S. Gogniat, 2016.

La répartition de ce type de dépôts se concentre dans les axes supposés d'avancée et de retrait des glaces (Les Basbelins dans la vallée de la Brévine, versant méridional de la vallée du Locle, Les Brenets). Des galets de quartzite sont présents dans ce type de dépôts sur le versant méridional de la vallée du Locle (Les Varodes-Le Piano, Les Saignoles-La Jaluse, Les Replattes, Aux Crêtêts-Le Voisinage, Montperreux) et dans la vallée des Ponts (Les Coeudres et Petit-Martel, ainsi que Les Petits-Ponts en dehors du périmètre de la carte).

La moraine de retrait a été observée directement sur le terrain ou mentionnée dans des descriptions de sondages dans les localités suivantes:

- Dans la vallée du Doubs aux Bassots (France; déjà signalée par DELEBECQUE 1907) et au Col France (France), ainsi qu'aux Brenets où elle est parfois un peu argileuse.
- Dans la vallée du Locle et sur ses versants: Les Tartels, Le Crêt-du-Locele, Les Varodes-Le Piano, Les Saignoles-La Jaluse avec une épaisseur pouvant atteindre plusieurs mètres (fig. 25), Les Replattes avec une part assez importante d'éléments alpins, Aux Crêtêts, Montperreux (fig. 27).
- Dans la vallée de la Brévine: combe des Roussottes, Le Gardot, Les Basbelins où la matrice est parfois plus claire (fig. 27), au-dessus du village du Cerneux-Péquignot, Le Cachot, Vers-Chez-les-Combes, Le Tacon, La Porte-des-Chaux avec un petit replat pouvant correspondre à une terrasse de kame lors d'un stade ultime de retrait, Les Calame (fig. 28).



Fig. 27: Aspect de terrain de la moraine jurassienne. À gauche: détail d'un affleurement à Mont-perreux (coord. 2549.200/1212.525), avec env. 20 cm (visibles) de moraine locale à graviers jurassiens pris dans une matrice limoneuse beige, reposant sur une mince couche de moraine de fond (20 cm de limons argileux beige ocre/orange), elle-même posée sur les marnes gris-beige, à débris coquillers de l'OSM. L'épaisseur totale de la moraine peut être estimée à 3 m environ. À droite: moraine de retrait à l'ouest des Basbelins (coord. 2540.050/1206.625): moraine locale limoneuse, un peu argileuse, beige à beige crème, très riche en graviers et blocs jurassiens d'un diamètre de 1 mm à 30 cm (moyenne 3–5 cm). Le marteau mesurant 28,5 cm donne l'échelle. Photos S. Gogniat, 2018 et 2016.

Vallums morainiques

Sur le territoire de la feuille Le Locle, les formes en vallum ne sont pas évidentes en général et leur faciès ne se distingue pas particulièrement de celui des moraines de retrait. Ces vallums présentent un relief émoussé souvent peu marqué, en buttes plus ou moins allongées. Les plus remarquables se situent vers l'altitude de 1120–1135 m: Le Cheminot (France, juste en dehors du périmètre de la carte et



Fig. 28: Moraine locale de retrait d'épaisseur irrégulière (limon beige à blocs et graviers anguleux du Malm essentiellement) sur une moraine locale de fond (limon argileux beige-jaune à blocs et graviers jurassiens) dans une fouille aux Calame (coord. 2545.960/1207.660), au nord-est de la vallée de la Brévine. Hauteur du talus: environ 1,5 m. Photo S. Gogniat, 2013.

le plus apparent avec un double système de vallums; coord. 2539.000/1208.400; fig. 29), Le Cerneux-Péquignot (coord. 2541.030/1207.725), Le Chauffaud (France; coord. 2544.150/1210.730), Haut du Quartier (coord. 2546.790/1209.130), Le Crozot (coord. 2546.225/1209.580). Ils marquent un probable stade de retrait post-LGM avec un écoulement des glaces de la Brévine vers la France et le Locle souligné par ces moraines latéro-frontales (fig. 31).

Le vallum perché des Tartels à 1004 m d'altitude sur le versant septentrional de la vallée du Locle (coord. 2545.975/1212.520) et les vallums de la Cornée à 1170–1190 m d'altitude sur le versant sud-oriental de la vallée de la Brévine (coord. 2545.355/1206.700) sont compatibles avec ce schéma d'extension des glaces.

Dans la vallée des Ponts à Petit-Martel (coord. 2548.000/1206.460), de petites buttes de diverses orientations et hautes de 1 m bordent le replat graveleux au pied du versant nord-occidental et sont composées de graviers jurassiens anguleux à bien émoussés (Malm essentiellement et un peu de Crétacé) avec quelques galets de quartzite dans une matrice sablo-limoneuse beige jaunâtre. Ces vallums pourraient être en relation avec la calotte glaciaire supposée du Som Martel (fig. 31).

Le cas de la «moraine frontale du Crozot»

Les dépôts morainiques de la région comprise entre le Crozot et le Haut-du-Quartier à 2 km au sud-ouest du Locle sont décrits par FAVRE (1911) comme étant les plus importants de la région, formant une série de collines s'étendant du nord-est au sud-ouest sur 1,5 km, avec une largeur de 300 m et une hauteur de 30 m. Cet

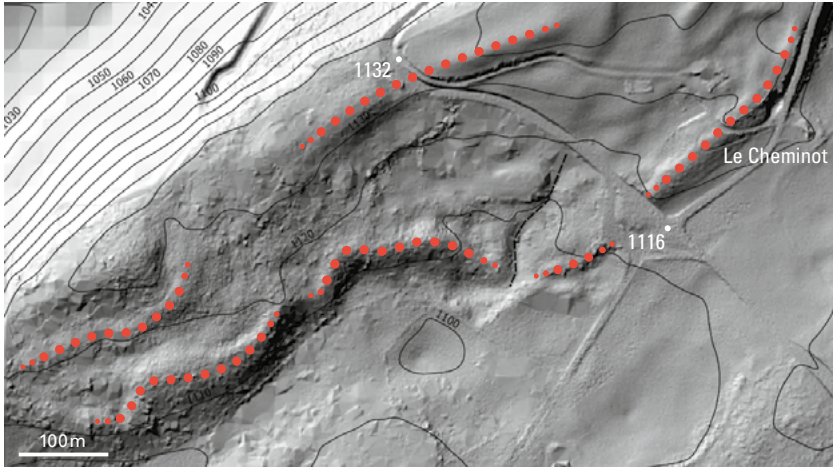


Fig. 29: Le double train de vallums morainiques (points rouges) visible sur le MNT au Cheminot (France, en bordure occidentale de la feuille Le Locle) témoigne de deux phases de stagnation rapprochées au cours du retrait tardiglaciaire.

auteur y a trouvé des galets jurassiens provenant essentiellement du Malm, des galets alpins de gneiss et de schiste chloriteux, quelques-uns de calcaire noir et surtout de quartzite, ainsi que des galets siliceux fossilifères issus selon lui de l'OSM du Locle. Il interprète par conséquent ces dépôts comme une moraine frontale du glacier de Pouillerel remplissant la vallée du Locle et débordant au Crozot. AUBERT (1965) réfute cette interprétation en faisant dériver les galets siliceux fossilifères de l'OSM de la vallée de la Brévine (préservée aujourd'hui uniquement autour du lac des Taillères; PASQUIER et al. 2013), ces éléments étant selon lui également présents dans le matériel morainique du Cerneux-Péquignot. Les dépôts morainiques seraient donc dus à un stade de retrait de la calotte de la vallée de la Brévine (fig. 31). Ils sont toutefois bien moins importants et continus que sur la carte de ROLLIER & FAVRE (1910) et ceux qui devraient être d'origine proglaciaire d'après FAVRE (1911) font défaut au sud-ouest de la colline du Crozot. Par ailleurs, la nappe de graviers fluvioglaciaires cartographiée par ROLLIER & FAVRE (1910) n'est en réalité que peu étendue et correspond pour sa plus grande partie à du matériel morainique peu épais, plus ou moins remanié (voir ci-dessous). Ces reliefs, bien que localement recouverts de moraine, correspondent à la topographie du substratum rocheux (série de petits anticlinaux du Bois du Creux, du Grand Calirou, de la Combe Jeanneret et des Jean d'Hotaux se relayant du sud-ouest au nord-est).



Fig. 30: Vue du rebord septentrional de la gravière de Plamboz (vallée des Ponts, coord. 2549.530/1207.275): moraine (till) jurassienne remaniée constituée essentiellement de graviers calcaires anguleux à émoussés, avec un peu de sable et de limon, ainsi que quelques blocs de calcaire et de rares galets de quartzite. Ces dépôts sont recouverts d'une épaisseur variable (50 à 100 cm) de sols tourbeux. Photo S. Gogniat, 2016.

q_{mrp} Moraine (till) jurassienne, remaniée (vallée des Ponts)

Dans l'ancienne gravière de Plamboz (fig. 30 et 33, coord. 2549.530/1207.275), on peut observer des graviers essentiellement calcaires anguleux et émoussés, des blocs calcaires anguleux et des galets de quartzite très roulés pris dans une masse sablo-limoneuse plus ou moins argileuse. Ces dépôts ont une structure en pseudo-chenaux peu marqués, à granulométrie grossière ou fine (argileuse), orientés approximativement dans l'axe de la vallée, dont la base entaille le toit d'une moraine locale plus fine et compacte. Il s'agit vraisemblablement d'une moraine de fond locale et/ou intraglaciaire remaniée au Tardiglaciaire (remaniement sous-lacustre et/ou dénoyé). Des écoulements subhypodermiques encore actuels ont été mis en évidence entre Miéville, Les Coeudres et le secteur de la gravière de Plamboz (HYDROGEOS 2012) et sont même observables en surface lors des périodes de crue. A l'aval de la gravière, ils marquent le thalweg de petits paléosillons en tresse. Les relations géométriques et chronologiques entre la moraine remaniée et les dépôts glacio-lacustres (q_{slr}) situés plus en aval dans la vallée des Ponts demeurent peu claires.

q_{mrB} Moraine (till) jurassienne, remaniée (vallée de la Brévine)

La carte de ROLLIER & FAVRE (1910) indique un épandage fluvioglaciaire à la terminaison nord-orientale de la vallée de la Brévine entre la Chaux-du-Milieu et le Haut-du-Quartier, dont l'âge serait plus jeune que la moraine jurassienne (ROLLIER 1912, p. 120). Ce matériel a été décrit par FAVRE (1911, p. 425) dans une gravière située au débouché de la route cantonale Les Queues-La Clef d'Or dans la vallée, comme «des alluvions glaciaires jurassiennes, alternances de lits de sable et de lits de galets, où [...] les éléments du Malm supérieur prédominent; mais les éléments valanginiens et hauteriviens, les fossiles hauteriviens et les débris de Molasse marine sont assez abondants». Cet auteur suppose que ce dépôt recouvre tout le fond de la vallée. ROLLIER (1912) précise avoir observé en 1903 dans ce même dépôt (dans la ballastière de la Porte-des-Chaux), des fossiles hauteriviens remaniés.

L'examen détaillé du MNT et de la topographie, de même que les investigations sur le terrain, n'ont pas permis de localiser la gravière en question, aujourd'hui remblayée. Toutefois, d'après des sondages directs (fouilles) et indirects (géophysique) réalisés dans ce secteur (THIERRIN 1987), elle devait en effet se situer en bordure de la route cantonale, son extension étant toutefois très limitée (quelques centaines de m²). Ces études permettent d'exclure que ce dépôt fluvioglaciaire recouvre tout le fond de la vallée, comme indiqué sur la carte de ROLLIER & FAVRE (1910).

Ces dépôts de la terminaison nord-orientale de la vallée de la Brévine ont été interprétés ici comme un placage morainique jurassien (q_{mj}) peu épais, localement remanié entre la Porte-des-Chaux et la Chaux-du-Milieu et plus en aval.

q_{slr} Limon et argile glaciolacustres (vallée des Ponts)

Sur le territoire de la feuille Le Locle, ces dépôts n'affleurent que dans la vallée des Ponts, où leur épaisseur n'est pas connue précisément, mais augmente en direction du centre de la vallée (fig. 33). Ils sont dégagés de leur couverture récente dans le lit du Grand Bied, en aval de la gravière de Plamboz.

Aux Marais Rouges tout au nord de la feuille Travers, un talus de plusieurs mètres montre des limons ou marnes argilo-silteuses foncées gris bleuté à jaunâtre et très ferrugineuses au sommet avec des dropstones de calcaires du Juras-

Fig. 31: Essai de reconstitution de l'englacement du secteur de la feuille Le Locle peu après le LGM, basé sur plusieurs vallums morainiques situés aux alentours de 1120–1135 m d'altitude (Le Cheminot, Le Cerneux-Péquignot, Le Chauffaud, Haut du Quartier, Le Crozot), marquant l'extension du glacier de la Brévine (terminaison nord-orientale de la calotte jurassienne). Plusieurs petites calottes devaient encore recouvrir les massifs les plus élevés (Pouillerel, Mont Racine-Grande Coeurie, Grand Som Martel, Le Communal de la Sagne et Les Roussottes), tandis que les eaux de fonte s'accumulaient localement dans le fond des vallées des Ponts et du Locle. Les débordements glaciaires dans la vallée du Doubs, construits sur la base du MNT et de considérations altitudinales, sont attestés par des dépôts morainiques aux Brenets, aux Bassots et au sud-ouest de Montlebon.

sique-Crétacé, le niveau supérieur – rapporté au Bølling – présentant également un paléosol à traces fossiles de racines (MOJON et al. 2015).

En dehors du périmètre de la carte, à l'est des Marais Rouges, le lit du Grand Bied («Bied aux Bandes», coord. 2547.655/1205.505) présente des limons sableux gris en plaquettes subhorizontales du Dryas ancien avec dropstones du Malm et veines organiques noirâtres, surmontés de 20 m de limons sableux gris-beige à noirs très riches en débris végétaux et pives d'épicéa datant ce dépôt au plus tôt du Subboréal (colonisation du Jura par le sapin rouge d'après GAUTHIER 2004), puis de 40 cm de limons sableux gris-beige à ocres et enfin de 40 cm de limons tourbeux brun foncé.

Des limons et argiles glaciolacustres similaires, mais d'âge plus jeune, ont aussi été rencontrés en forage dans la vallée de la Brévine (Le Cachot) et dans la partie occidentale de la vallée du Locle (fig. 34).

Âge et évolution des systèmes glaciaires depuis le LGM

Selon BUONCRISTIANI & CAMPY (2004), une comparaison de la chronologie relative des dépôts glaciaires de la calotte principale du Jura (Combe d'Ain) avec les données climatiques groenlandaises indique que le LGM est survenu entre 27 et 19 ka BP, avec un maximum vers 23,5 ka BP. Les nouvelles datations de la grotte de Cotencher donnent, pour la partie inférieure des dépôts attribués au LGM, un âge de $36,6 \pm 3,8$ ka BP (datation par luminescence IRSL, DEÁK et al. 2019). Pour le glacier des Grisons («glacier du Rhin»), PREUSSER et al. (2011) indiquent un début d'englacement vers 30 ka BP, un maximum d'extension glaciaire vers 24 ka BP et un recul de la zone externe (pied du Jura) vers 20 ka BP. Pour le glacier du Valais, TRIGANON et al. (2005) indiquent un début d'englacement vers 35 ka BP avec deux maxima, l'un vers 30 ka BP et l'autre entre 25 et 21 ka BP. Selon CUPILLARD et al. (2015), le Jura était libre de glace dès 17–16 ka BP. Sur ces bases, on peut admettre que les glaces ont commencé à recouvrir l'ensemble du territoire de la feuille Le Locle vers 30 ka BP, avec une extension maximale (LGM) vers 24 ka BP et qu'elles l'ont quitté peu de temps après le LGM vers 18 ka BP (fig. 24), de petites récurrences glaciaires très locales étant toutefois possibles plus tard.

Au LGM, le territoire de la feuille Le Locle était en grande partie recouvert de glace et correspondait à la terminaison nord-orientale de l'englacement généralisé du massif jurassien (SCHLÜCHTER 2009). Cet auteur trace une limite des glaces correspondant grosso modo au Doubs au nord-ouest et au sommet de Pouillerel au nord-est, vraisemblablement coiffé par sa propre calotte glaciaire (fig. 31). Sur le versant nord-oriental de Pouillerel, à la Sombaille-Joux-Dessus, une moraine (till) de fond strictement locale a été recoupée en forage sur plusieurs mètres d'épaisseur. Plus au nord-est, au-delà du décrochement de la Ferrière, seuls quelques sommets étaient encore recouverts de glace (Montperreux-Mont d'Amin, Chasseral, Montoz, Mont Sujet). Au sud, le glacier du Valais pénétrait dans le Val-de-Travers

(PASQUIER et al. 2013), jusqu'au fond du Val-de-Ruz au sud-est (BOURQUIN et al. 1968, SUTER & LÜTHI 1969), et peut-être dans la vallée des Ponts (voir p. 76).

Sitôt le retrait post-LGM commencé, plusieurs systèmes glaciaires distincts se sont développées dans le secteur étudié (fig. 31) vraisemblablement comme suit:

- Le glacier de la Brévine, le plus grand appareil glaciaire du périmètre de la feuille Le Locle, s'épanchant vers la France (DELEBECQUE 1907, FAVRE 1924, JEANNET 1925, AUBERT 1965, PORTMANN 1974) au sud-est de la feuille, dans la vallée du Locle au nord-est (JEANNET 1925, AUBERT 1965) et jusqu'aux Brenets.
- La calotte de Pouillerel (altitude 1275 m) pouvant s'épancher aussi dans la vallée du Locle (BURGER & SCHAEER 1996) et peut-être également vers le Doubs (FAVRE 1924).
- La calotte du Mont Racine (altitude 1439 m) – Grande Coeurie (altitude 1320 m) pouvant s'épancher en direction de la vallée des Ponts ainsi que vers le Val-de-Ruz.
- Une petite calotte devait couvrir aussi le Som Martel (altitude 1330 m), ainsi que les reliefs du Communal de la Sagne (altitude 1260 m) et les crêtes du haut de la combe des Roussottes (altitude 1255 m).

Dans la partie méridionale du territoire de la feuille Le Locle, deux systèmes de vallums rapprochés (moraines latéro-frontales) ont été identifiés à une altitude de 1120–1135 m (stade du Cheminot), témoignant d'une probable phase de stagnation au cours du retrait tardiglaciaire. La figure 31 fournit une représentation plausible des glaces à cette époque, sur la base des indices ou dépôts décrits ici, ainsi que sur nos connaissances de la calotte de la Brévine déjà partiellement décrite dans PASQUIER et al. (2013).

D'autres indices, tels que les ensembles de dolines de «Sur la Roche» (France; coord. 2543.100/1210.150) et des «Meutes» (vraisemblablement juxtaglaciaires; coord. 2542.940/1207.660) ou un replat dans la pente aval de la combe des Roussottes (coord. 2540.200/1206.670), soulignent ces stades supposés. Dans cette région, les glaces de la calotte de la Brévine devaient présenter un faible gradient, car tous les indices précédemment cités se trouvent quasiment à la même altitude (1135 m pour le premier stade et environ 1120 m pour le second). Ce schéma induit une altitude d'environ 1060 m pour l'englacement au Col des Roches, compatible avec les estimations de BURGER & SCHAEER (1996) sur la base de considérations essentiellement géomorphologiques et avec les altitudes du vallum perché sur la crête des Tartels (au nord du Locle), des vallums de la Cornée et de la Rocheta (feuille Travers, versant sud-oriental de la vallée de la Brévine), du Cheminot et du Chauffaud (France), ainsi qu'avec la morphologie particulière des Ravières (au sud du Locle) et l'altitude du Crêt-du-Locle qui en marquait vraisemblablement la terminaison nord-orientale d'après un très net contraste géomorphologique. À cet endroit, le plissement des couches tendres de subsurface de la Formation du Locle (OSM), visible dans



Fig. 32: Déformation glaciotectonique de la partie supérieure de la Formation du Locle dans le talus sud de la route nationale N20 au Crêt-du-Locle (coord. 2549.930/1213.855). Sous le poids et/ou la poussée de la glace, le matériel morainique (brun clair) s'est enfoncé dans les niveaux peu compétents du sommet de la Formation du Locle (marno-calcaires et argiles blanchâtres avec des passées noires de lignite). Photo E. Stutz, 2004.

les années 2000–2004 le long de la route nationale N20, a été attribué aux effets de la glaciotectonique. Ces plis sont orientés selon un axe SW–NE avec, dans certains cas, une vergence nord-est (fig. 23 et 32), compatible avec cette représentation.

Remarquons encore que la masse tassée des Frêtes épouse également cette limite des glaces. Enfin, l'avancée du glacier de la Brévine dans la vallée du Locle est marquée par la répartition et le faciès des dépôts morainiques, bien plus importants sur le replat sud-est de cette dernière et similaires (comme aux Brenets) à ceux de la vallée de la Brévine. L'absence du faciès de moraine (till) de retrait sur le plateau du Communal–Joux-Pélichet au Locle (coord. 2548.460/1211.690), conjuguée à la présence de dépôts glaciolacustres locaux sous le site de la piscine et de la patinoire du Locle (coord. 2548.345/1211.370; SD INGÉNIEURIE 2004) et au thalweg perché proximal, indiquerait un stade ultérieur de retrait de la langue glaciaire en bordure sud-occidentale de cette zone.

Par analogie avec les dépôts de la Combe d'Ain (notamment la double moraine de Cognat) et en l'absence d'autres éléments de datation, ces phases rapprochées de retrait (stade du Cheminot de la figure 31) sont vraisemblablement juste post-LGM et pourraient correspondre aux stades de retrait rapprochés de Berne et du Gurten (21–19 ka) du glacier de l'Aar (WÜTHRICH et al. 2018).

Au Dryas ancien, ces différents systèmes glaciaires se sont peu à peu réduits à leur partie sommitale (de façon asymétrique sur certains versants), avec de possibles petites récurrences avant leur disparition totale. Dans le périmètre de la feuille Le Locle, aucun signe net d'une quelconque récurrence des glaces n'a pu

être observé. SCHOELLAMMER (1997) indique cependant au moins trois phases de mise en place des dépôts lacustres de la partie inférieure du remplissage du paléolac du Locle (fig. 35).

Des lacs périglaciaires se forment dans ces mêmes temps dans la vallée des Ponts (fig. 33), dans la vallée du Locle (fig. 34 et 35) et peut-être aussi dans la vallée de la Brévine (voir ci-dessous). D'après ce schéma, le paléolac du Locle était alimenté par les calottes glaciaires de Pouillerel, du Communal de la Sagne et dans une moindre mesure par celle en amont des Roussottes. Le paléolac de la vallée de la Brévine était alimenté par les calottes glaciaires de la Brévine et des Roussottes, celui de la vallée des Ponts par la calotte glaciaire du Som Martel et surtout par celle du Mont Racine–Grande Coeurie via l'important cône de déjection de Miéville.

Enfin, au Dryas récent–Préboréal, le comblement de ces lacs génère des dépôts palustres (tourbières de bas-marais évoluant en tourbières bombées de haut-marais) dans la vallée des Ponts et dans la vallée de la Brévine, ou encore limno-palustres dans la vallée du Locle (voir ci-dessous).

Âge et évolution des paléolacs et de leurs remplissages

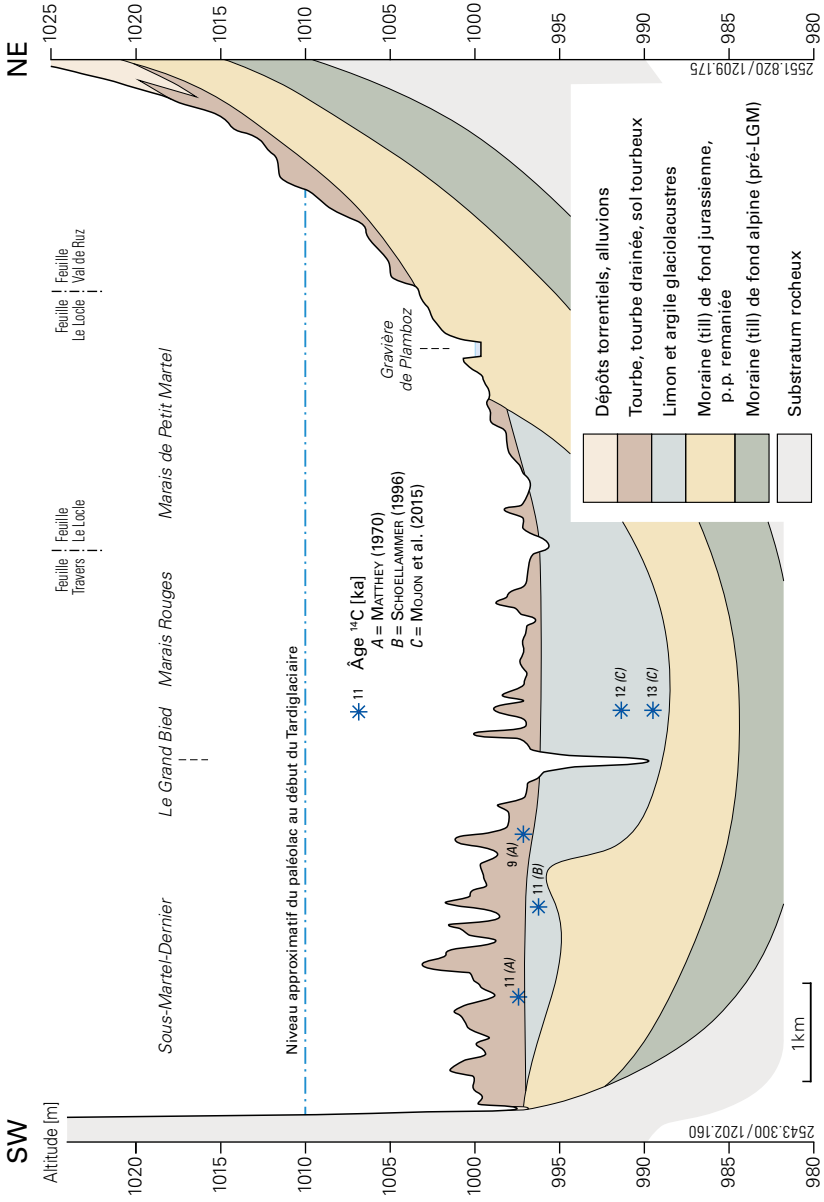
Le développement et le comblement progressif des lacs tardi- à postglaciaires au cours du Pléistocène tardif et de l'Holocène n'est pas synchrone d'une vallée à l'autre. Leurs extensions, déduites des altitudes des cônes alluviaux qui se formaient sur leurs rives, ont été indiquées sur la carte par une ancienne ligne de rivage suivant la courbe de niveau correspondante. Le niveau de ces lacs a toutefois fluctué au cours de leur histoire (voir fig. 35).

Vallée des Ponts

Le remplissage de cette vallée en cuvette (fig. 33) est mal connu. Dans sa partie sud-occidentale, des dépôts glaciolacustres fins (q_{sr}) reposent sur une moraine locale (BARSCH 1968, PASQUIER & BURKHARD 2013). Ils affleurent dans la partie centrale du remplissage lacustre et ont été entaillés par le Grand Bied sur au moins 5–6 m d'épaisseur. Dans l'aire de la feuille Le Locle, leur épaisseur s'amenuise vers le nord-est, où les dépôts morainiques prennent le relais (gravière de Plamboz).

À l'ouest et au centre de la vallée, les sols tourbeux et les tourbes tassées/drainées sus-jacentes peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, mais sont très fortement réduits sur le territoire de la feuille Le Locle (gravière de Plamboz, fig. 30), de même que les tourbières originelles également quasiment absentes, dont la cartographie dans cette partie de la vallée par ROLLIER & FAVRE (1910) et plus au nord-est par BOURQUIN et al. (1968) est très exagérée.

L'analyse de la position des cônes alluviaux lacustres bordant la vallée sur le territoire des feuilles Le Locle et Travers, suggère un niveau d'eau autour de



1010 msm. Cette altitude est compatible avec les estimations de MOJON et al. (2015) mentionnant aux Marais Rouges une tranche d'eau de 20–40 m au Dryas ancien entre 1010 et 1030 msm, puis de 10 m au Bølling à environ 1006 msm.

L'âge des dépôts glaciolacustres et lacustres de la vallée des Ponts, établi sur la base d'analyses micropaléontologiques (ostracodes, petits lamellibranches) et palynologiques, est rapporté au Dryas ancien pour la partie basale des dépôts et au Bølling à leur sommet avec un paléosol indiquant «un paléoenvironnement lacustre devenant plus tempéré et surtout moins profond avec l'installation d'une végétation palustre et un début d'eutrophisation» (MOJON et al. 2015). Selon MATTHEY (1970), la formation des tourbes dans la partie occidentale de la vallée débute au Dryas récent–Préboréal (datation par ^{14}C dans des sondages à $10,95 \pm 0,12$ ka BP = $12,902 \pm 0,12$ ka cal. BP à Sous-Martel-Dernier et $9,36 \pm 0,1$ ka BP = $10,575 \pm 0,141$ ka cal. BP à Sur les Bieds). SCHOELLAMMER (1996) mentionne également au Bois des Lattes des sédiments lacustres du Dryas récent (datation par ^{14}C à 9–11 ka BP = environ 13 cal. BP).

Vallée de la Brévine

Les petits cônes alluviaux de la partie nord-orientale de la vallée (avec celui du Bas du Cotard sur la feuille Travers) s'alignent à une altitude d'environ 1060 m, ce qui laisse penser à la formation d'un paléolac tardiglaciaire, dont le remplissage est très mal connu. JEANNET (1925) en suggère l'existence selon des observations morphologiques et sédimentologiques effectuées lors de la vidange du lac des Taillères pour la construction d'une prise d'eau sous-lacustre. D'après cet auteur, les vestiges d'une terrasse bordant le lac actuel indiquent un paléolac glaciaire à une cote de 1040 m. Lors de la crue historique de janvier 1955, un lac s'était formé atteignant l'altitude de 1048 m à la Brévine, la dépression du Cachot étant elle aussi submergée (BURGER 1959).

Selon MATTHEY (1970), la base des quelques 3 m de tourbes du Cachot, reposant sur 70 cm de limons argilo-calcaires recouvrant eux-mêmes une moraine, a été rapportée au Préboréal. Les limons sous-jacents ont, quant à eux, été rapportés au Dryas récent.

Vallée du Locle

Déjà sondé sur ses 15 premiers mètres lors des travaux d'assainissement du 19^e siècle (JACCARD 1858b), un remplissage lacustre et palustre tardiglaciaire et post-

Fig. 33: Profil longitudinal SW–NE schématique de la vallée des Ponts entre Martel-Dernier et les environs de la Sagne, établi sur la base des sondages et observations ponctuelles disponibles (en particulier le long du Grand Bied et à la gravière de Plamboz). Le niveau du paléolac est déduit de la position des cônes alluviaux lacustres bordant la vallée et d'estimations de la tranche d'eau sur des bases sédimentologiques et micropaléontologiques.

glaciaire important (plus de 60 m d'épaisseur) comble la partie sud-occidentale de la vallée (fig. 34). D'après SCHOELLAMMER (1997), une remontée de l'OSM à la hauteur des Billodes séparait un grand lac au sud-ouest d'un plus petit au nord-est. Selon cet auteur, le remplissage principal présente une séquence stratigraphique typique des comblements des lacs jurassiens, comprenant de bas en haut les ensembles suivants:

- Dépôts détritiques lacustres, avec limons finement sableux gris-beige à olive et lits de débris organiques, limons argileux bruns à gris et un peu crayeux avec gravillons, graviers et gravillons pouvant être enrobés dans une matrice limono-argilo-sableuse, sables plus ou moins grossiers, limons argileux varvés de sables fins.
- Dépôts biogéochimiques avec un premier dépôt de craies lacustres grises ou ocre et riches en mollusques, puis un second dépôt de sédiments intermédiaires entre craies et tourbes (gyttjas crayeuses).
- Dépôts organiques palustres épais d'environ 10–13 m, avec cinq types principaux se succédant de bas en haut: tourbes décomposées brun-noir, tourbes et limons tourbeux à bois, alternance de tourbes et limons tourbeux et/ou limons crayeux, alternance de tourbes et limons tourbeux, alternance de tourbes et limons tourbeux et/ou limons sableux.

Selon les descriptions des forages connus (notamment SL01 sur la fig. 34, profond de 56 m; BRECHBÜHLER 2009), les dépôts les plus épais de la partie occidentale du remplissage sont situés sous le dernier tronçon à ciel ouvert du Bied, avec de bas en haut:

- Plus de 8 m de moraine de fond locale correspondant dans le forage SL01 à une argile compacte beige à beige verdâtre avec graviers, sables ainsi que quelques cailloux et blocs de calcaire du Malm (env. 857–866 msm).
- Environ 32 m de limons lacustres, très fins et varvés vers le haut, localement sableux à graveleux avec matière organique vers le bas (env. 866–898 msm).
- Environ 9 m de limons argileux organiques à passées tourbeuses ou de craies lacustres (env. 898–907 msm).
- Environ 3 m de tourbes, le solde ayant été purgé et remplacé par les remblais (env. 907–910 msm).

Fig. 34: Profil longitudinal SW-NE schématisé de la vallée du Locle entre le Col des Roches et le débouché de la Combe des Enfers, établi sur de la base de nombreux forages et fouilles (synthèse de SCHOELLAMMER 1997 et compilation de données inédites plus récentes). Le niveau du paléolac est déduit de la position des cônes alluviaux lacustres (peu marqués) bordant la vallée. Âges ¹⁴C selon SCHOELLAMMER (1997), MAGNY & SCHOELLAMMER (1999) et données inédites de I. Hajdas (ETHZ).

- Des remblais épais de 3–5 m directement sur les tourbes ou jusqu'à 12 m sur les limons organiques, en cas de purge totale des tourbes (d'env. 907 msm jusqu'au terrain naturel).

Un profil longitudinal à travers la vallée du Locle a été établi (fig. 34). Malgré les difficultés pour retranscrire la variabilité des formations dans les forages et sondages, souvent orientée vers une description géotechnique plutôt que géologique et nécessitant donc une réinterprétation – surtout dans les zones où la délimitation avec l'OSM altérée est difficile –, ce profil montre que:

- Au nord-est des importants remblais de la partie centrale des marais, un niveau de limons argileux à matière organique coiffe la série précédemment décrite («limons terrigènes» de FAVRE 1911).
- Les dépôts s'organisent en strates subparallèles à la pente du thalweg avec un apport principal depuis le nord-est.
- L'auge principale ne s'étend pas vers le nord-est au-delà du forage Billodes-2. SCHOELLAMMER (1997) signale cependant un surcreusement de l'OSM aux alentours du forage 4-33 (fig. 34) et SCHARDT (1906) décrit une remontée affleurante de l'OSM dans une fouille lors de la construction de l'ancienne usine Klaus. Latéralement, le remplissage du Locle peut donc être fortement perturbé par de nombreux anciens glissements des versants molassiques instables.
- Les dépôts lacustres ne constituent que la partie la plus profonde du remplissage, jusqu'à 897 msm à son extrémité sud-occidentale.
- Les dépôts limno-palustres s'étendent jusqu'au forage 17154 (fig. 34), où une remontée de l'OSM semble les confiner.
- À la terminaison sud-occidentale, la base des tourbes avoisine 905 msm. Celles-ci s'étendent jusque vers le forage 26507 (fig. 34) à partir duquel les limons organiques deviennent prédominants vers le nord-est.

Dans la région La Maladière–Le Verger, une remontée du thalweg indique également un ancien glissement d'OSM du versant sud-oriental.

La topographie, représentée par des courbes de niveau à 1 m (SITN), laisse apparaître des structures en cône, mal marquées, en bas des ravines et dépressions des Calame, de la Grecque, de la Jaluse, du Quartier du Temple (la plus apparente) et éventuellement du Verger, dont les parties sommitales culminent vers 923–924 msm à une altitude correspondant au niveau supposé du paléolac (fig. 34). De telles structures ne s'observent plus au nord-est (Combe Girard, Combe Robert), tandis que le cône de la Combe Bichon au Pied-du-Crêt est un cône de déjection plaqué sur le versant. Cela tend à démontrer un apport préférentiel de la calotte glaciaire locale de Pouillerel dans le paléolac par ces combes de versant (dont la Combe du Stand) présentant une érosion marquée.

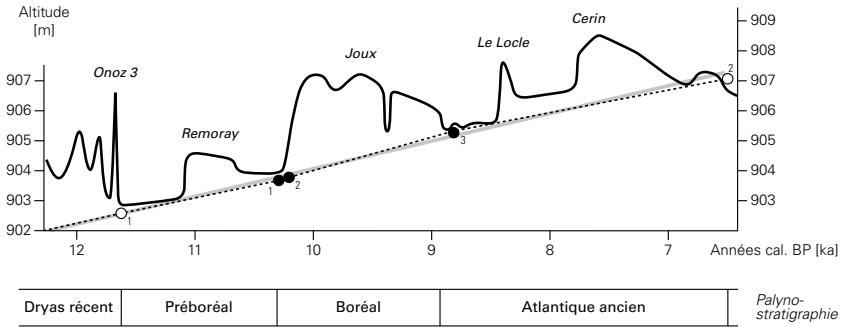


Fig. 35: Reconstitution des fluctuations du niveau du paléolac du Locle de la fin du Dryas récent au milieu de l'Holocène. Les principales phases régionales de haut niveau sont indiquées au-dessus de la courbe (sites de référence). La courbe temps-profondeur (en pointillés: réelle; en gris: tendance générale) est basée sur les datations par ^{14}C bénéficiant d'une calibration par la dendrochronologie. D'après MAGNY & SCHOELLAMMER (1999).

D'après SCHOELLAMMER (1997), «les sédiments argileux du Col des Roches se sont déposés entre le début du retrait du glacier würmien et le début du Tardiglaciaire. [...] Les associations polliniques caractéristiques du Tardiglaciaire sont presque en totalité absentes sur le site du Locle. Cette lacune comprend le Dryas ancien, l'interstade Bølling-Allerød et une grande partie du Dryas récent. [...] Il y a au moins trois stades de mise en place de ces dépôts lacustres.» Cette étude rapporte les dépôts limno-palustres à une période allant du Dryas récent au début de la formation des tourbes à l'Atlantique ancien. Cette synthèse palynologique, minéralogique, géochimique et sédimentologique avec des datations par ^{14}C a permis de mettre en évidence plusieurs oscillations climatiques (transgressions et régressions du lac) depuis le Dryas récent jusqu'à l'Atlantique récent, qui s'intègrent dans le schéma régional des lacs jurassiens (fig. 35; SCHOELLAMMER 1997, MAGNY & SCHOELLAMMER 1999). Sur la base de ces données, on peut estimer pour cette période un taux moyen de sédimentation de l'ordre de 1 mm/an.

Dans le même secteur à l'ouest du Locle (fig. 34), 42 échantillons extraits par P.-O. Mojon de trois forages réalisés en 2018 dans le cadre du projet H20 de contournement routier du Locle jusqu'à une profondeur de 21 m (PSO3 à 914,98 msm) et de 15 m (AVL1 à 913,85 msm, GdM1 à 913,55 msm) ont permis de préciser le passage Tardiglaciaire (Dryas récent)-Holocène du remplissage. Trois analyses ^{14}C effectuées par I. Hajdas (ETHZ) permettent de dater précisément la partie inférieure des limons organiques du début du Préboréal (GdM1 12,9-13 m à $9,857 \pm 0,026$ ka BP et 13-13,2 m à $9,796 \pm 0,026$ ka BP) et la zone de passage avec les limons argileux du début du Dryas récent (AVL1 14,2-14,3 m à $10,620 \pm 0,027$ ka BP, fig. 34). Ces

résultats sont en accord avec de précédentes datations par ^{14}C pour l'intervalle Dryas récent-Atlantique récent du Locle décrits ci-dessus (sondage LLC1 à 915 msm, MAGNY & SCHOELLAMMER 1999). Des datations par ^{14}C plus anciennes du Pléniglaciaire et Tardiglaciaire inférieur (Dryas ancien et Bølling-Allerød) mentionnées par SCHOELLAMMER (1997, p.103-108, fig.2.19-2.20) et allant de $13,760 \pm 0,120$ à $20,680 \pm 0,230$ ka BP pour des profondeurs de 20,5 à 38,6 m ont toutefois été écartées par cet auteur et n'ont pas été publiées par la suite, vu les incertitudes résultant d'une sédimentation apparemment perturbée et de données palynologiques lacunaires. Néanmoins, les argiles limoneuses et graveleuses gris beige situées entre 15 et 48 m de profondeur (fig. 34) se rapportent, comme déjà dit plus haut, en grande partie au début du Tardiglaciaire.

Plus en surface, les limons organiques tourbeux de bas-marais bien développés entre le Boréal ($9,355 \pm 0,060$ ka BP entre 11,3 et 11,35 m) et l'Atlantique ancien ($7,975 \pm 0,065$ ka BP entre 9,7 et 9,75 m) passent progressivement entre 8 et 7 m aux tourbes de haut-marais du début de l'Atlantique récent (datations par ^{14}C de MAGNY & SCHOELLAMMER 1999; fig. 35). Ces limons organiques lacustres devant tourbeux et palustres dans leur partie supérieure sont riches en microfossiles jusque vers 14 m avec débris végétaux divers, lentilles d'eau, graines de plantes palustres (potamot et callitriche principalement) et de petits arbres (bouleau), débris d'insectes (coléoptères), characées (*Chara vulgaris*, *C. globularis*, *C. globularis rousseaui*, *Sphaerochara intricata*, *Tolypella glomerata*, *Nitella* sp.), petits lamelli-branches (*Pisidium pseudosphaerium*, *P. obtusale*, *Sphaerium corneum*), gastéropodes (*Gyraulus crista*, *Valvata cristata*, *V. piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Planorbis carinatus*, *Stagnicola corvus*, *Acroloxus lacustris*, *Hippeuthis complanatus*, *Myxas glutinosa*, *Radix balthica*, *Aplexa hypnorum*, diverses espèces terrestres transportées) et ostracodes (*Cypridopsis vidua*, *Candona candida*, *C. neglecta*, *Ilyocypris gibba*, *Cyclocypris ovum*, *Metacypris cordata*, *Potamocypris zschokkei*, *Eucypris pigra*). Vers la base des forages, les limons argileux sont stériles au-dessous de 18 m. Au-dessus et notamment vers 17,5 m, un peu de matière organique apparaît avec quelques microfossiles tels que de rares characées (*Chara vulgaris*), ostracodes (*Candona candida*, *Potamocypris zschokkei*, *Eucypris pigra*) et graines de bouleau.

Des microfossiles et autres éléments remaniés du Crétacé précoce (quartz authigène de la Formation du Goldberg, ostracodes des marnes du Membre d'Haute-rive) et de la Molasse (foraminifères benthiques de l'OMM, lignite et gastéropodes de l'OSM) peuvent être fréquents jusque vers 12,5 m. Des graviers et de gros cailloux centimétriques (essentiellement des matériaux anguleux du Malm) caractérisent également les limons argileux de 21 à 15,5 m et persistent jusque dans la partie basale des limons organiques vers 13,5 m, exceptionnellement jusque vers 12 m. Ces remaniements du Mésozoïque et du Cénozoïque indiquent une faible couverture végétale et une forte érosion des reliefs, avec une instabilité des berges et des glissements de terrain potentiels pouvant générer des coulées boueuses dans le lac. La présence de dropstones peut également indiquer un transport par des

glaces flottantes dans l'intervalle climatique froid du Dryas récent et jusqu'au début du Préboréal.

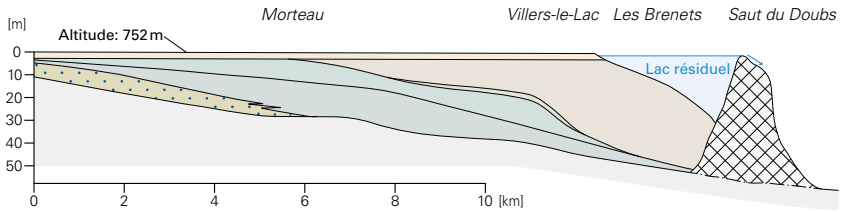
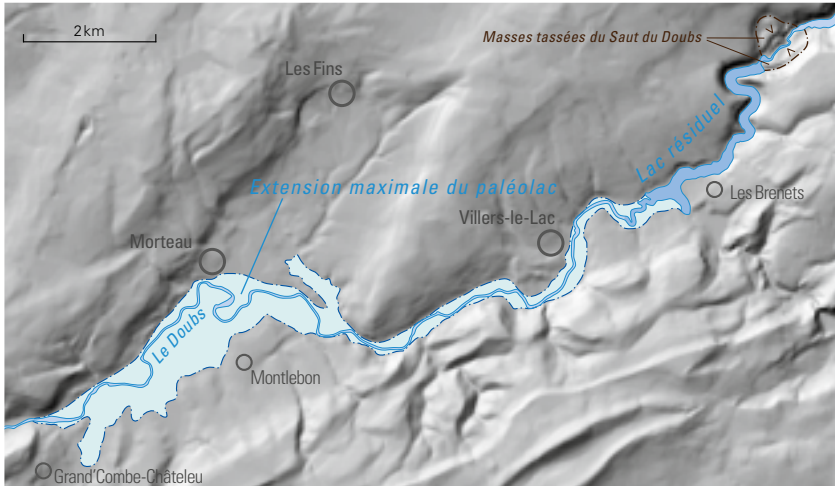
Selon BURGER & SCHAEER (1996), le lac postglaciaire du Locle a subsisté temporairement jusqu'au début du 19^e siècle quand son exutoire (la perte du Col des Roches), ne parvenant plus à évacuer les eaux de fortes crues, fut remplacé dès 1805 par une galerie artificielle.

Vallée du Doubs-Lac des Brenets

Le remplissage sédimentaire du lac des Brenets (appelé lac de Chaillexon en France, ou encore paléolac de Morteau pour ce qui concerne son ancienne extension), dont seule la partie située à l'aval de Villers-le-Lac n'est pas encore comblée (fig. 36), a fait l'objet de nombreuses études (CAMPY et al. 1994, BICHET 1997, BICHET et al. 1999). Formé par un barrage suite au tassement du versant au Saut du Doubs (SCHARDT 1903, BELL 1931; voir p. 103) dans la seconde moitié du Bølling (âge estimé à environ 14,250 ka cal. BP par datation des plus anciens sédiments du remplissage lacustre; CAMPY et al. 1985, BICHET et al. 1999), il s'étendait initialement sur 15 km jusqu'à Morteau (France). Son remplissage sédimentaire, occupant plus de 90 % de l'espace disponible à l'origine et atteignant plus de 40 m d'épaisseur, constitue la mémoire des changements environnementaux tardiglaciaires et holocènes de la haute vallée du Doubs, ce qui lui vaut de figurer à l'inventaire régional du patrimoine géologique du département du Doubs (BICHET et al. 2014). Les dépôts, progradants du sud-ouest au nord-est, sont les suivants, de bas en haut (fig. 36):

- Gravier grossier à matrice sableuse, formant un delta pouvant contenir de gros blocs (15–20 cm de diamètre), équivalents proximaux des dépôts détritiques fins plus distaux.
- Argile grise à passées sableuses, rattachée aux dépôts graveleux, présentant une phase carbonatée importante – considérée comme allochtone – et une faible phase organique; cette unité est massive vers le bas et varvée vers le haut; elle s'est déposée durant la fin du Bølling, l'Allerød et le Dryas récent.
- Complexe argilo-silteux, faciès gris, à passées sableuses et débris de végétaux marquant le début d'un remplissage plus autochtone.
- Complexe argilo-silteux, faciès gris vert d'épaisseur réduite.
- Complexe argilo-silteux, faciès brun gris, à passées de lits organiques centimétriques.

Latéralement, dans la moitié amont et aussi dans les sections plus larges et moins profondes en aval, des craies lacustres du Boréal et de l'Atlantique ancien à récent reposent sur le niveau d'argile grise à passées sableuses. Le remplissage se











	Dépôts palustres: limon argileux organique, tourbe
	Complexe argilo-silteux, faciès brun gris
	Complexe argilo-silteux, faciès gris vert
	Complexe argilo-silteux, faciès gris, à passées sableuses et débris de végétaux
	Argile grise à passées sableuses
	Gravier grossier à matrice sableuse
	Substratum rocheux (masse tassée)
	Substratum rocheux

Fig. 36: Extension et nature du remplissage du paléolac des Brenets (aussi nommé «paléolac de Morteau» du fait de son extensions passée). En haut: extension maximale du paléolac et du lac résiduel actuel sur fond de MNT. En bas: coupe longitudinale dans l'axe central du remplissage sédimentaire du lac, telle que reconstituée sur la base d'une cinquantaine de forages. D'après BICHET et al. (1999).



Fig. 37: Observations sur le fond du lac des Brenets en période de très basses eaux. À gauche: échappement ponctuel de méthane dans deux rondes ou «pockmarks»; le gaz est issu de la décomposition des matériaux organiques enfouis dans les limons du fond du lac; photo J. Mathey, 2018. À droite: lits centimétriques de feuilles et de matière organique intercalés dans les sédiments superficiels récents, dont la décomposition est à l'origine de la pellicule iridescente visible au centre de l'image; photo S. Gogniat, 2018.

termine par des dépôts palustres de l'Atlantique récent (limon argileux organique, tourbe; fig. 37).

Selon les travaux cités, le taux de remplissage était optimal au Bølling-Allerød (17400 tonnes de sédiment par an) et a décru jusqu'au Préboréal pour y être minimum (1800 t/a) avec un hiatus de sédimentation dans la partie amont attestant d'une importante baisse du niveau d'eau de 7,5 m. Ce taux est progressivement remonté pour atteindre 6400 t/a au Subatlantique, impliquant des temps de résidence variant de 50,3 à 3,8 jours actuellement. Une influence anthropique du remplissage est supposée dès le Subboréal, mais mieux marquée dès le Subatlantique ancien. Le lac actuel ne représente que 7,6% du volume initial avec une amplitude saisonnière du niveau d'eau pouvant atteindre 21 m.

Lorsque le niveau du lac est très bas comme à l'automne 2018 après une sécheresse historique de plus de 4 mois, des dégagements gazeux peuvent s'observer ponctuellement dans de petites rondes («pockmarks») décimétriques réparties aléatoirement à la surface des sédiments dénoyés (fig. 37). Ce phénomène déjà connu au 19^e siècle (KOPP 1858) correspond au dégazage du méthane (comm. orales W. Leu et D. McGinnis) produit par biodégradation de la matière organique des sédiments et pouvant être amplifié par la compaction ainsi que le poids de ceux-ci dénoyés.

Holocène

Les cônes alluviaux situés à une certaine altitude par rapport au thalweg actuel des vallées ont sans doute un âge pléistocène tardif et/ou holocène. Il en va de même pour certains cônes de déjection, limons d'altération, colluvions et éboulis des versants, dans la mesure où la genèse de ces dépôts a vraisemblablement commencé lors du dernier retrait glaciaire, soit au Tardiglaciaire (fig. 24). Dans la légende de la carte, tous ces dépôts sont toutefois attribués à l'Holocène du fait que les processus en jeu, indépendants de la présence de glace (et donc en ce sens «postglaciaires»), se poursuivent actuellement et qu'il est donc illusoire de vouloir tracer une limite chronologique sur le terrain au sein de ces unités.

q_{lc} Limon organique, craie lacustre (vallée du Loche)

Dans la vallée du Loche, seuls les dépôts les plus superficiels et récents figurent sur la carte («Argile et limon organique terrigènes» de la fig. 34; voir aussi SCHARDT 1901, 1907). Les tourbes du marais des Calame passent latéralement (Col des Roches et pied du versant aux Éroges) et vers l'amont (en ville du Loche) à des limons organiques, qui passent à leur tour à des alluvions récentes au nord-est de la ville et à la Combe des Enfers.

Des dépôts géochimiques (craies, gyttjas crayeuses) ont aussi été rencontrés en forage à diverses profondeurs dans la partie supérieure du remplissage du paléolac du Loche (fig. 34).

Masses glissées

En dehors de la vallée du Loche, où les phénomènes de glissement et de tassement sont souvent difficilement séparables (voir ci-dessous), seules de relativement petites masses glissées ont été représentées sur la carte à partir d'une analyse morphologique du MNT et d'observations de terrain. Des phénomènes de glissement relativement importants, mais de trop faible extension pour figurer sur la carte, ont également été signalés dans les éboulis bordant le lac de Moron (voir p. 106).

Les masses glissées sont presque exclusivement issues d'unités riches en argile et en marne, qui peuvent former un plan de glissement de base lorsqu'elles sont gorgées d'eau. Une niche d'arrachement avec un glacis ou une zone à surface irrégulière ondulée et un bourrelet frontal sont visibles si la masse glissée n'a pas été érodée par l'écoulement des eaux. Sur le territoire de la feuille Le Loche, ce sont principalement la base de la Formation d'Ifenthal sur l'anticlinal de Pouillerel (Les Carrières, coord. 2546.680/1213.240), le Membre d'Effingen dans les pentes du valon du Col France (entre Chez le Py et Ronde Sommette, coord. moy. 2543.750/1211.240) et le Membre d'Hauterive aux Pargots (coord. 2543.660/1212.590).

Aux Éroges, un glissement anthropogène a été observé par JACCARD (1883c) au pied de la masse tassée. Ce glissement a été causé par le remblayage de la voie

ferrée au pied du versant. La charge de remblai a perturbé le soubassement molassique avec formation de plans listriques et d'un glissement rotationnel provoquant une élévation de la surface dans le marais selon un mouvement de balancier.

Molasse d'eau douce supérieure tassée et glissée

La distinction entre masses glissées et masses tassées affectant les lithologies marneuses et crayeuses tendres de la Formation du Locle n'est pas toujours aisée le long du versant méridional de la vallée du Locle. Le développement urbain contribue également à masquer et perturber la morphologie du terrain. Les masses affectées par ces deux phénomènes gravitaires, essentiellement dans la partie inférieure du versant méridional entre les Jeanneret et le Pied-du-Crêt, ont été regroupées cartographiquement. À la terminaison sud-occidentale de la vallée, entre le Prévoux et la Molière, ainsi que localement dans la partie supérieure du versant (au sud de la colline de la Jaluse), ce sont les phénomènes de glissement qui semblent être prépondérants (BURGER & SCHAER 1996).

MORNOD (1962) fournit une cartographie détaillée des instabilités de terrain dans la vallée du Locle. Un ensemble de niches d'arrachement, surtout visible à l'entrée est de la ville (glissement du Verger) et la morphologie chaotique au sud-ouest de la ville entre la Jaluse et les Jeanneret, puis jusqu'aux Calame, trahissent encore de nos jours l'instabilité des terrains. Le versant méridional de la vallée du Locle est découpé par plusieurs combes et vallons, de sorte que plusieurs zones instables ont été distinguées du sud-ouest au nord-est:

- *Les Jeanneret-La Jaluse*, dont le front est jalonné de sources (BURGER & SCHAER 1996, fig. 6.5). Elle délimite en amont le plateau des Replattes, terrasse abaissée inégale à 980–1000 m d'altitude sur une largeur transversale de 600 m, dont le rebord est lui-même affecté par un glissement, tandis que d'autres masses instables se détachent vers le nord-est dans le vallon des Abattes.
- *Le Communal (Côte des Envers) et La Joux-Pélichet* (Quartier des Bosses; BURGER & SCHAER 1996, fig. 3.4), dont la niche d'arrachement forme le bord septentrional du replat de la Joux-Pélichet avec une terrasse longitudinale à 960–980 m d'altitude. Dans cette zone, le front de la masse instable est également jalonné de sources (SCHARDT 1906) et vient buter contre le versant septentrional en dessous du Temple du Locle (BURGER 1992).
- *La Jambe-Ducommun* (Quartier du Verger; fig. 38), avec deux niches d'arrachement emboîtées et un bourrelet frontal qui a repoussé le Bied, aujourd'hui canalisé en souterrain, contre le versant septentrional sur 500–600 m de longueur (BURGER & SCHAER 1996). Plus en amont, une masse instable se détache vers le sud-ouest dans la Combe Girard.
- *Le Pied-du-Crêt*, à la terminaison nord-orientale de la ville.

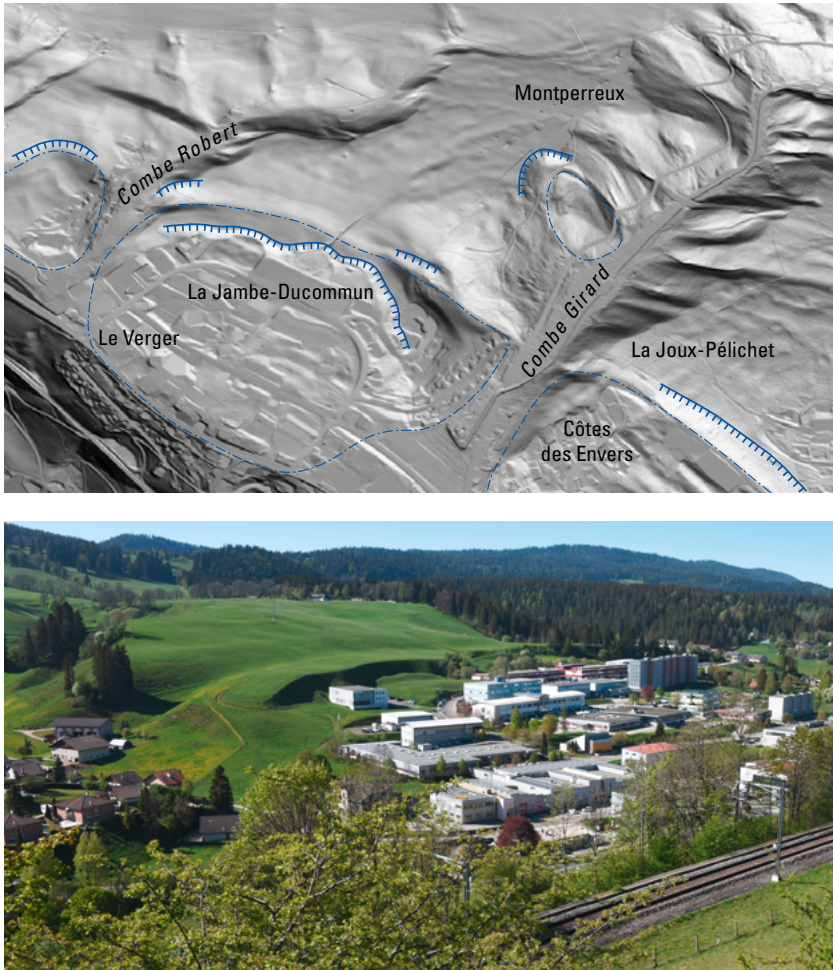


Fig. 38: Instabilités de terrain dans le secteur de la Jambe-Ducommun et de la Combe Girard au nord-est du Loche. En haut: vue en perspective vers le sud-est du modèle numérique de terrain, avec la masse tassée contournée par le Bied du Loche, la niche d'arrachement située juste derrière les bâtiments et la ligne plus émoussée et plus rectiligne qui se poursuit vers la droite au-dessus du quartier des Côtes des Envers. Une niche d'arrachement en demi-lune est également bien visible dans la Combe Girard dont la masse glissée correspondante est contournée par la route. En bas: vue du même secteur depuis le NNE; une niche d'arrachement suit le talus ombragé juste derrière les bâtiments, tandis qu'une seconde structure plus émoussée est visible un peu plus en amont. Photo A. Morard, 2020.

SCHOELLAMMER (1997) confirme l'instabilité du terrain avec ses mesures de résistivité dans le marais du Col des Roches. Les raisons et mécanismes de ces instabilités sont encore mal compris (présence de niveaux argileux, mise en charge par remontées artésiennes) et n'affectent guère le versant septentrional plus massif et dont l'orientation générale des strates par rapport à la topographie est moins critique. Des sources importantes existent le long de leurs parties frontales: ancienne source «Pierrehumbert» à la base du glissement du Verger, sources à fleur de terre – les bugnon ou rondes de la toponymie locale – au front du glissement de la Côte des Envers, de la Jaluse et des Rondes (entre les Calame et la Molière) (BURGER & SCHAEER 1996).

Masses tassées

Masses tassées disloquées

Cette section décrit à la fois les masses tassées constituées de grands compar-
timents 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.

Hormis la vallée du Locle et ses masses instables complexes affectant l'OSM,
les deux plus grandes masses tassées sont situées dans la vallée du Doubs, dans le
versant sud-oriental du Châtelard dominant le lac de Moron (avec un déplacement
de 50 m au maximum, l'horizon de glissement se situant vraisemblablement dans
les marnes du Membre d'Effingen; BERSIER 1973) et surtout au niveau du Saut du
Doubs (évènement multiple affectant les deux flancs de la vallée, avec des secteurs
disloqués).

Le barrage du Saut du Doubs est constitué par deux masses tassées, l'une ven-
nant du nord (rive française) et l'autre du sud (rive suisse) (fig. 39). SCHARDT (1903)
distingue une «chute d'un rocher venu d'une faible hauteur, une corniche surplom-
bante, minée par l'érosion latérale de l'eau» au nord, suivie un peu plus tard par un
«éboulement en fragments tombés d'une certaine hauteur» au sud. La seconde
masse est délimitée vers l'arrière par la dépression du Cul des Conches. BUXTORF
(1922) considère par contre que la masse éboulée au sud est plus ancienne, en se
basant sur son recouvrement par une moraine de fond (voir FAVRE 1924, p. 16).
Cette observation n'a malheureusement pas pu être vérifiée et, selon les reconsti-
tutions publiées (SCHLÜCHTER 2009; fig. 31), ce secteur se situerait légèrement en
dehors de l'extension des glaces au LGM, un épanchement de glace depuis la ca-
lotte de Pouillerel restant toutefois envisageable. Toujours selon BUXTORF (1922),
les dalles subhorizontales du lit actuel du Doubs entre la passerelle Petit Jean et le
Saut du Doubs correspondraient à un pointement de roche en place entre la masse
éboulée au sud et la masse tassée fortement fissurée au nord. BELL (1931) considère
quant à lui qu'il s'agit d'un important éboulement interglaciaire au sud (sur 900 m
de longueur et 200–250 m de largeur) et d'un glissement postglaciaire de plus faible

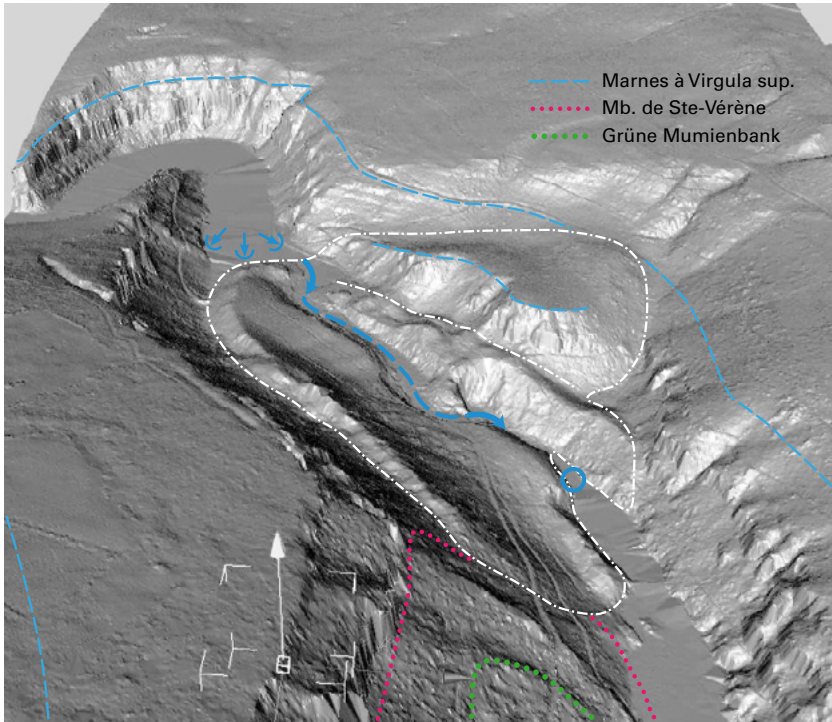


Fig. 39: Vue en perspective en direction de l'ouest du secteur du Saut du Doubs. Le tassement du côté français (à droite) forme une masse triangulaire légèrement enfoncée par rapport à la pente du flanc sud-est de l'anticlinal du Bois du Geay. Elle se subdivise peut-être en deux compartiments au niveau de la limite de contre-pente soulignée par un traitillé blanc. Du côté suisse, la masse tassée - formée par un grand paquet de bancs calcaires de la Formation de Reuchenette - dessine une synforme clairement détachée de l'anticlinal du lac de Moron, dont la voute est visible en bas au milieu de l'image. La limite entre ces deux masses, et par conséquent la chronologie relative des événements, n'a pas pu être établie. Le cours aval du Doubs (avec plusieurs résurgences) semble avoir capté l'écoulement de surface au niveau du Saut du Doubs. Des fissures sont visibles derrière la niche d'arrachement côté suisse et seront à l'origine de futurs éboulements de gros blocs.

ampleur au nord (sur 600 m de longueur et 150-250 m de largeur). Il indique d'autre part un risque important de chutes de pierres à partir de l'escarpement de la paroi du Haut des Roches.

D'après la datation des plus anciens sédiments du remplissage lacustre en amont de Villers-le-Lac (CAMPY et al. 1985, BICHET et al. 1999), l'obstruction de la

vallée du Doubs a dû se produire avant la seconde moitié du Bølling. La chronologie relative des deux tassements n'est toutefois pas clairement établie. En tous cas, un écoulement souterrain important a lieu sous ou à travers les masses tassées, avec des pertes juste en amont de l'auberge du Saut-du-Doubs et des résurgences au niveau de la chute du Saut du Doubs (fig. 39) et un peu plus en aval, bien visibles sur les relevés LIDAR de 2018–2019 (effectués en période de très basses eaux; www.sitn.ch).

Aux Frêtes, le Dogger de l'anticlinal de Pouillerel est perturbé par des mouvements de terrain déplaçant des dalles du Membre de Bollement sur les niveaux marneux de la base de la Formation d'Ifenthal. Sur le MNT, ce phénomène est bien visible avec une surface de 0,25 km².

Quelques autres masses tassées affectent encore les calcaires massifs du Malm de part et d'autre de l'anticlinal de Pouillerel (Cernil Briot au nord, Les Éroges au sud) et du Crétacé (partie amont de la Combe Girard et bloc isolé – aujourd'hui entièrement exploité et détruit – au Communal).

Enfin, un tassement un peu plus complexe affecte les calcaires du Malm redressés ou basculés et localement fortement tectonisés du flanc nord du synclinal du Locle au sud-ouest du Col des Roches (coord. 2544.800/1210.480). À plusieurs endroits, le flanc raide est instable, avec des compartiments de la Formation du Twannbach et des unités du Crétacé précoce disloqués et déplacés vers le sud-est. Le bas du versant est quant à lui affecté par un glissement.

Amas de blocs, dépôts d'éboulement

Localement, des blocs de taille impressionnante (entre 5 et 20 m³) constitués de calcaire massif du Malm caractérisent l'arrière de la masse tassée du Saut du Doubs au pied des Vieilles Côtes et parsèment également une combe située plus haut sur le versant méridional de la vallée du Doubs correspondant à la niche d'arrachement du tassement.

Au-dessous des Planchettes (coord. 2549.300/1217.620), les calcaires massifs du sommet de la Formation de Reuchenette forment quasiment une surface structurale (dip-slope) ou présentent un pendage plus faible que la pente des prés et de la forêt d'épicéas jonchée de grands blocs disjoints et fissurés.

Dans la forêt sur la pente sud-est du Som Martel, de gros blocs se sont détachés des niveaux calcaires des Formations de Vellerat et de Balsthal, mais sans former des guirlandes ou des amas comme dans la vallée du Doubs. Les lithologies moins massives et plus friables du Crétacé et de la Molasse ne génèrent jamais d'éboulements avec de très grands blocs.

Des chutes de pierres isolées constituent un danger potentiel au niveau du Col des Roches (www.sitn.ch). Le 12 décembre 1869, 3000 m³ de roche s'étaient d'ailleurs éboulés depuis la paroi des Roches Voumard, obstruant l'entrée du tunnel routier (JACCARD 1870a). Plus récemment, un éboulement de 70 000 m³ a eu lieu le

3 octobre 2017 dans la carrière des Granges au Col des Roches («carrière Brechbühler»), révélant les dalles en dip-slope du haut des parois actuelles (fig. 44 et 45).

Éboulis

Limon caillouteux

Les éboulis se forment en continu dans les terrains escarpés et s'accumulent, en partie de manière stratifiée ou cimentée, sous la forme de brèche de pente, au pied des versants 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. Leur épaisseur et la taille des composants varient en fonction de l'inclinaison de la pente.

Dans le canyon du Doubs, des voiles d'éboulis relativement importants se forment là où des replats ou une pente un peu plus faible permettent une certaine accumulation du matériel issu des hautes parois calcaires des Formations de Reuchenette et du Twannbach. C'est le cas dans la dépression des Vieilles Côtes (avec également une concentration de gros blocs éboulés), au niveau du cirque de Moron et de manière plus localisée en aval de ce dernier. Les ravins entre les barres rocheuses constituent également des couloirs d'accumulation pour des cônes d'éboulis constitués d'agglomérats de petite taille non consolidés. Localement, ces accumulations de matériaux ont été exploitées pour les besoins locaux (p.ex. aux coord. 2547.780/1216.650). Les éboulis recouvrant les talus sous-lacustres du lac de Moron sont susceptibles de générer des glissements relativement importants en cas de baisse rapide du niveau du lac de retenue, notamment à l'ESE de Moron sur la rive française, mais aussi sur la rive suisse où 80 000 m³ d'éboulis ont glissé environ 550 m en amont du barrage le 5 juillet 1969 (BERSIER 1973).

Dans la partie sud-occidentale de l'anticlinal de Pouillerel, à partir du secteur de la cluse de la Raçonnière (La Combe Monterban, Col France, Roches Bouclées) et de part et d'autre de la combe des Roussottes, ce sont les bancs calcaires des Formations de Vellerat et de Balsthal qui génèrent des éboulis à éléments de quelques centimètres à plusieurs décimètres s'accumulant en pied de pente, en se mêlant localement aux limons d'altération dérivés des intercalations marneuses et du Membre d'Effingen sous-jacent. La même situation se retrouve à la Baume, dans la combe d'Entre deux Monts.

Enfin, une frange d'éboulis issus des calcaires du Crétacé se suit à la base du versant septentrional de la vallée des Ponts, tandis que d'autres accumulations se forment sur les replats du versant méridional au-dessus de la Plature.

q_L Limon de pente, limon d'altération, colluvions

Les limons et argiles d'altération et d'accumulation ont été cartographiés en grande partie à partir du MNT et confirmés sur le terrain à l'aide d'observations directes ou de fouilles ponctuelles.

Des limons de pente sont présents sur les reliefs peu accentués et à leur pied (colluvions) là où les dépôts morainiques sont absents (p. ex. dépression des Plaines aux Planchettes). À d'autres endroits, ces accumulations pourraient aussi résulter en tout ou partie de l'altération de lithologies argileuses, notamment de matériel morainique (massifs du Som Martel et du Calirou), du substratum sous-jacent ou des deux (combe des Roussottes, vallée du Locle, La Sagne-Pendante au flanc nord de Pouillere).

Tuf calcaire

Des accumulations de tuf rarement cartographiables sont localisées ponctuellement dans les parois rocheuses des gorges taillées par les rivières et autour des sources karstiques. Les sources karstiques des grottes de Moron au-dessus de l'ancienne rive droite du Doubs ont généré un grand dépôt de tuf actuellement ennoyé au niveau de la partie centrale du lac de Moron (coord. 2547.250/1215.875; HAPKA & ROTZER 1996). Un dépôt de tuf plus modeste est également présent à la grotte de la Toffière (coord. 2544.435/1213.915). Dans le haut de la Combe Girard (coord. 2549.215/1211.020), une masse de tuf indique un ancien écoulement d'eau saturée en calcaire à partir de l'anticlinal d'Entre deux Monts.

q_c Craie lacustre, limon calcaire (lac des Brenets)

Des craies lacustres et des limons calcaires blanchâtres ont été observés au bord du lac actuel sur les talus sous-lacustres des rives. Du côté suisse, la craie repose sur les affleurements de la Formation du Twannbach à l'amont du débarcadère des Brenets (coord. 2543.445/1213.290). Du côté français, elle est visible lorsque le niveau du lac est bas sous les prés des Combes (coord. 2543.980/1213.630).

Des dépôts géochimiques (craies, gytjas crayeuses) ont aussi été rencontrés en forage aux Pargots, juste à l'amont des Brenets, ainsi qu'à la hauteur de Morteau, où ils ont pu être datés du Boréal et de l'Atlantique ancien à récent (BICHET 1997, BICHET et al. 1999). Dans ce secteur, ils s'intercalent localement entre le remplissage détritique basal et les dépôts palustres sommitaux (fig. 36).

Cônes d'alluvion

q_b Dépôts torrentiels

Les cônes alluviaux présentent en principe un faciès similaire à celui des alluvions récentes proximales. Ils se situent en général en bordure des paléolacs tardifs à postglaciaires précédemment décrits, à l'arrivée d'écoulements concentrés.

Les dépôts torrentiels (cônes de déjection et paléosillons associés) ont été transportés et accumulés dans les lits de cours d'eau escarpés par des laves torrentielles ou des processus similaires de haute énergie. Ils sont peu nombreux et résultent pour la plupart de la concentration d'anciens écoulements souvent reliés aux bordures des calottes glaciaires (fig. 31). Ils sont localisés essentiellement sur les deux versants de Pouillerel. Sur le versant nord-occidental de Pouillerel, l'embouchure de certains paléosillons de la dépression des Plaines présente de petits cônes de déjection. Celui situé à l'ouest des Plaines (coord. 2548.135/1217.870) a été éventré et permet d'observer des graviers jurassiens blancs du Malm, anguleux et un peu émoussés disposés dans une matrice limoneuse beige clair très peu consolidée.

BURGER & SCHAER (1996) décrivent plusieurs paléosillons (branche occidentale d'Entre deux Monts, versant septentrional de la Combe Monterban, ravin de Belleroche, semi-cluses de la Baume et des Enfers, Combe à l'Ours aux Brenets, Combe du Stand au Locle) en les considérant comme des témoins du Dernier Maximum glaciaire. Celui de la Combe du Stand au nord du Locle est décrit par ces auteurs comme «un ravin sec reflétant l'action érosive de langues de glaces et de torrents fluvioglaciaires».

D'autres petits cônes sont situés dans la vallée des Ponts à la Plature, à Plamboz et – en dehors du périmètre de la carte, mais le plus important – à Miéville au débouché de la combe des Quignets.

q_a Alluvions récentes

Les alluvions récentes se sont déposées dans les lits de cours d'eau à pente relativement faible. Localement elles peuvent s'être accumulées dans des eaux stagnantes ou s'écoulant lentement.

Les alluvions récentes ont été repérées par quelques rares forages qui les traversent et, par extension, cartographiées sur les fonds élargis des thalwegs. Mais dans certains endroits, comme principalement en ville du Locle, des remblais les recouvrent souvent.

Le remplissage récent de la vallée du Doubs a déjà été décrit précédemment (voir p. 97). Dans la plaine des Goudebas, des sondages ont révélé un remplissage alluvial d'au moins 30 m d'épaisseur composé de gravier propre, de limon ou de sable limoneux selon les emplacements.

Dans la vallée du Locle, les alluvions présentent un faciès hétérogène, en général assez fin (sable et limon avec une composante organique importante), et parfois localement plus grossier (gravier sableux), avec une couleur verdâtre décrite dans plusieurs sondages. Dans la combe de la Jaluse, des alluvions épaisses d'environ 3 m sont constituées de gravier et de limon à blocs marneux indurés provenant de la Molasse d'eau douce supérieure sous-jacente (LOSINGER & CO. 1963).

Marais

Marais drainés

À l'exception du bas-marais des Goudebas développé sur les dépôts d'atterrissement de l'embouchure de la Rançonnière dans le lac des Brenets, tous les autres marais et zones humides répertoriés dans l'Inventaire fédéral des bas-marais d'importance nationale et dans l'Inventaire fédéral des sites marécageux d'une beauté particulière et d'importance nationale sont situés à la périphérie des tourbières (hauts-marais) de la région. C'est le cas en particulier des tourbières du Cachot (Le Marais et Marais Rouge) dans la vallée de la Brévine et des tourbières de la vallée des Ponts (Bois des Lattes, Marais Rouge et Marais de Plamboz) développées dans le fond de ces dépressions synclinales sans exutoire superficiel. Dans la vallée du Locle par contre, du fait des drainages, aucun site naturel ne subsiste aujourd'hui, même si le Marais des Calame est compris dans le périmètre du site du patrimoine mondial de l'UNESCO consacré à l'urbanisme horloger.

Quant aux complexes de bas- et haut-marais des Saignolis, du Noiret et de Jean Colar près de la Barigue (anticlinal de Pouillerel) et des Chauchets (combe des Roussottes), ceux-ci se sont développés sur les niveaux marneux imperméables de la base de la Formation d'Ifenthal, respectivement du Membre d'Effingen.

Tourbières

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, les tourbières se situent essentiellement dans les aires des paléolacs tardi- à postglaciaires du fond des vallées.

Dans la vallée des Ponts, les dépôts de tourbe sont beaucoup moins étendus que sur les anciennes cartes géologiques (ROLLIER & FAVRE 1910, BOURQUIN et al. 1968), même si le secteur des Ponts-de-Martel (Bois des Lattes, Marais Rouge), majoritairement situé sur le territoire de la feuille Travers, abrite encore les plus vastes tourbières de Suisse.

Des dépôts de tourbe atteignant 3 m d'épaisseur sont également encore présents au Cachot dans la vallée de la Brévine (MATTHEY 1970).

Dans la vallée du Locle, au centre du marais du Col des Roches, deux fouilles de 3 m de profondeur (BLANT 2011; fig. 40) ont permis de relever en détail la stratigraphie de la partie supérieure des tourbes et dépôts tourbeux:

- Fouille 1 avec 30 cm de remblai, 65 cm de tourbe sapriste décomposée noire, 115 cm de tourbe hémiste fibreuse brune, 50 cm de tourbe limoneuse, 40 cm de limons tourbeux.
- Fouille 2 avec 20 cm de terre végétale, 30 cm de limons argileux gris, 70 cm de tourbe sapriste décomposée noire, 60 cm de limons tourbeux brun-noir, 120 cm de tourbe hémiste fibreuse brune.



Fig. 40: Tourbe et limon organique extraits d'une fouille d'exploration archéologique dans le marais du Col des Roches, à la hauteur de l'ancienne gare. Photo S. Gogniat, 2018.

Tourbières exploitées, tourbières drainées, sols tourbeux

Les sols tourbeux caractérisent des zones en contact avec les tourbières, mais aussi des zones de tourbes exploitées ou drainées, tassées, labourées.

Les exploitations de tourbe sont indiquées sur la carte comme sols tourbeux et délimitées par des parois de tourbe résiduelle. Les zones d'exploitation des tourbes peuvent encore contenir des sols tourbeux et les affaissements au-dessus des drainages indiquent également leur présence.

Terrain modelé artificiellement

Les plus importants remodelages artificiels de terrain dans le périmètre de la feuille Le Locle ont été réalisés le long de la route La Chaux-de-Fonds - Le Locle - Morteau (route nationale N20 en Suisse, route départementale D461 en France), principalement entre le Crêt-du-Locle et le Pied-du-Crêt, ainsi qu'aux Bassots (contournement sud de Villers-le-Lac). De nombreux terrassements ont également eu lieu en ville du Locle, mais ils n'ont pas été représentés pour des raisons de lisibilité.

Dépôts artificiels, remblai

Dans le périmètre urbain du Locle, la voie ferrée ainsi que les routes et aires constructibles ont très souvent été stabilisées avec des remblais de matériaux excavés à partir des tunnels ferroviaires ou routiers. Seuls les remblais les plus importants ont été reportés sur la carte (Col des Roches, gare CFF du Locle). Au Locle, la partie basse de la ville présente presque systématiquement des remblais épais de 2–3 m, qui n'ont pas été cartographiés pour des raisons de lisibilité.

D'autres grands remblais se trouvent dans les décharges de la STEP du Col des Roches, des Abattes, de l'usine Dixi aux Jeanneret et de la Combe Girard au Locle, ainsi que dans celles du Bas-des-Frêtes (gorges de la Rançonnière) et de la Porte-des-Chaux (vallée de la Brévine).

Au Crozot (versant méridional de la vallée du Locle), un dépôt particulier forme une butte circulaire haute de 3 m coiffant une colline calcaire (voir aussi p. 81). L'examen du MNT suggère que les matériaux de cette butte auraient pu être prélevés en contrebas au nord et des investigations au détecteur de métaux par l'Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie (ISSKA) ont confirmé l'origine anthropique de ce dépôt.

TECTONIQUE

Situation générale

La région couverte par la feuille Le Locle se trouve entièrement dans la partie centrale du Jura plissé interne, soit sur la transversale la plus large de l'arc jurassien. Le Jura plissé interne – aussi appelé «faisceau helvétique» ou Haute-Chaine du fait qu'il forme les reliefs les plus élevés – y atteint près de 35 km de largeur entre Neuchâtel et la vallée du Dessoubre (France). En comptant le Jura plissé externe plus au nord-ouest (plateau d'Ornans et faisceau bisontin) on arrive à une largeur de 60 km, et même 100 km si l'on y ajoute le Bassin molassique jusqu'au front des nappes alpines au sud-est. Comme discuté plus loin, c'est l'ensemble de cet Avant-pays nord-alpin décollé qu'il faut prendre en compte dans les reconstitutions géodynamiques de l'arc jurassien.

Le secteur de la feuille Le Locle est traversé par plusieurs anticlinaux d'orientation variant entre NE-SW et ENE-WSW (fig. 41), dont les deux plus continus sont ceux du Grand Som Martel-Entre deux Monts et de Pouillarel. Outre-Doubs, en Franche-Comté, les reliefs s'atténuent pour passer finalement au plateau d'Ornans au niveau d'une ligne Nods (Doubs) - Maîche (en dehors du périmètre de la carte, à une quinzaine de kilomètres au nord-ouest des Brenets). D'un point de vue morpho-tectonique, ce sont toutefois les vallées synclinales surélevées des Ponts, de la Brévine et du Locle, disposées en quinconce, qui marquent l'image d'ensemble du Jura neuchâtelois, notamment du fait que des dépôts molassiques y sont préservés et que leur remplissage quaternaire est relativement important.

En examinant ces structures longitudinales de plus près et en essayant de les suivre latéralement (fig. 41), il apparaît rapidement que leur cylindricité est généralement limitée à des segments de quelques kilomètres, les plus longs axes de plis étant déviés et faillés à de multiples reprises, avec des zones de relai et/ou des accidents transverses d'orientation principalement NNE-SSW et d'amplitude modérée. Ces déformations sont à mettre en relation avec deux zones décrochantes majeures d'orientation N-S à NNE-SSW, situées hors du périmètre de la feuille: le décrochement sénestre d'Aubonne - Vallorbe - Pontarlier au sud-ouest et ceux également sénestres de la Tourne et de la Vue des Alpes-La Ferrière au sud-est, situés respectivement à l'est et au nord-est de la feuille Le Locle.

Enfin, dans le détail, la déformation observée au niveau des affleurements est de nature essentiellement cassante et répartie de manière inhomogène, les plis rigides montrant une forte densité de veines et de stylolites (DROXLER & SCHAEER 1979).

Modèles structuraux et géodynamiques/cinématiques

La chaîne du Jura (BUXTORF 1916, LAUBSCHER 1965, BURKHARD et al. 1998) représente la zone de déformation la plus externe et la plus jeune (Miocène tardif à Pliocène précoce, voire plus jeune; BECKER 2000) des Alpes nord-occidentales. C'est un exemple classique de chaîne d'avant-pays plissée et chevauchée (fold-and-thrust belt), dont la structure profonde a fait l'objet d'hypothèses impliquant ou non le socle sous-jacent (voir SOMMARUGA 1997 pour un résumé comparatif des divers modèles). Le déplacement estimé de la couverture est compris entre 9 km à l'extrémité nord-orientale et 28 km dans la région du Risoux (AFFOLTER & GRATIER 2004).

Pour le Jura neuchâtelois, SOMMARUGA (1997) a pu montrer, sur la base de l'interprétation de nombreuses lignes sismiques calées sur des forages profonds, que la couverture mésozoïque et cénozoïque est découplée du socle au niveau d'un décollement basal dans les évaporites du Trias, confirmant ainsi l'hypothèse d'une poussée à distance («Fernschub» de BUXTORF 1916). Dans ce modèle de *thin-skinned tectonics*, les contraintes sont transmises par l'ensemble du prisme critique (critical taper de DAHLEN 1990) au-dessus d'un niveau très peu compétent surmontant une surface régulièrement inclinée de 1-3° vers le sud-est (SOMMARUGA 1995).

Du point de vue de la répartition des dépôts évaporitiques triasiques en profondeur, le Jura neuchâtelois se situe dans une zone charnière où deux niveaux de décollement potentiels sont superposés et se relayent latéralement (BECKER 2000, fig. 2, JORDAN 2016, JORDAN et al. 2016, GRUBER 2017, SOMMARUGA et al. 2017). En effet, les dépôts de halite du Muschelkalk moyen (Formation de Zeglingen, formant le niveau de décollement principal dans le Jura nord-oriental) y sont superposés par les évaporites du Keuper (Formation du Bänkerjoch, prépondérante dans le Jura occidental). Selon que l'on situe le décollement basal dans l'une ou l'autre de ces zones de faiblesse ou que l'on fasse intervenir deux niveaux superposés encadrant un panneau plus ou moins déformé de Muschelkalk supérieur (Formation de Schinznach), les reconstitutions en profondeur peuvent varier significativement.

Le style de déformation est dominé par des plis cylindriques du type *fault-propagation fold* (voir p. ex. fig. 43), *fault-bend fold* et *detachment fold* (pour plus de détail voir SUPPE 1985, JAMISON 1987) dans un régime cassant. Les séries essentiellement calcaires à bancs épais du Malm et du Dogger forment des anticlinaux de grande amplitude, parfois régulièrement arrondis, parfois plus coffrés avec des charnières anguleuses. La géométrie essentiellement de type anguleuse, ainsi que les nombreuses veines et stylolites indiquent que la déformation est discontinue et se fait par cassure, dissolution et rotation d'éléments qui n'ont pas subi de déformation interne au niveau des grains (DROXLER & SCHAER 1979).

Les plans de chevauchement principaux ont une vergence nord-ouest (avec un regard français) et se raccordent au chevauchement basal au niveau du Keuper. Les *rétrochevauchements* (avec un regard suisse), se développent à une distance de

quelques kilomètres derrière le front du chevauchement principal correspondant. Les géométries de type fault-propagation fold ont tendance à générer des synclinaux à fond subhorizontal, avec concentration de la déformation à leur périphérie (plis disharmoniques, extrusion d'écailles; VALLEY et al. 2004).

Les considérations théoriques ci-dessus ne sont pas sans influence sur la manière d'extrapoler et d'interpréter les structures observées sur le terrain et reportées sur la carte géologique vers la profondeur pour construire les coupes géologiques.

Coupes géologiques

Quatre coupes géologiques ont été construites, toutes dans une direction SE-NW (azimut 142°). La coupe 3 est alignée avec la coupe 7 présentée dans les annexes de la feuille Travers (PASQUIER et al. 2013). La position des coupes a été choisie pour illustrer le chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel sur l'anticlinal du lac de Moron (coupe 1), pour donner un aperçu du synclinal des Brenets, de l'anticlinal de Pouillerel, du synclinal du Locle, des anticlinaux du Grand Som Martel et d'Entre deux Monts et de la position de la vallée des Ponts (coupe 2), pour montrer la transition entre le synclinal du Locle et l'anticlinal des Roussottes dans la région du Prévoux et de la Clef-d'Or (coupe 3), et finalement pour montrer les anticlinaux de Pouillerel et des Roussottes au nord du synclinal de la Brévine (coupe 4).

Principes de construction

Le principe d'une poussée à distance («Fernschub») a été retenu pour la construction des coupes géologiques. Ce modèle implique que les contraintes nécessaires pour déformer les strates sédimentaires entre le Bassin molassique et le front du Jura plissé au niveau de Besançon sont transmises à travers l'ensemble du prisme critique, le socle sous-jacent jouant uniquement un rôle passif du fait du découplage au niveau du décollement basal. Ce dernier est considéré comme double, avec un découplage profond du socle structural au niveau du Muschelkalk moyen, surmonté par un détachement au niveau du Keuper, auquel se raccordent les chevauchements sus-jacents. Entre ces deux structures majeures s'intercale un panneau de Muschelkalk supérieur affecté de chevauchements internes et de duplex, et qui peut même parfois être incorporé et déformé à la base des structures sus-jacentes.

Pour les structures plus superficielles, une interprétation simple a été privilégiée, ne faisant intervenir qu'un nombre restreint de rampes recoupant la pile sédimentaire post-triasique. Les plis principaux se développent ainsi sur des rampes reliées en profondeur au détachement situé le plus souvent au niveau du Keuper (detachment folds selon JAMISON 1987). Des chevauchements dans des niveaux intermédiaires (fault-bend folds; SUPPE 1985), par exemple dans la Formation de la Stafflegg (Lias), dans l'Argile à Opalinus ou dans le Membre d'Effingen,

permettraient sans doute de mieux modéliser les géométries de détail observées en surface, mais ils nécessitent un équilibrage à large échelle afin d'éviter de faire intervenir des déplacements irréalistes (SCHORI et al. 2015, NUSSBAUM et al. 2011, RIME et al. 2019).

Au sein du Malm, les changements latéraux de faciès et/ou d'épaisseur (transition entre la Formation du Pichoux et le Membre de Birmenstorf, variation régionale de l'épaisseur de la Formation de Bärschwil et du Membre d'Effingen) ont été pris en compte pour l'établissement des coupes. Par contre, aucune variation significative des épaisseurs et des faciès des couches sous-jacentes (calés à partir des forages profonds de Treycovagnes et de Buez; BITTERLI 1972, SOMMARUGA 1997) n'a été intégrée, les propriétés rhéologiques de ces niveaux étant maintenues constantes en première approximation. Enfin, à l'exception des niveaux de décollement du Keuper et du Muschelkalk moyen, les variations résultant de la déformation (p.ex. bourrage dans les charnières de plis ou amincissement au niveau des flancs) n'ont pas été considérées.

Autres aspects et complications non pris en compte

Les plans de chevauchement sont certainement plissés et déplacés par des rétrochevauchements plus souvent que ce qui est dessiné sur les coupes de la planche I. Alternativement, des sections plus longues de chevauchements parallèles aux strates pourraient exister par exemple au niveau des couches du Lias et du Dogger. D'autre part des plissements disharmoniques affectent souvent les couches du Crétacé, ainsi que les unités du Malm, de la Formation du Pichoux à la Formation de Balsthal, du fait des différences de compétence entre niveaux marneux et calcaires.

La zone de transition entre les synclinaux du Locle et de la Brévine montre des directions structurales un peu plus E-W que celles NE-SW des axes anticlinaux du Grand Som Martel, d'Entre deux Monts et des Roussottes qui l'encadrent. D'autre part, les vecteurs de raccourcissement et de transport sont dans des directions différentes. Ceci s'explique par des déplacements latéraux obliques à la direction de transport générale. Pour cette raison, l'équilibrage des coupes 2D est complexe et n'est ici pas prioritaire. Les coupes ne sont qu'une représentation qualitative simplifiée de la situation en profondeur.

Pour la région comprise entre le Jura argovien et le Jura valdo-genevois, des modélisations plus complexes et détaillées, basées sur des études approfondies et des compilations de données existantes ont été publiées ces dernières années (PHILIPPE 1995, SOMMARUGA 1997, AFFOLTER & GRATIER 2004, VALLEY et al. 2004, SCHORI et al. 2015, RIME et al. 2019, HUMAIR et al. 2020).

Structures profondes et estimation du raccourcissement

Le Muschelkalk supérieur est incorporé au raccourcissement superficiel (thin-skinned tectonics) dans la plupart des coupes géologiques entre la Lägern et le Jura neuchâtelois (p.ex. SOMMARUGA 1997, LAUBSCHER 2003, BITTERLI-DREHER et al. 2007, JORDAN et al. 2011, PASQUIER et al. 2013, AUFRANC et al. 2016). Une bonne partie de ce raccourcissement est visible sur les interprétations des profils sismiques et des structures à l’affleurement. Dans ce secteur, les évaporites du Muschelkalk moyen sont bien développées (BECKER 2000, JORDAN 2016) et le décollement basal semble y être localisé.

Pour certains auteurs toutefois, le décollement basal dans les évaporites du Muschelkalk moyen est accompagné par un ou plusieurs détachements importants plus haut dans la série (dans l’Argile à Opalinus pour SCHORI et al. 2015, dans les évaporites du Keuper et à plusieurs autres niveaux pour HUMAIR et al. 2020). Enfin quelques modèles situent le décollement basal majeur au sein des évaporites du Keuper, le Muschelkalk n’étant alors que peu affecté par le raccourcissement, mais contenant un décollement mineur (p.ex. RIME et al. 2019). Des modélisations 3D ont permis d’estimer où se situe la limite entre un décollement dans le Muschelkalk ou dans le Keuper (GRUBER 2017).

Pour la construction des coupes à travers le territoire de la feuille Le Locle, deux niveaux de décollement ont été retenus, correspondants aux deux niveaux évaporitiques superposés dans le Trias: un décollement basal dans le Muschelkalk moyen et un détachement dans le Keuper. Entre ces deux niveaux, le Muschelkalk supérieur est affecté par un raccourcissement cohérent avec le reste de la couverture sédimentaire sus-jacente (un peu moins de 3 km) bien qu’il en soit découplé. Il en résulte des imbrications en profondeur, participant – avec les structures en pop-up générées par les rétrochevauchements – à la surélévation de la Haute-Chaine en surface.

Sous la chaîne du Jura, le toit du socle (incluant le Buntsandstein) s’abaisse assez régulièrement entre la Forêt Noire et la région genevoise (SOMMARUGA 1997). Il se situerait vers -1100 à -1200 msm sous le territoire de la feuille Le Locle. Ces profondeurs s’accordent relativement bien avec celles indiquées sur les coupes établies pour les cartes limitrophes: -400 msm pour la feuille Bellelley-Saignelégier (AUFRANC et al. 2016) et -1700 à -2300 msm pour la feuille Travers (PASQUIER et al. 2013), si l’on tient compte du fait que l’épaisseur de l’unité du Trias a vraisemblablement été exagérée lors de la conversion temps-profondeur des données sismiques.

Description des structures

La carte des structures tectoniques (fig. 41) montre un inventaire des grandes structures dans le périmètre et les alentours de la feuille Le Locle. De manière

générale, dans la partie nord-orientale (coupes 1 et 2, pl. I) le raccourcissement dans le périmètre de la feuille Le Locle est accommodé essentiellement par trois chevauchements à vergence nord-ouest générant une succession assez régulière d'anticlinaux «de rampe» (Mont Racine, Entre deux Monts et Pouillerel) et de synclinaux «en auge» (vallée des Ponts et Le Locle), tandis que dans la partie sud-occidentale (coupes 3 et 4, pl. I) des rétrochevauchements à vergence sud-est jouent un rôle important en délimitant un grand compartiment lenticulaire soulevé («pop-up») à déformation plus complexe entre la vallée des Ponts et la vallée du Doubs.

Entre ces deux secteurs se trouve une zone de transition (centrée autour du Calirou) où le chevauchement à vergence nord-ouest de l'anticlinal d'Entre deux Monts sur le synclinal du Locle disparaît. Plusieurs petits plis localement tectonisés apparaissent dans ce secteur, dont le plus méridional, l'anticlinal du Bois du Creux, est rétrochevauché sur le synclinal de la Brévine. Ce rétrochevauchement gagne en importance vers le sud-ouest (RIME et al. 2019), alors que les petits plis intercalaires disparaissent. D'autres transitions géométriques sont situées dans le même secteur, entre les anticlinaux du Grand Som Martel et d'Entre deux Monts au sud-est et avec l'apparition de l'anticlinal des Roussottes et du synclinal du Meix Musy au nord-ouest. Enfin, quelques failles décrochantes transverses d'orientation SSW–NNE à S–N et ESE–WNW traversent également la région.

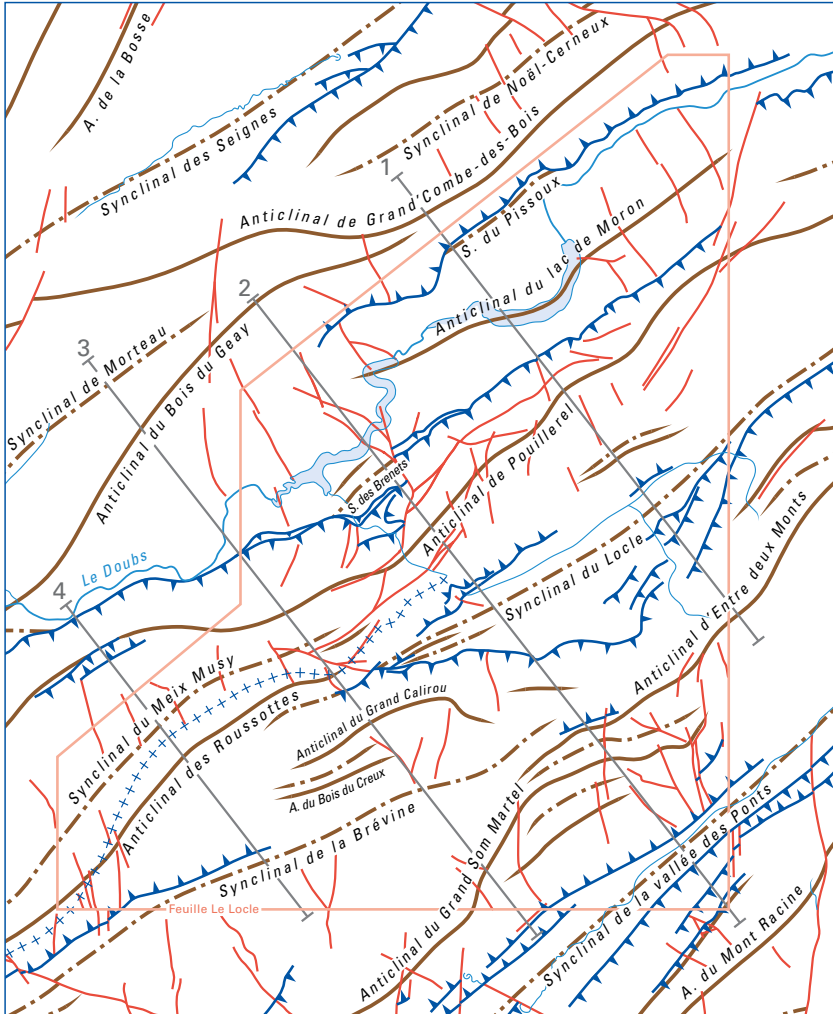
Des chevauchements et failles inverses de moindre ampleur ont fréquemment été observés, affectant en particulier les calcaires des Formations de Reuchette et du Twannbach et conduisant à des variations locales d'épaisseur d'origine tectonique au sein de ces niveaux compétents. De telles structures n'ont été représentées sur la carte que là où un décalage était clairement reconnaissable, et avec un certain degré de généralisation quant au nombre et à la position exacte de ces éléments.






Principaux anticlinaux et synclinaux

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, les plis principaux suivants ont été distingués du sud-est au nord-ouest: l'anticlinal du Mont Racine, le synclinal de la vallée des Ponts, les anticlinaux du Grand Som Martel et d'Entre deux Monts, le synclinal de la Brévine, les petits anticlinaux du Bois du Creux et du Grand Calirou, le synclinal du Locle, l'anticlinal des Roussottes, le synclinal du Meix Musy, l'anticlinal de Pouillerel, le synclinal des Brenets, l'anticlinal du lac de Moron, le synclinal du Pissoux, l'anticlinal du Bois du Geay, le synclinal de Morteau et l'anticlinal de Grand'Combe-des-Bois.

Anticlinal du Mont Racine

Les affleurements de Dogger de la Vue-des-Alpes, de Derrière Tête de Ran, de la Combe des Quignets (aussi orthographiée Cugnets), du Mont Racine et de la Sagneule matérialisent le cœur de cet anticlinal entre les décrochements sénestres



- | | | | |
|---|------------------------------------|---|-----------------------------|
|  | Faïlle normale, faïlle décrochante |  | Axe de synclinal |
|  | Chevauchement |  | Axe d'anticlinal |
| | |  | Trace de coupe (voir pl. I) |

de la Ferrière au nord-est et de la Tourne au sud-ouest (anticlinal du mont Racine de FALLOT & PERRODON 1968 et BURKHARD et al. 1998, Antiklinale des Mont Racine – Tête de Ran – Mont d’Amin de SUTER & LÜTHI 1969, La Vue des Alpes anticline de SOMMARUGA 1997, A2 = deuxième chaîne de PASQUIER et al. 2013). Dans ce secteur, son front écaillé est chevauchant vers le nord-ouest sur les sédiments subhorizontaux du Crétacé et du Cénozoïque de la vallée des Ponts (coupe 2, pl. I; voir aussi SUTER & LÜTHI 1969, fig. 1 et 2, ainsi que VALLEY et al. 2004). L’anticlinal du Mont Racine, chevauchant le synclinal de la vallée des Ponts à l’Est, perd progressivement son caractère chevauchant à Brot-Dessus et à la terminaison méridionale de la vallée des Ponts (coupes 7 et 6, pl. II de PASQUIER et al. 2013), avec finalement passage à un rétrochevauchement de vergence sud-est dans la chaîne du Solmont (BURKHARD et al. 1998).

L’axe principal de l’anticlinal du Mont Racine doit passer à quelques centaines de mètres du coin sud-est de la feuille Le Locle, où de nouveaux levés cartographiques à la jonction des feuilles Neuchâtel, Val de Ruz, Travers et Le Locle (comm. orale J. Aufranc), ont mis en évidence trois contacts chevauchants dans le secteur de Plamboz–La Plature. Une écaille en pop-up (SUTER & LÜTHI 1969, fig. 1) et des perturbations par des structures secondaires (A. Green *in*: BURKHARD et al. 1998) ont déjà été décrites dans le flanc nord de cet anticlinal qui est généralement raide à subvertical, voire même localement renversé. Ce flanc est par contre faiblement incliné dans la partie sud-occidentale de la vallée des Ponts à partir de Brot-Dessus.

Synclinal de la vallée des Ponts

La vallée des Ponts est formée par un synclinal à fond plat subhorizontal (synclinal des Ponts de FALLOT & PERRODON 1968, Synklinale von La Sagne–Boinod de SUTER & LÜTHI 1969, synclinal de la vallée des Ponts de BURKHARD et al. 1998), dont seuls les bords sont perturbés par les chevauchements de vergence opposée qui l’encadrent (BURKHARD et al. 1998, VALLEY et al. 2004), délimitant ainsi sur une partie de leur longueur une zone triangulaire (au sens de MCCLAY 1992). Les dépôts molassiques (OMM et OSM) présents en son cœur sont presque entièrement recouverts par des dépôts quaternaires. D’après des sondages géophysiques (profil sismique et campagnes CS-AMT; SCHNEGG & SOMMARUGA 1995, VALLEY et al. 2004), la Molasse atteint environ 300–400 m d’épaisseur entre Brot-Dessus et les Ponts-de-Martel. À l’intérieur de la série Cénozoïque on constate sur cette ligne

Fig. 41: Carte des structures tectoniques dans la région du Locle avec la nomenclature utilisée dans le texte. Outre les levés réalisés pour la feuille Le Locle, certaines informations sont reprises et adaptées des travaux de LLYOD (1959), SCHWAAR (1961) et RIME et al. (2019), des informations fournies par J. Aufranc et des feuilles suisses Travers et Val de Ruz, ainsi que de la feuille française Morteau.

sismique une forte discordance tectonique, localisée au sud des Ponts-de-Martel. Elle a été interprétée comme un petit synclinal interne à la Molasse (VALLEY et al. 2004) ou comme une structure en crocodile sur un chevauchement subhorizontal entre la Molasse et le Mésozoïque (comm. pers. M. Burkhard). Ce synclinal se pince progressivement vers le nord-est, puis est interrompu à la hauteur de la Vue-des-Alpes par le décrochement de la Ferrière. Au sud-ouest, un anticlinal d'orientation est-ouest barre abruptement la large plaine tourbeuse du Bois des Lattes (BURKHARD et al. 1998).

La bordure méridionale du synclinal de la vallée des Ponts correspond, dans sa partie centrale, à la trace du chevauchement à vergence nord-ouest de l'anticlinal du Mont Racine qui semble recouper la série stratigraphique sous-jacente subhorizontale sans la perturber de manière sensible.

La bordure septentrionale du synclinal de la vallée des Ponts est en partie l'image miroir de sa bordure méridionale (coupe 2, pl. I), du fait d'un important rétrochevauchement sous le flanc sud de l'anticlinal du Grand Som Martel. Les couches au-dessus de ce chevauchement, souvent dédoublé, sont fortement redressées, voire localement renversées, comme près de la nouvelle fromagerie des Ponts-de-Martel (coord. 2546.710/1205.855) ou au Voisinage. Vers le nord-est, ce rétrochevauchement n'atteint plus la surface et fait place à un monoclinal non perturbé sur le flanc sud-est du Communal de la Sagne.

Anticlinaux du Grand Som Martel et d'Entre deux Monts

Au sud-ouest, la vallée des Ponts est séparée de la vallée de la Brévine par l'anticlinal du Grand Som Martel (coupe 3, pl. I; anticlinal des Combes Dernier BURKHARD et al. 1998), tandis qu'au nord-est elle est séparée de la vallée du Locle par l'anticlinal d'Entre deux Monts (coupe 1, pl. I), ces deux anticlinaux (chainon anticlinal de Cornu - Foulet de LLOYD 1964, Antiklinale von Som Martel - Grandes Crosettes de SUTER & LÜTHI 1969) se relayant dans le quart sud-est de la feuille Le Locle, avec développement de plis secondaires (coupe 2, pl. I). Cette transition a été étudiée et décrite en détail par LLOYD (1964).

Le Membre d'Effingen affleure au cœur de l'anticlinal du Grand Som Martel entre les Combes Dernier (Combe Derrière; feuille Travers) et la Combe des Sagnettes, à l'WSW et respectivement au nord des Ponts-de-Martel. L'axe de ce pli se suit vers le nord-est grâce au niveau repère du Hauptmumienbank jusqu'à proximité de la Roche en passant juste au nord de la crête du Petit et du Grand Som Martel, sommet le plus élevé dans l'emprise de la feuille Le Locle. Localement, dans le flanc sud-est de l'anticlinal du Grand Som Martel, au-dessus des Côtes de Petit Martel, un anticlinal et un synclinal secondaires sont repérables en suivant les affleurements du Hauptmumienbank et du Membre de Ste-Vèrene respectivement. Le flanc nord-ouest de l'anticlinal du Grand Som Martel, d'abord raide,

s'aplatit rapidement pour descendre par une pente monoclinale vers le synclinal de la Brévine.

Interprété comme un pli de rampe développé sur un rétrochevauchement à vergence sud-est au niveau des Ponts-de-Martel (BURKHARD et al. 1998, VALLEY et al. 2004, RIME et al. 2019), l'anticlinal du Grand Som Martel se poursuit au sud-ouest en direction de Trémalmont (A3' = troisième chaîne sur la coupe 6, pl. II de PASQUIER et al. 2013). Son axe est légèrement décalé de celui de l'anticlinal d'Entre deux Monts, qui est avancé vers le nord-ouest. Un petit synclinal intercalaire est présent entre les Côtes de Petit Martel et la Roche.

Vers le nord-est, le Membre d'Effingen constitue le cœur de l'anticlinal d'Entre deux Monts, avec trois pointement locaux du sommet du Dogger, deux situés dans le secteur de la ferme des Entre-deux-Monts et le troisième à la bordure orientale de la feuille. Les niveaux du Dogger affleurent de manière plus étendue en direction de la Chaux-de-Fonds, où ils révèlent une nouvelle zone de transition entre les pointements des Bénéciardes et des Roulet (dans la continuation directe de l'anticlinal d'Entre deux Monts) et ceux du Torneret et de l'Arête du Foulet (décalés vers le nord).

Le flanc nord-ouest de l'anticlinal d'Entre deux Monts voit son inclinaison augmenter, puis se renverser en direction du synclinal du Locle (coupes 1 et 2, pl. I). Le contact entre ces deux structures est presque partout chevauchant vers le nord-ouest. Tout au nord-est du territoire de la feuille Le Locle le Malm chevauche les couches du Crétacé, tandis que vers le sud-ouest, à partir de la Combe Girard, le chevauchement semble plutôt localisé dans les couches du Crétacé ou entre le Crétacé et la Formation du Locle (OSM).

En profondeur, le chevauchement à vergence nord-ouest de l'anticlinal d'Entre deux Monts peut soit se raccorder directement au décollement basal (SOMMARUGA 1997, un peu au sud-est de la coupe 1, pl. I), soit être recoupé par le rétrochevauchement à vergence sud-est déterminant l'anticlinal du Grand Som Martel (coupe 2, pl. I).

Synclinal de la Brévine

À l'exception de sa terminaison nord-orientale, ce synclinal montre une nette asymétrie avec un flanc sud-est monoclinale de faible inclinaison (Formation du Twannbach en pente structurale) et un flanc nord-ouest plutôt raide qui est encore accentué au sud-ouest du territoire de la feuille Le Locle par un rétrochevauchement à vergence sud-est (coupes 3 et 4, pl. I; voir aussi RIME et al. 2019). La vallée de la Brévine continue en direction du sud-ouest sur une quinzaine de kilomètres en dehors du périmètre de la carte, avec une structure quelque peu différente à partir de la Brévine et du lac des Taillères (PASQUIER et al. 2013, HUMAIR et al. 2020).

Entre la Chaux-du-Milieu et la Clef-d'Or, le flanc nord-ouest est renversé. Il se poursuit vers le nord-est en reprenant une faible inclinaison vers le sud-est

jusqu'au Haut-du-Quartier (THIERRIN 1987). L'extension en subsurface des couches du Crétacé aux alentours du Quartier diffère quelque peu de ce qui apparaît sur certaines cartes (FALLOT & PERRODON 1968, KIRALY 1973). En effet, seul le Calcaire saccharoïde du sommet de la Formation du Twannbach a été observé sur le terrain, le reste du secteur étant masqué par une faible couverture de dépôts quaternaires. La présence d'un synclinal très peu accentué est toutefois suggérée par les mesures de pendage.

Dans le périmètre de la feuille Le Locle, seules les couches du Crétacé affleurent au cœur du synclinal de la Brévine. Plus à l'ouest, autour du lac des Tailières, des dépôts molassiques (OMM et OSM) sont encore préservés (PASQUIER et al. 2013, WEIDMANN & PASQUIER 2014).

Anticlinaux du Bois du Creux et du Grand Calirou

Plusieurs petits anticlinaux et synclinaux s'intercalent entre la terminaison nord-orientale du synclinal de la Brévine et la terminaison sud-occidentale du synclinal du Locle (coupe 3, pl. I). Leurs plans axiaux sont redressés et plus proches d'une orientation est-ouest que ceux des autres plis. Il s'agit, du sud-ouest au nord-est, des anticlinaux du Bois du Creux et du Grand Calirou, accompagnés par d'autres petits plis non représentés sur la figure 41.

Dans ce secteur, les affleurements, souvent peu étendus, montrent une multitude de petites structures qui déforment et redressent localement les niveaux repères du Malm (Grüne Mumienbank, Hauptmumienbank et Membre de Ste-Vérène, ici représenté par le faciès un peu particulier des «Couches du Crozot»). Du fait des difficultés de relier ces structures à petite échelle, le contexte tectonique n'a pas pu être résolu en détail. Une grande structure décrochante peut toutefois être exclue entre le Prévoux et la Clef-d'Or, aucun décalage significatif des niveaux repères n'ayant pu être observé, ni sur le terrain, ni sur le MNT.

Au nord de la Chaux-du-Milieu, l'anticlinal du Bois du Creux est anguleux et asymétrique, avec un flanc sud-est renversé (coupe 3, pl. I). Une charnière aigüe, coïncidant approximativement avec la limite entre les Formations de Reuchenette et du Twannbach, apparaît nettement sur le MNT. Le caractère tranché de cette limite à cet endroit pourrait être accentué par la présence d'une lacune stratigraphique au sommet de la Formation de Reuchenette (LLOYD 1959; voir aussi les observations de BAER 1961 dans la carrière de la Sagne).

Directement au nord de l'anticlinal du Bois du Creux, un petit synclinal assure la transition avec l'anticlinal du Grand Calirou, plus ample, arrondi et symétrique, au cœur duquel affleure la Formation de Günsberg et même très localement les marnes du sommet du Membre d'Effingen (dolines aux coord. 2544.685/1209.280). Vers l'ENE, des anticlinaux de moins en moins marqués apparaissent encore à la Combe-Jeanerret (remontée en surface du Grüne Mumienbank) et aux

Jean-d'Hôtiaux (à peine sensible, mais très clairement limité vers le nord par le brusque plongement des strates vers le bassin du Locle).

Synclinal du Locle

Les vallées du Locle et de la Chaux-de-Fonds correspondent à un synclinal comparable à celui de la vallée des Ponts en terme de taille et de structure générale: épais fond molassique subhorizontal pris en tenaille entre deux chevauchements de vergence opposée, terminaison nord-orientale (à la Chaux-de-Fonds) effilée et pincée, large terminaison sud-occidentale oblique barrée par des plis d'orientation est-ouest induisant une remontée de l'axe du synclinal (coupes 1-3, pl. I).

La marge sud-est du synclinal du Locle est délimitée par le flanc nord-ouest, chevauchant, de l'anticlinal d'Entre deux Monts. Sa constitution et son inclinaison varient localement: dépôts gompholitiques au sud de la plaine des Éplatures (feuille Val de Ruz), Malm chevauchant sur les couches renversées du Crétacé à la Combe des Enfers, contact renversé moins tectonisé et stratigraphiquement plus complet entre la Combe Girard et les Crêtets, Malm subvertical chevauchant la Molasse à l'ouest des Varodes, contact à nouveau renversé et écaillé au Prévoux.

Au cœur du synclinal du Locle, la Molasse d'eau douce est localement déformée par des plis et des failles parallèles à l'axe principal de la vallée, voire même par un écaillage plus profond lié aux charnières serrées des plis encadrants (coupes 1 et 2, pl. I). Dans ce contexte, et compte tenu de la nature éminemment friable de ces terrains, il n'est toutefois pas évident de distinguer les déformations d'origine tectonique de celles liées à des instabilités superficielles. À petite échelle, des déformations glaciotectoniques se superposent encore localement à ces structures, en particulier dans le secteur du Crêt-du-Locle (fig. 23 et 32).

Le flanc nord du synclinal du Locle est redressé et compliqué localement par des plissements (Haut du Crêt, Combe du Stand; coupe 1, pl. I, au-dessus d'un rétrochevauchement aveugle) et des écaillages par rétrochevauchement (Jolimont, Côtes des Billodes, Col des Roches; coupe 2, pl. I) qui accentuent l'aspect coffré de l'anticlinal de Pouillerel et qui pourraient s'expliquer aussi par un phénomène de type out-of-syncline thrust (MCCLAY 1992).

Une structuration précoce a été évoquée par certains auteurs pour expliquer la présence de dépôts gompholitiques de part et d'autre du bassin du Locle (FAVRE et al. 1937, VALLEY et al. 2004).

Anticlinal des Roussottes

L'anticlinal des Roussottes (coupe 4, pl. I) apparaît au nord de la terminaison méridionale fortement écaillée du synclinal du Locle qui se perd au-dessus de la surface topographique. Il gagne en importance vers le sud-ouest, où il limite ensuite le synclinal de la Brévine vers le nord-ouest, en se poursuivant en France

voisine par les Martelottes et le Nid du Fol au pied du Mont Châteleu (RIME et al. 2019; A4 = quatrième chaîne de PASQUIER et al. 2013). Il est entaillé jusqu'à la base du Membre d'Effingen («combe argovienne»), la Formation du Pichoux apparaissant même localement au sud des Roussottes.

La partie centrale de l'anticlinal des Roussottes est bordée par les niveaux plus résistants du Hauptmumienbank et du Membre de Ste-Vérène («crêts séquanais»), le second niveau formant d'une manière naturelle la frontière franco-suisse. Son flanc nord-ouest se raccorde sans complication au flanc sud-est du synclinal du Meix Musy, sauf en s'approchant du Prévoux où le flanc nord est renversé et faillé, avec apparition de petits anticlinaux et synclinaux supplémentaires aux alentours du Chauffaud.

Synclinal du Meix Musy

Un petit synclinal sépare l'anticlinal des Roussottes de celui de Pouillerel (coupe 4, pl. I). Son nom est dérivé de la crête du Meix Musy formée par le Membre de Ste-Vérène de son flanc sud, sur la frontière franco-suisse. Cette structure s'évase vers le sud-ouest pour finalement se terminer contre une zone fortement faillée d'orientation N-S au niveau de la Brévine, qui le sépare du synclinal du Mont Châteleu (RIME et al. 2019) plus à l'ouest.

Anticlinal de Pouillerel

Ce pli chevauchant à vergence nord-ouest (anticlinal de Pouillerel de BOURQUIN et al. 1946, Pouillerel-Antiklinale de SUTER & LÜTHI 1969, anticlinal des Frêtes de DROXLER 1978, anticlinal de Derrière le Mont de RIME et al. 2019) est, avec le synclinal du Locle, la structure la plus marquante du territoire de la feuille Le Locle, qu'elle traverse de part en part sans interruption (coupes 1-4, pl. I). Le large dos anticlinal, un peu écrasé dans le secteur du Col des Roches, constitue le deuxième massif le plus élevé dans l'emprise de la feuille Le Locle (après celui du Som Martel) et domine l'anticlinal du lac de Moron, dans la vallée-frontière du Doubs, de près de 500 m.

Le flanc sud-est de l'anticlinal de Pouillerel est soulevé par des rétrochevauchements par rapport aux synclinaux du Locle et du Meix Musy auxquels il se raccordait initialement.

En suivant les couches du Dogger au cœur de l'anticlinal de Pouillerel, on s'aperçoit que les Marnes à Homomyes de la voute au nord de la Chaux-de-Fonds dépassent la cote altitudinale de 1200 m, tandis que le même niveau culmine à un peu moins de 900 m d'altitude dans les gorges de la Raçonnière. Cette différence est due à un plongement axial de quelques degrés vers le sud-ouest. Au sud-ouest des gorges de la Raçonnière, plusieurs pointements de Dogger (Col France, Malcombe, Derrière le Mont) permettent également de suivre l'anticlinal de Pouillerel jusqu'aux alentours des Gras (France), avec un plongement axial insignifiant.

Dans le quart nord-est du territoire de la feuille Le Locle, entre les Planchettes et les Recrettes, l'anticlinal de Pouillerel chevauche le flanc sud-est de l'anticlinal du lac de Moron, sans ébauche de synclinal intercalaire (coupe 1, pl. I), mais avec développement local d'une zone plissée affectant les calcaires sous-jacents des Formations de Reuchenette et du Twannbach (fig. 42) et intercalation de brèche tectonique. Un écaillage apparaît vers le sud-ouest à partir du Cernil Briot à l'approche de l'accident transverse Les Brenets–Les Comboles. À partir de Cernil Briot jusqu'à un peu au-delà de Villers-le-Lac, l'anticlinal de Pouillerel chevauche la Molasse et le Crétacé du synclinal des Brenets (coupes 2–4, pl. I) qui se pince progressivement.

Synclinal des Brenets

Entre les Brenets et Villers-le-Lac, une cuvette de sédiments crétacés et cénozoïques dépasse de quelques centaines de mètres vers le nord-ouest sous le chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel (coupes 2 et 3, pl. I). C'est le synclinal des Brenets, dont le flanc sud-est et le cœur sont coupés par ce chevauchement, tandis que le flanc nord-ouest plonge régulièrement de 10–20° vers le sud-est. À l'est du village des Brenets, au-delà de l'accident transverse Les Brenets–Les Comboles, ce synclinal perd sa nature car le chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel recoupe obliquement les couches et il ne reste qu'une série stratigraphique non perturbée plongeant sous l'anticlinal de Pouillerel.

Un faible relief au camping des Brenets souligne la présence d'un petit repli anticlinal affectant le flanc nord du synclinal des Brenets.

Anticlinal du lac de Moron

Au niveau du lac de barrage de Moron, en dessous et au nord du chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel, le cours du Doubs entaille le cœur d'une structure anticlinale jusqu'au niveau du Hauptrogenstein (FALLOT & PERRODON 1968; affleurements aujourd'hui ennoyés). La charnière de ce pli est bien visible aux deux extrémités du lac de Moron, le barrage du Châtelot étant ancré dans les couches verticales du sommet de la Formation de Balsthal du flanc nord de l'anticlinal. Sa continuation vers le sud-ouest est masquée par la masse tassée en rive droite du Saut du Doubs, puis se perd dans le canyon du Doubs au niveau du grand méandre contournant la Tête de Calvin. Il pourrait être lié à un chevauchement aveugle local (coupe 1, pl. I).

Le flanc nord de l'anticlinal du lac de Moron forme la pente structurale au nord-ouest des Planchettes et le sommet du Châtelard (France), où il passe progressivement au synclinal du Pissoux. Le flanc sud, dont l'inclinaison ne dépasse pas 14° vers le sud-est, se perd en direction de l'ouest au niveau du Bois Communal des Roches (rive gauche du méandre du Doubs contournant la Tête de Calvin). On peut y observer de petits plis au niveau de la Formation du Pichoux (fig. 43).

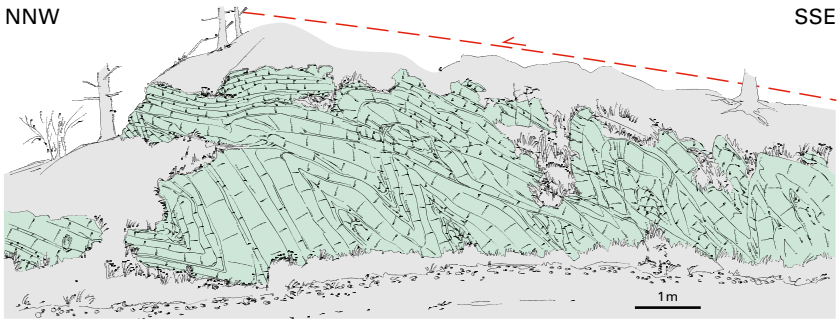


Fig. 42: Affleurement le long du chemin forestier à la Galandrure (coord. 2547.945/1215.820), montrant les bancs peu épais de la Formation du Twannbach, déformés juste sous un niveau de brèche tectonique matérialisant le chevauchement principal de l'anticlinal de Pouillerel. Ces niveaux plissés sont découplés de la succession stratigraphique sous-jacente peu perturbée du cirque de Moron au niveau d'un chevauchement secondaire qui se trouve en dessous du dessin, sous le chemin au sommet des parois. Le style de déformation, d'apparence ductile vu de loin, est en réalité cassant si l'on cherche à suivre latéralement un banc particulier. D'après un dessin de U. Eichenberger.



Fig. 43: Petit pli de nature fault-propagation fold avec breakthrough dans la Formation du Pichoux au sud-ouest du lac de Moron (coord. 2546.075/1215.630). Une série de plis subordonnés documente la problématique de l'espace sous la grande voûte de la Formation de Reuchenette dans l'anticlinal du lac de Moron. D'après un dessin de U. Eichenberger.

Synclinal du Pissoux

Les couches du Crétacé affleurant aux alentours du village du Pissoux (France) témoignent de la présence d'une structure synclinale (synclinal Le Pissoux - Les Praillats - Chantereine de BOURQUIN et al. 1946) sous l'important rétrochevauchement à vergence sud-est qui sous-tend les reliefs au sud de la Chenalotte et du Barboux (coupe 1, pl. I; anticlinaux du Bois du Geay et de Grand'Combe-des-Bois, voir ci-après).

Anticlinal du Bois du Geay

La colline du Bois du Geay, entre Villers-le-Lac et Morteau, est un bombement anticlinal séparant le synclinal des Brenets de celui de Morteau. Il se fond vers le nord-est dans l'anticlinal de Grand'Combe-des-Bois, à la terminaison sud-occidentale du rétrochevauchement du Pissoux (coupe 2, pl. I), tandis que son flanc sud-est disparaît progressivement sous la continuation méridionale du chevauchement de l'anticlinal de Pouillereul en direction de Montlebon (coupe 3, pl. I; = chevauchement de Morteau sur les coupes de RIME et al. 2019).

Synclinal de Morteau

Le synclinal de Morteau (FALLOT & PERRODON 1968), large aux alentours de cette localité, se pince rapidement et fortement vers le nord-est (entre les Fins et Noël-Cerneux; coupe 3, pl. I) et le sud-ouest (après Grand'Combe-Châteleu, en direction des Alliés et de Pontarlier) où il est limité par une faille décrochante affectant également les structures situées plus au nord.

Les flancs du synclinal de Morteau, représentés par les unités du Crétacé précocce, sont souvent très redressés et déformés (plissements des bancs calcaires par glissement sur les niveaux marneux de la Formation du Goldberg et du Membre d'Hauterive). Dans sa partie centrale, entre Morteau et Montlebon, le fond du synclinal est subhorizontal, avec présence très locale de dépôts molassiques en ville de Morteau (FALLOT & PERRODON 1968, LAGIÉ & NAGEL 2008).

Anticlinal de Grand'Combe-des-Bois

L'anticlinal de Grand'Combe-des-Bois (BOURQUIN et al. 1946, FALLOT & PERRODON 1968) est le dernier pli encore perceptible tout au nord du territoire de la feuille Le Locle. C'est la structure la plus continue qui domine la vallée du Doubs côté français, associée à un rétrochevauchement à vergence sud-est sur le synclinal du Pissoux. Il marque également la limite sud-occidentale des faciès coralligènes de l'Oxfordien moyen (Formation de St-Ursanne).

L'axe de cet anticlinal se suit depuis Grand'Combe-des-Bois, par les reliefs du Mont Devoir, du Pré Noël et du Bois des Beuliques, où il est rejoint par l'anticlinal

du Bois du Geay. L'axe principal passe ensuite par Noël-Cerneux et Les Lavottes où il est décalé par une zone décrochante sénestre.

Le chevauchement à vergence sud-est de l'anticlinal de Grand'Combe-des-Bois sur le synclinal du Pissoux apparaît au sud-ouest dans le secteur La Combotte Jolie-Les Taillards. Il se poursuit vers le nord-est par le Petit Cerneux et les pentes au nord du Pissoux, où la Formation du Pichoux est chevauchée sur la Formation du Grand Essert. À partir de Gourdavi, le chevauchement se suit dans les parois de la rive nord des gorges du Doubs, où les couches fortement redressées à verticales de la Formation de Reuchenette reposent sur la Formation du Twannbach en position subhorizontale (léger pendage vers le nord). Ce contact est localement souligné par quelques reliques de la Formation du Goldberg. En direction du nord-ouest, le chevauchement se poursuit encore au-delà de la feuille Le Locle jusqu'au sud du Sapelot, où se développe une structure synclinale, pour finalement disparaître approximativement dans le prolongement vers le NNE de l'accident transverse du Dazenet (voir p. 131).

Chevauchements

La structuration du Jura neuchâtelois est marquée en première ligne par une succession de chevauchements principaux à vergence nord-ouest. Comme discuté ci-dessus, ceux-ci génèrent plusieurs anticlinaux d'orientation NE-SW, dont le front chevauche vers le nord-ouest sur une zone synclinale développée à l'arrière de la prochaine structure du même type. En profondeur, ces chevauchements peuvent se suivre dans quelques cas grâce à la géophysique là où ils créent des discordances importantes. Leur prolongement subhorizontal sur de grandes distances n'est par contre pas visible mais semble nécessaire pour permettre le charriage sur plusieurs kilomètres de grands paquets sédimentaires (voir coupes de SOMMARUGA 1997 et du CREGE 2008).

Ce canevas général est compliqué d'une part par des structures en relief et des écaillages au front des chevauchements principaux, d'autre part par le développement local à régional de rétrochevauchements à vergence sud-est qui recoupent ou remplacent les chevauchements à vergence nord-ouest et participent au développement de nouveaux plis.

Quelques chevauchements plus localisés et de moindre ampleur ont été reportés sur la carte. C'est le cas - de manière schématique - aux Roches Houriet (coord. 2544.850/1210.560), à la terminaison sud-occidentale du synclinal du Locle, et dans les parois de la carrière des Granges au Col des Roches (coord. 2545.920/1211.440; fig. 44 et 45), où des structures en «crocodile» sont visibles à petite échelle. Un peu plus au nord-ouest, dans le flanc nord de l'anticlinal de Pouillerel, la colline sur laquelle est construite la Tour Jürgensen (coord. 2544.565/1212.720) est recoupée par un chevauchement secondaire de vergence nord-ouest, mis en évidence par le décalage du Membre de Ste-Vérène au SSW de la Tour Jürgensen. Vers le sud,

NW

SE

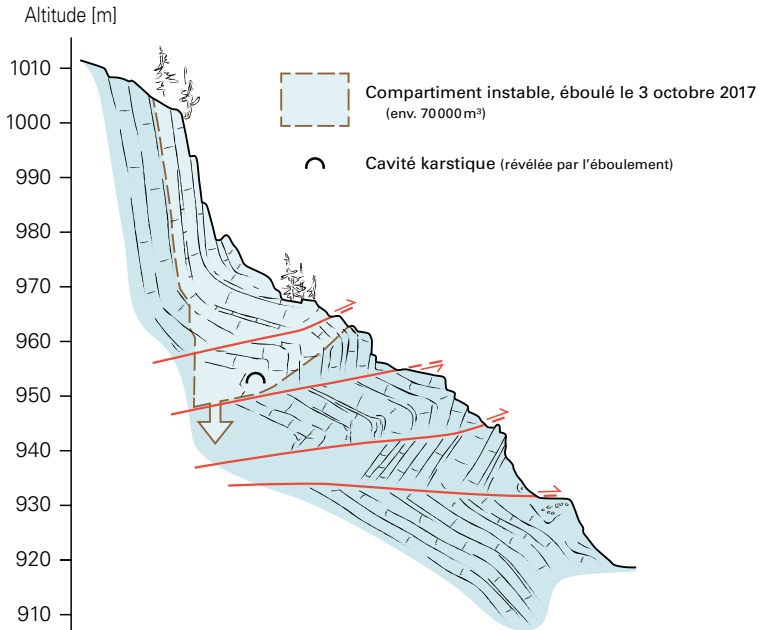


Fig. 44: Coupe schématique NW-SE de l'extrusion d'écaillles dans le coffrage de l'anticlinal de Pouillereil au niveau de la carrière des Granges au Col des Roches. Un éboulement a libéré l'entrée d'une grotte en arrachant les dalles raides et les sapins sur la vire en dessous (périmètre en traitillé). D'après un dessin de U. Eichenberger.

cette structure vient buter contre l'accident transverse Les Brenets–Les Comboles, tandis qu'elle se perd au sein de la Formation de Reuchenette vers le nord.

Failles normales

Les diaclases et failles d'extension sur le dos des anticlinaux sont orientées NW-SE à NNW-SSE. Il s'agit de diaclases diagonales et perpendiculaires à l'axe des plis, qui n'engendrent aucun décalage notable des contacts stratigraphiques. Ces zones de faiblesse peuvent être à l'origine de petites combes visibles sur le MNT, par exemple dans la région des Planchettes.

Le drainage périphérique du bassin du Locle suit également des combes orientées NW-SE: Combe Robert, Combe Girard, combe de la Jaluse et combe de



Fig. 45: Vue du front d'exploitation de la carrière des Granges au Col des Roches («carrière Brechbühler»). La pente structurale visible en haut à gauche correspond à la surface de rupture de l'éboulement de 2017 qui a formé l'imposant cône visible au pied de la paroi. On distingue sur la droite une série de chevauchements subhorizontaux menant à la formation d'écailles dans le flanc redressé et la charnière du coffrage de l'anticlinal de Pouillerel. Photo U. Eichenberger, 2018.

la Grecque au sud, Combe Bichon et Combe du Stand au nord. La Combe Girard est la seule à drainer en demi-cluse la combe d'Entre deux Monts. Elle s'aligne au nord avec la Combe du Stand, mais l'absence d'un quelconque décalage ne permet d'envisager ici qu'un système de diaclases transverses qui aurait favorisé l'érosion ultérieure.

Failles décrochantes

Les failles décrochantes sont de longueur et d'importance limitée dans le périmètre de la feuille Le Locle, aucune des structures observées ou supposées n'atteignant l'ampleur des décrochements de la Ferrière, de la Tourne ou de Pontarlier. Plusieurs dépressions morphologiques d'orientation SE-NW (vallon entre la Clef-d'Or et le Prévoux, secteur du Col des Roches, des gorges de la Rançonnière et des Brenets, ainsi que plusieurs failles segmentant l'anticlinal de Pouillerel entre les Frêtes et la Chaux-de-Fonds) suggèrent toutefois que des déformations d'orien-

tation nord-sud se sont concentrées le long de certaines zones et pourraient également être impliquées dans la rotation ou l'interruption des grands axes de plis.

Sur la base des investigations géophysiques et de l'interprétation géologique et structurale des forages et galeries de la Porte-des-Chaux (Clef-d'Or) à l'est de la vallée de la Brévine, les bancs se suivent sans décalage de part et d'autre du vallon débouchant depuis le nord sur la Porte-des-Chaux. L'axe du synclinal de la Brévine, ascendant vers le nord-est, ne semble pas non plus perturbé. Une faille décrochante nord-sud peut donc être exclue à cet endroit. Les anisotropies électriques du sous-sol mettent toutefois en évidence qu'une zone de fracturation N140 à N150 est présente sous la dépression de la Porte-des-Chaux (THIERRIN 1987).

Accident transverse Les Brenets - Les Comboles

Dans le secteur tectoniquement complexe du Col des Roches, de nombreux chevauchements d'orientation NE-SW et des fractures à mettre en relation avec le plissement de l'anticlinal de Pouillerel sont présents. Dans le flanc nord de l'anticlinal de Pouillerel, une faille décrochante sénestre d'orientation globalement nord-sud se suit depuis l'est du village des Brenets, par le tunnel du Châtelard, jusque dans les gorges de la Rançonnière un peu en amont des Comboles, avant d'obliquer vers le sud-ouest dans le vallon du Col France. C'est le long de cette faille que SCHARDT (1902, p. 427) décrit une «brèche tertiaire énigmatique», un «blocage composé presque exclusivement de calcaire saccharoïde portlandien», pénétré d'argile rouge et jaune (voir p. 70). Environ 750 m à l'ouest des gorges de la Rançonnière, dans le flanc nord de l'anticlinal de Pouillerel, s'observent plusieurs failles transverses d'orientation NNE-SSW à N-S. Elles décalent un panneau de Malm supérieur faiblement à moyennement incliné vers le NNW situé à l'ouest (Roches Bouclées) contre le Malm supérieur renversé du Malpas à l'est. À cet endroit cette faille interrompt également le chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel au Malpas, qui déplace vers le nord le Dogger et la partie inférieure du Malm en amont sur des niveaux plus élevés du Malm en aval. Le mouvement relatif est une combinaison entre soulèvement de laèvre occidentale (faisant affleurer le Membre d'Effingen aux coord. 2543.885/1212.040) et décrochement dextre. Une faille de même orientation est responsable du dédoublement local du Hauptmumienbank (coord. 2543.777/211.850). Une structure en graben, dont les couches sont inclinées de 40-70° vers l'ouest, apparaît entre la faille transverse des Roches Bouclées et le décrochement qui lui est subparallèle entre les gorges de la Rançonnière et les Brenets.

Accident transverse du Dazenet

Environ 400 m au nord-est de la ferme des Jeanmaires (coord. 2549.940/1217.290, au sud des Planchettes), le chevauchement à vergence nord-ouest de

l'anticlinal de Pouillerel est recoupé par un accident transverse d'orientation NNE-SSW. Juste à la bordure de la feuille Le Locle, cet accident décale de manière sénestre les couches comprises entre la Formation du Pichoux et la Formation de Balsthal contre la Formation du Twannbach, avant de se poursuivre vers le nord-est en direction du Dazenet (en dehors du périmètre de la carte, coord. approx. 2550.300/1218.900), où il recoupe un second chevauchement à vergence nord-ouest qui suit le rebord méridional des gorges du Doubs (voir esquisse tectonique 1:200 000 et fig. 41). En direction de l'ENE, ce second chevauchement, recoupé et décalé par la ligne de la Ferrière, se suit en passant par Cerneux-Godat et le Peupéquiignot, puis au moins jusqu'à la Theurre (chevauchement de la Chaîne des Bois, AUFRANC et al. 2016).

L'accident transverse du Dazenet, dont l'existence n'a été mise en évidence que récemment (levés cartographiques non publiés de J. Aufranc), représente donc une faille décrochante sénestre qui relie et décale d'environ 2 km deux importants chevauchements à vergence nord-ouest (qui se suivent sur environ 15 km, respectivement 23 km de longueur).

Trois autres accidents de plus faible ampleur accompagnent l'accident transverse du Dazenet dans son prolongement vers le SSW. Le plus long d'entre eux s'étend des environs de Beauregard par le Saignolet et Derrière-Pouillerel, juste un peu au-delà du bord de la feuille. Son compartiment nord-occidental est soulevé, mettant en contact la Pierre blanche et la partie inférieure de la Formation d'Ifenthal avec le Membre de Bollement et la Formation du Pichoux. Le mouvement est opposé pour les deux autres failles associées (Beauregard-Le Saignolet et Les Combes). Cet agencement crée un pop-up au centre de l'anticlinal de Pouillerel.

HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE

Les moyennes annuelles des précipitations sont de l'ordre de 1500 mm pour le Locle, 1450 mm aux Brenets et 1400 mm à la Chaux-de-Fonds. Il pleut plus au Locle qu'aux alentours: dix pour cent de plus que la moyenne des précipitations à cette altitude. Ceci s'explique par un «effet cuvette» qui amplifie les pluies, un phénomène connu aussi dans d'autres bassins topographiques.

Grâce à ces précipitations et à sa situation géologique, la vallée du Locle est autosuffisante en eau, alors que la commune de la Chaux-de-Fonds doit aller la puiser à plus de 20 km de distance dans les gorges de l'Areuse. Le Locle aurait même proposé en 1883 à la ville voisine de venir s'alimenter chez eux. Le nom même du Locle est issu du celtique Loch-cle (eau cachée), un terme faisant probablement allusion aux eaux émergentes (sources filtrantes et bugnons) situées au fond de la vallée.

Si les causes de cette abondance relative en eau sont d'abord d'ordre pluviométrique, il y a aussi une explication d'ordre géologique due à la présence d'un double réservoir qui stocke efficacement l'eau tout au long de l'année. D'une part l'aquifère karstique des calcaires du Malm et d'autre part celui de l'OSM, qui ne relâchent l'eau que très lentement, ce qui garantit un débit soutenu des sources et des biefs tout au long de l'année.

Bassins hydrologiques

Le territoire de la feuille Le Locle se situe à cheval sur deux bassins hydrologiques: au nord, le bassin du Rhône (par le Doubs), au sud le bassin du Rhin (par la Noiraigue et l'Areuse). La ligne de partage des eaux entre ces deux bassins passe d'est en ouest par le Grand Som Martel, Le Calirou et Le Prévoux, puis suit la frontière franco-suisse en direction du Mont Châteleu au nord de la Brévine.

Eaux de surface: lacs et cours d'eau

Lac des Brenets et lac de Moron

Deux lacs figurent sur la carte Le Locle. Ils sont situés le long du Doubs. Le premier est le lac des Brenets (appelé lac de Chaillexon en France), et le second le lac artificiel de Moron, du nom du hameau englouti en 1953 par la retenue du barrage du Châtelot.

Le lac des Brenets a été formé par obstruction du cours du Doubs suite à deux tassements successifs en amont de l'actuel Saut du Doubs. Ce barrage naturel pos-



Fig. 46: La source sous-lacustre de l'Arvoux dénoyée lors de la sévère sécheresse de l'automne 2018. Photo R. Wenger, 2018.

sède des fuites, ce qui – combiné avec des épisodes de sécheresse – explique de fortes et rapides variations du niveau du lac, qui peuvent atteindre plusieurs mètres. En 2018, le Doubs a été affecté par un étiage prononcé qui a littéralement vidé le lac. Durant plusieurs semaines, les bassins formant la partie aval n'étaient pratiquement plus alimentés que par les sources de l'Arvoux (fig. 46), avec une baisse de niveau de plus de 14m.

Le Doubs

Cette rivière bien connue est le cours d'eau le plus important de la région. Le Saut du Doubs, chute d'eau de 27 m de hauteur, est un monument naturel attirant de nombreux touristes.

Le Doubs prend sa source à Mouthe (France), au pied de la grande forêt du Risoux. Sa longueur dépasse 450 km dont un dixième constitue la frontière entre la France et la Suisse (entre les Brenets et le hameau de Clairbief, à l'ouest de Soubey). Une portion de 30 km se développe entièrement sur territoire suisse (Clos du Doubs). Lorsqu'il sort du lac des Brenets, le Doubs a un débit moyen de 18,6 m³/s. Sa force hydraulique fut exploitée par de nombreux moulins au fil de l'eau.

En 2018, après un été particulièrement chaud et sec, le lac des Brenets s'est totalement vidé dans sa moitié supérieure, comme cela avait déjà été le cas en 1906 (SCHARDT 1910, HAPKA 2018, COP 2019), et comme cela s'est à nouveau produit en 2020. Les sources de l'Arvoux, d'habitude sous-lacustres, ont été visibles durant plusieurs semaines (fig. 46). Le débit estimé durant cette période d'étiage sévère était de 0,15–0,3 m³/s en octobre 2018. La variation importante de débit est due aux apports quotidiens des turbinages de l'usine de la Rançonnière (voir ci-dessous), dont l'eau s'infiltré en grande partie dans le Dogger au niveau des pertes de ce cours d'eau à un peu plus de 1,5 km au sud des sources de l'Arvoux.

La plus forte crue mesurée depuis le milieu du 20^e siècle à la sortie du lac se produisit en 1957 avec un débit de 340 m³/s.

Autrefois sauvage et abritant une faune très riche (poissons, loutres, batraciens, libellules, etc.), le Doubs souffre malheureusement de longue date de maux complexes dus à son domptage par l'Homme. Les ouvrages hydroélectriques en exploitation ont par le passé rejeté des débits peu adaptés à la faune piscicole et aquatique. Le charriage des sédiments est bloqué par ces ouvrages et par les anciens barrages qui subsistent. Dans les plans d'eau qui se créent avant ces chutes, de grandes quantités de sédiments sont piégés, accumulant non seulement des alluvions mais aussi une grande diversité de polluants chimiques.

Les causes de ces maux sont multiples: les éclusées (brusque montée du débit en aval des usines hydroélectriques durant le turbinage, puis brusque retrait des eaux), mais aussi les rejets des stations d'épuration, des pollutions d'origine agricole, sylvicole et industrielle, et la présence d'agents pathogènes. Certains de ceux-ci peuvent avoir été importés depuis d'autres cours d'eau, comme *Saprolegnia parasitica*. Il s'agit d'un microorganisme provoquant des mycoses et une surmortalité dans la faune piscicole, probablement importé par le déplacement de matériel servant à des activités ludiques d'un site à un autre (bottes, matériel de pêche, canoés, etc.). Cette souche pathogène virulente s'attaque surtout à la truite et à l'ombre, un poisson particulièrement sensible à la pollution. Un plan d'action transfrontalier, porté par les autorités des deux pays riverains, est mis en œuvre depuis quelques années avec le concours des acteurs locaux concernés, pour restaurer la pleine qualité de l'eau du Doubs.

Le Bied du Locle et la Rançonnière

Le Bied du Locle est issu de nombreux petits biefs (ruisseaux) qui coulent dans les combes entourant la ville du Locle. Il s'engouffrait autrefois dans les pertes des anciens Moulins souterrains du Col des Roches (fig. 47), mais, depuis la fin du 19^e siècle, il traverse en tunnel l'éperon rocheux du Col des Roches. Après celui-ci, le cours d'eau s'appelle la Rançonnière et délimite la frontière franco-suisse.

La Rançonnière reçoit les rejets de la station d'épuration du Locle avant de rejoindre l'usine hydroélectrique homonyme mise en service en 1890.

Vallée des Ponts et vallée de la Brévine

Le Grand Bied est le cours d'eau de surface qui serpente dans une partie de la vallée des Ponts et qui finit son parcours dans la perte du Voisinage à Martel-Dernier (sur la feuille Travers). La résurgence de ce système karstique souterrain est la source de la Noiraigue. La vaste vallée des Ponts constitue un poljé (bassin fermé avec une rivière s'écoulant dans une perte).

Des cours d'eau de moindre importance, souvent temporaires et peu étendus, sont encore présents ici ou là, aboutissant notamment à la perte du Cachot (vallée de la Brévine; BURGER 1959).

Dépressions sans exutoire superficiel

Les dépressions sans exutoire superficiel n'ont pas été représentées sur la feuille Le Locle, car leur délimitation aurait interféré avec d'autres éléments cartographiques, en particulier les anciennes lignes de rivage des paléolacs de la vallée des Ponts, de la vallée de la Brévine et de la vallée du Locle, toutes trois sans exutoire superficiel.

Cavités karstiques et écoulements souterrains

Dolines, pertes

Les dolines constituent des sites d'infiltration préférentielle des eaux superficielles et sont reliées à un réseau de drains karstiques. Sur l'anticlinal de Pouille-rel, elles forment des alignements au niveau du contact entre la Pierre blanche et la Formation d'Ifenthal, se poursuivant jusque sur la feuille Val de Ruz avec notamment le gouffre du Gros Crêt (en dehors du périmètre de la carte, coord. 2551.020/1217.310) atteignant 34 m de profondeur (GIGON 1976). D'autres alignement se développent au contact entre les Formations du Twannbach et du Goldberg et entre la Formation du Vuache et le Membre d'Hauterive, ainsi que le long de failles et fissures (p. ex. en amont de la source d'Enteroche).

Les pertes sont souvent liées à des dolines. Les pertes les plus importantes dans le périmètre de la feuille Le Locle ou en lien avec celle-ci sont celles du Bied du Locle au Col des Roches (asséchées suite aux travaux de canalisation), du Grand Bied au Voisinage et du Bied de la Brévine (en dehors du périmètre de la carte; PASQUIER et al. 2013), ainsi que les pertes sous-lacustres dans la partie aval du lac des Brenets (BICHET 1997, p. 50).

Les Moulins souterrains du Col des Roches (fig. 47) sont de loin le site souterrain le plus connu et le plus visité, vu qu'il s'agit d'une grotte touristique. Les moulins, totalement implantés sous terre dans des galeries naturelles, ont été reconstitués tels qu'à l'époque. Profitant de la force de l'eau qui se déversait dans



Fig. 47: Vue partielle des Moulins souterrains du Col des Roches, tels que reconstruits et valorisés comme site touristique patrimonial. Photo R. Wenger, 2018.

ces galeries, ce site – utilisé depuis le 17^e siècle – a été patiemment désobstrué et réhabilité dans les années 1980. Plusieurs centaines de mètres de galeries nouvellement explorées se sont depuis encore ajoutées au site historique.

Autres cavités karstiques

Une soixantaine de grottes et de gouffres figurent sur la feuille Le Locle. Cela ne constitue qu'une sélection parmi les cavités naturelles connues dans la région (plus d'une centaine pour le seul territoire suisse selon la base de données des cavités de la Société Suisse de Spéléologie). De nombreuses autres petites cavités de peu d'intérêt (moins de 20 m de long ou de 10 m de profondeur) ont été omises pour ne pas surcharger la carte.

Quelques-unes de ces cavités ont permis la découverte de vestiges archéologiques ou paléontologiques, telles que la grotte de la Toffière et l'abri sous roche du Col des Roches (voir p. 155).

Les cavités présentes sur la carte sont décrites dans l'inventaire spéléologique du canton de Neuchâtel (GIGON 1976), ainsi que dans divers articles parus notamment dans la revue de spéléologie *Cavernes*.

Parmi les plus importantes cavités, citons:

- le réseau des Moulins souterrains du Col des Roches (coord. 2545.480/1211.120), longueur (L) = 860 m, dénivellation (D) = 72 m;
- la grotte de la Toffière (coord. 2544.435/1213.915), L = 240 m, D = 28 m;
- les grottes de Moron Ouest (coord. 2547.280/1215.800), L = 190 m, D = 29 m et de Moron Est (coord. 2547.325/1215.845), L = 107 m, D = 13 m;
- la grotte des Recrettes (coord. 2546.825/1215.350), L = 145 m, D = 34 m;
- la grotte des Roches Bornel (coord. 2544.600/1214.550), L = 100 m, D = 17 m.

Les grottes des Recrettes et des Roches Bornel, ainsi que d'autres cavités des Côtes du Doubs, sont des cavités tectoniques ou partiellement tectoniques (fissures, éboulements, effondrements), dans lesquelles la dissolution chimique du calcaire est un facteur de formation moins prépondérant que dans les autres cavités. Pratiquement toutes les autres cavités sont de type karstique (formation par corrosion et dissolution du calcaire par l'eau enrichie de gaz carbonique).

Les gouffres des Saignolis (26 cavités profondes de 3 à 18 m réparties sur à peine 2 hectares autour des coord. moy. 2548.720/1215.550) et les gouffres de la Barigue (au nombre de 6, avec une profondeur de 5 à 10 m; coord. moy. 2549.550/1215.770) s'ouvrant dans la Pierre blanche au sommet du Hauptrogenstein occupent une situation particulière à proximité d'un marais bombé.

Les grottes de Moron Est et Ouest sont deux émergences temporaires situées vers la base de la Formation du Pichoux. Plusieurs auteurs ont envisagé que leur bassin d'alimentation puisse se situer 500 m plus haut dans la région des gouffres des Saignolis (GIGON 1976, HAPKA 1985, HAPKA & ROTZER 1996). Toutefois cette hypothèse n'a pas pu être confirmée par traçage et la présence du chevauchement de l'anticlinal de Pouillerel rend cette connexion peu vraisemblable (voir coupe 1, pl. I).

La grotte de la Toffière, aussi dénommée grotte du Roi de Prusse (BLANT & ROTZER 2003; voir p. 155) est un site protégé par le Service cantonal d'archéologie et fermé par une grille.

Le gouffre de la Petite-Joux (coord. 2546.800/1207.075), au-dessus des Ponts-de-Martel, avec une salle souterraine de presque 3000 m³, a servi durant longtemps de décharge. Quelque 40 m³ de déchets ont été ressortis en 2003 lors d'une importante opération de nettoyage.

Sur sol français, il est intéressant de mentionner aussi, à proximité de la frontière suisse:

- dans les gorges de la Rançonnière, rive gauche: l'abri sous roche des Comboles (coord. 2544.570/1212.060);

- en rive gauche du Doubs: la grotte du Grenier (coord.2548.010/1218.520), située en face de la Roche Percée;
- les grottes découvertes lors du percement du tunnel SNCF du Col des Roches, à 40 m du portail côté français (JACCARD 1882, ROTZER 1997).

Écoulements dans le karst

De manière générale, la plupart des écoulements se font de manière souterraine dans le karst, et la région du Locle ne fait pas exception à la règle. L'eau souterraine transite donc – après son infiltration diffuse à travers le sol ou ponctuelle dans des pertes – par des fissures, puits, galeries, rivières souterraines et nappes aquifères.

Plusieurs sources permanentes ou temporaires attestent d'un réseau karstique à l'amont de celles-ci. À l'exception de petites portions de la grotte de la Toffière et des grottes de Moron, aucun grand réseau karstique (rivière souterraine ou conduit noyé) n'a toutefois été exploré dans la région. Les galeries des Moulins souterrains du Col des Roches constituent le plus grand réseau connu avec près de 900 m de développement (JEANNIN et al. 2013).

Traçages des eaux souterraines

Si aucun écoulement souterrain n'a pu directement être suivi dans des cavités, des écoulements régionaux ont été mis en évidence par traçage, notamment entre les régions de la Chaux-du-Milieu et du Col des Roches et les sources dans le lac des Brenets (THIERRIN 1987, MORNOD 1962, ÉVARD 1982), ou depuis les Éplatures en direction de la grotte de la Toffière (PASQUIER et al. 2006).

Des traçages ont aussi démontré depuis longtemps le lien entre le poljé de la vallée de la Brévine et les sources de l'Areuse (BURGER 1959, TRIPET 1972), de même que celui du Bied des Ponts-de-Martel avec la source de la Noiraigue (ATTEIA et al. 1996, GOGNIAT 1995).

Aquifères

Il n'y a pas de nappe alluviale dans le périmètre de la carte Le Locle à part de petits aquifères dans la Molasse et le Quaternaire (p.ex. gravière de Plamboz).

Le reste de l'eau souterraine présente dans la région considérée est de type karstique. Les grandes nappes aquifères sont présentes dans les calcaires fissurés et karstifiés du Dogger et du Malm (KIRALY 1973, DÖRFLIGER et al. 2004). Des aquifères moins étendus sont aussi présents dans le Crétacé et les horizons crayeux de l'OSM. Les principaux aquicludes sont constitués par les marnes du Membre d'Effingen, de la Formation du Goldberg et du Membre d'Hauterive.

Selon leur configuration et leur profondeur, les nappes peuvent être captives, voire artésiennes à l'image du forage sous pression des Goudebas (coord. 2543.995/1212.265).

Récemment, le potentiel géothermique de basse enthalpie lié aux aquifères de la région a fait l'objet d'évaluations préliminaires (CREGE 2008, GUGLIEMETTI et al. 2013).

La Formation du Locle (OSM), un réservoir d'eau naturel

Dans la vallée du Locle, la Molasse d'eau douce supérieure («Oeningien» de la littérature, aujourd'hui formalisé en Formation du Locle) atteint une épaisseur de 100–200 m et repose sur trois niveaux imperméables superposés (marnes de l'OMM, du Membre d'Hauterive et de la Formation du Goldberg). La Formation du Locle est constituée d'une alternance de craies lacustres blanches ou grises à porosité généralement élevée. Elle est ainsi capable de stocker une grande quantité d'eau, ce qui se traduit par un débit régulier dans les nombreuses sources que compte la vallée (BURGER 1992, BURGER & SCHAEER 1996).

L'ensemble du bassin d'alimentation du Bied du Locle (qui s'appelle ensuite Rançonnière au-delà du passage en souterrain du Col des Roches) s'étend sur près de 39 km². La périphérie de ce bassin est formée par les calcaires du Malm sous lesquels les marnes du Membre d'Effingen font office d'aquiclude. Au centre se situe le bassin constitué par l'OSM, qui peut retenir l'eau durant de longues périodes et la restituer de façon régulière au niveau des sources.

Lors des périodes de hautes eaux, le niveau de la nappe du bassin du Malm s'élève, ce qui contribue localement à alimenter la nappe de l'OSM depuis la profondeur. La quantité d'eau stockée dans le bassin de l'OSM est estimée à 20 millions de mètres cubes, de quoi supporter sans trop de soucis une longue période de sécheresse.

Sources, puits et captages

Les endroits où l'eau ressort à l'air libre après son transit souterrain sont particulièrement nombreux et variés: sources, résurgences, exutoires sous-lacustres, mais aussi ouvrages artificiels tels que puits et galeries de captage.

La carte ne répertorie pas la totalité des sources connues ou inventoriées, mais les plus importantes. Certaines sources mineures et sur lesquelles les renseignements sont lacunaires ont été omises pour des raisons de lisibilité de la carte.

Sources

La vallée du Doubs constitue le niveau régional d'exutoire naturel des systèmes de circulation d'eau souterraine rattachés au bassin du Rhône. Les sources visibles ne sont pas forcément nombreuses et impressionnantes. Plusieurs sources sont immergées dans le Doubs (comme l'Arvoux aux Brenets; fig. 46).

De nombreuses sources ceinturent la ville du Locle, et sont les points d'exhaure du système aquifère Malm-OSM. Une partie de ces sources ont été captées, à l'instar de celles de la Combe Girard. Dans la toponymie locale, les bugnons ou rondes indiquent aussi la présence d'un regard de la nappe phréatique ou d'un puits artésien.

Il faut aussi noter un groupe de sources à une altitude un peu plus élevée du côté de La Barigue-Les Saignolis (crête de Pouillerel), mais ce sont toutes de petites sources, en général captées pour les besoins locaux.

Peu de sources ont des chroniques de débit ou de chimie. La plupart des sources significatives ont des débits situés entre 60 et 6000 l/min (comm. orale F. Pasquier). Les points d'eau exploités font l'objet de suivis, comme les puits et sources de la ville du Locle, le puits de la Porte-des-Chaux (La Chaux-du-Milieu) et les sources de l'Adeu aux Brenets.

Les sources les plus importantes sont situées au bord du Doubs. Certaines comme celle de l'Arvoux sont noyées et d'autres comme la Toffière sont temporaires. La source du Torret (coord. 2549.345/1219.100), à l'amont de l'usine hydroélectrique du Châtelot, est la source visible la plus importante sur la carte.

À la source du Torret, dans le cadre d'un projet de galerie abandonné, des mesures faites par l'Institut Suisse de Spéléologie et de Karstologie (ISSKA) en 2008 montrent des débits de crue pouvant atteindre ou dépasser 3 m³/s.

La source d'Enteroche, indiquée sur la carte topographique (coord. 2545.845/1216.050), est une source temporaire liée à une zone de faille, pouvant fonctionner comme estavelle (inversac). Une source est également présente au pied du versant, habituellement située sous le niveau du lac de Moron (HAPKA 2018), ces deux éléments s'alignant de plus avec une série de dolines plus au NNW en direction de la Maisonnette (France).

Puits

Les puits artisanaux ou ancestraux, creusés dans le rocher, sont le plus souvent liés à une bâtisse et servent aussi parfois de citerne. Dans les dépôts non consolidés, des puits filtrants ont été construits dans la première moitié du 20^e siècle, essentiellement autour du Locle, pour l'alimentation des réseaux d'eau potable.

On compte une dizaine de puits en exploitation au Locle (il s'agit en partie de puits prolongés par des galeries): Combe des Enfers, Maladière, puits de la Combe Girard, des Jeanneret, des Envers, de France, du Brondon, des Rondes.

Quelques autres puits ont été déconnectés du réseau pour cause de pollution, ou d'incompatibilité entre un milieu bâti et des zones de protection (puits Dixi, Rolex, Verger et les Goudebas aux Brenets).

Galeries de captage

Les galeries étaient un moyen relativement commode de puiser de l'eau souterraine avant que les techniques de pompage dans des puits n'apparaissent. Le relief entourant le Locle de tous côtés et l'abondance de l'eau souterraine font que ces galeries de captage sont nombreuses tout autour de la ville. Certaines d'entre elles sont maintenant désaffectées, mais d'autres produisent toujours, comme celles de la Maladière, de la Combe des Enfers, de la Combe Robert et de la Combe Girard.

Les galeries de la Maladière et de la Combe des Enfers sont situées à la base de puits verticaux et permettent de recouper les venues d'eau et d'augmenter le débit des captages.

Les galeries de captage hors service sont nombreuses. Citons sur le flanc nord de la vallée du Locle les galeries de l'Hôpital, des Billodes, de Bellevue, du Crêt Vaillant, des Reçues et sur le flanc sud les galeries des Envers (remplacée par un puits) et des Abattes.

En dehors du Locle, les galeries du puits de la Porte-des-Chaux (La Chaux-du-Milieu, THIERRIN 1987) comprennent en réalité un puits incliné suivi de deux galeries horizontales, dont l'une recoupe le puits de la Clef-d'Or (PASQUIER 1976). Il s'agit de l'un des deux captages alimentant la vallée de la Brévine.

Des travaux de recherche d'eau ont eu pour cadre le gouffre de la Renouillère (coord. 2542.150/1206.410), en vue de diversifier l'approvisionnement des Montagnes neuchâtelaises en puisant directement dans la nappe karstique de la vallée de la Brévine. Ces travaux, menés en partie par des spéléologues dans les années 1980 (HAPKA 1989) sur l'impulsion d'A. Burger, ingénieur cantonal puis fondateur et directeur du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN), ont finalement été abandonnés.

Enfin, relevons la présence de galeries pour le transport d'eau, comme celle de la Rançonnière (traversée de l'éperon nord du Col des Roches par le Bied du

Locle avec un lac d'accumulation souterrain menant à la conduite forcée de l'usine hydroélectrique de la Rançonnière) et galerie du Châtelot (barrage du Châtelot – usine hydroélectrique du Torret).

Adductions d'eau, réseaux de distribution

Le réseau d'adduction d'eau pour la ville du Locle conduit à lui seul près d'un million de mètres cubes d'eau par an, soit 2600 m³/jour. En plus de l'apport des puits et galeries de captage, un débit inférieur à 10% du total provient du réseau du Syndicat intercommunal pour l'alimentation en eau du Val-de-Ruz et des Montagnes neuchâtelaises (SIVAMO), avec une conduite entre le lac de Neuchâtel et les Montagnes neuchâtelaises permettant de pallier aux manques d'eau temporaires. Un débit sanitaire minimum est indispensable pour que l'eau ne stagne pas dans les tuyaux. Le SIVAMO alimente aussi Les Brenets avec un débit permettant de compléter suivant les saisons celui du captage communal de l'Adeu.

Le réseau du Locle est aussi interconnecté depuis quelques années avec celui du Syndicat des Eaux de la Vallée de la Brévine (SEVAB). Là aussi un débit sanitaire permet de garder de l'eau potable en tout temps le long de la conduite.

Problèmes géotechniques liés à l'eau

Les affaissements de terrain en ville du Locle sont un sujet de préoccupation depuis des décennies. En effet, de nombreux bâtiments au centre-ville ne sont plus vraiment d'aplomb. Ceci s'explique par plusieurs décisions au niveau de l'aménagement et de l'urbanisme depuis plus d'un siècle. En effet, suite aux inondations dévastatrices de 1896–1897, il a été décidé d'abaisser le lit du Bied en le canalisant sous la ville (BURGER & SCHAEER 1996). Ces travaux ont eu comme effet une première baisse de la nappe phréatique. Ce phénomène a été ensuite accentué par diverses corrections, approfondissements de lit et drainages, jusqu'à d'importants travaux de génie civil dans les années 1970 (construction de nouveaux bâtiments, nouveau cours souterrain du Bied sous la ville du Locle et installation du collecteur d'égout dans l'ancien Bied). Ces baisses successives de la nappe phréatique ont eu pour conséquence que les sédiments tendres du sous-sol (tourbe et limon argileux) se sont compactés sous le poids des bâtiments, entraînant des frais considérables pour la Ville du Locle et les propriétaires privés.

MATÉRIAUX EXPLOITABLES

Matériaux de construction

Calcaire

De nombreuses carrières, pour la plupart désaffectées et de taille modeste, sont encore repérables dans le périmètre de la feuille Le Locle. Elles ont généralement été implantées pour les besoins de construction à proximité (murets, fondations et embrasures des bâtiments).

Les calcaires plaquetés du Membre de Bollement («Dalle nacrée») sont traditionnellement utilisés pour la construction des murs en pierre sèche typiques du Jura. C'est notamment le cas à Pouillerel et au Gros Crêt.

Les calcaires micritiques de la Formation du Pichoux (carrière du Châtelard, Le Vorpet) et les niveaux oolitiques ou crayeux du Membre de Ste-Vérène (Petit Calirou, Les Malpierrez) sont exploités localement.

Aux Planchettes et aux Basbelins, les bancs sommitaux (Banc à Nérinées du sommet) très durs et compacts de la Formation de Reuchenette ont été exploités dans plusieurs carrières pour les besoins locaux.

Dans la vallée de la Brévine, ce sont les calcaires micritiques beiges à stylolites de la Formation du Twannbach qui permettent de tailler de grands blocs qui stabilisent les coins des murs des maisons et très souvent les cadres des fenêtres (p.ex. Les Carrières au sud-est de la Chaux-du-Milieu, coord. 2545.110/1207.145; JACCARD 1870b), tandis que la carrière des Granges au Col des Roches («carrière Brechbühler») produit du concassé (chaille) à partir de ces mêmes niveaux. Elle a été le théâtre d'un impressionnant éboulement en automne 2017 (fig. 44).

Plusieurs unités lithostratigraphiques ont fourni de la «pierre jaune» pour l'édification de bâtiments. Il n'est pas toujours facile de déterminer s'il s'agit de la Formation du Grand Essert (Pierre jaune de Neuchâtel s.s.), de la Formation des Gorges de l'Orbe («Urgonien jaune», aussi connue sous le nom local de «Pierre de Boveresse»; PASQUIER et al. 2013), ou encore de la Formation du Vuache.

Gravier

Lagravière qui a donné naissance à l'étang de Plamboz (coord. 2549.530/1207.270, fig. 30) a livré entre 1984 et 2004 plus de 38 000 m³ de gravier, issu de dépôts morainiques remaniés et utilisé pour la construction des chemins et des drainages.

De nombreuses autres petites gravières locales, aujourd'hui généralement abandonnées, exploitaient des dépôts morainiques (p.ex. au sud des Basbelins aux coord. 2540.030/1206.610, convertie en décharge de matériaux), ou des accumula-

tions d'éboulis (ancienne gravière des Roussottes, bordure des chemins forestiers de la rive sud du lac de Moron).

Minerai

Gypse

JACCARD (1883a, b) décrit un banc de gypse de 5 m d'épaisseur au sein des marnes de la Formation du Goldberg dans une galerie de drainage sous le Chemin des Éroges près de la gare aux marchandises du Locle (fig. 48, coord. 2546.285/1211.500). D'anciennes exploitations de gypse dans les mêmes niveaux existaient autour du lac des Taillères dans la vallée de la Brévine, sur la feuille Travers (PASQUIER et al. 2013).

Une exploitation souterraine de gypse est aussi signalée dans la Formation du Goldberg du côté français aux Fins (en dehors du périmètre de la carte, au nord de Morteau; MERLE 1905, BICHET et al. 2014).

Combustibles

Lignite

Le lignite (charbon brun) de la Molasse d'eau douce supérieure a été exploré essentiellement dans la partie orientale du bassin du Locle. Mais les fouilles réalisées par H. F. Convert au Pied-du-Crêt et à la Combe des Enfers (1783–1784), au Commuret (puits de plus 100 pieds en 1786), à la Jambe-Ducommun (1794) et au Verger (Propriétés H. Haldimann et M. Philibert) ont créé plus d'inconvénients que de bien à la population du 18^e siècle (JACCARD 1864). En 1802, un effondrement sous le Bied du Locle a affecté le puits de la source de la Maladière ce qui a mis fin aux activités d'exploration du charbon au Locle. JACCARD écrit en 1864: «On sait par de nombreuses expériences que le lignite du Locle ne s'enflamme qu'avec de très-fort courant d'air, donne peu de chaleur, et laisse un résidu qui n'est ni cendre, ni coke, mais une substance fortement mélangée de matières terreuses et calcaires.»

Tourbe

En patois jurassien, un «martel» ou une «sagne» désignent un marais plus ou moins tourbeux. De vastes tourbières occupaient autrefois le fond des vallées des Ponts et de la Brévine, mais leur exploitation en a considérablement réduit l'extension. L'Initiative de Rothenthurm a mis fin à cette exploitation en 1987. Depuis les vallées des Ponts et de la Brévine, des chars à bœufs transportaient le combustible

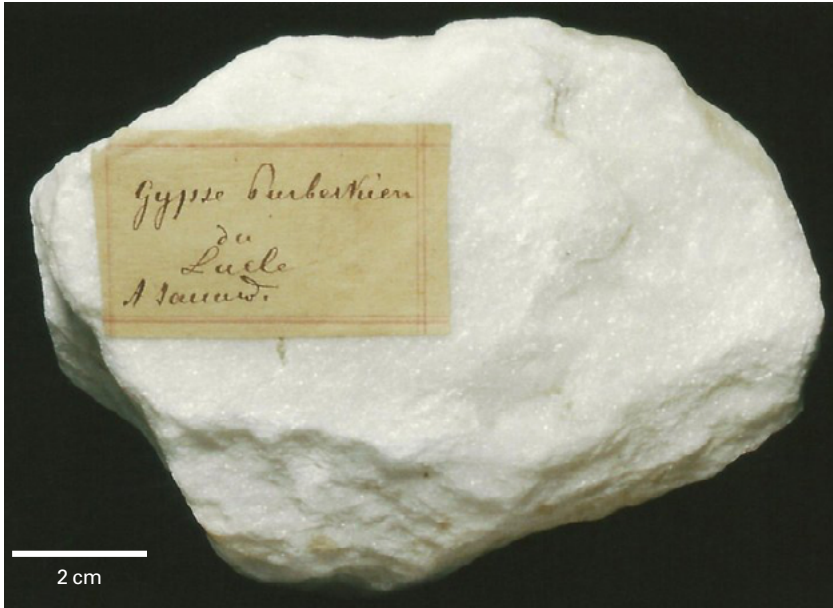


Fig. 48: Gypse pur miné aux Éroges dans la Formation du Goldberg. Échantillon de la collection Jaccard, Musée d'histoire naturelle de Neuchâtel. Photo U. Eichenberger.

prisé au siècle dernier vers les villes du Locle et de la Chaux-de-Fonds et un télé-férique l'exportait des Ponts-de-Martel vers le Val-de-Travers.

Gaz naturel

Des recherches de pétrole et de gaz naturel ont été entreprises sans succès dans le Jura neuchâtelois en 1987–1988 (British Petroleum) et en 2010 (Celtique Énergie Neuchâtel). Aucun forage pétrolier n'a été effectué et un moratoire a été décidé entretemps par le Canton de Neuchâtel.

Du gaz biogène sort par contre régulièrement des couches du fond du lac des Brenets (fig. 37). Les forages côté français à la recherche d'un fond stable pour le pont de Villers-le-Lac ont percé une couche, datée du Boréal, avec une teneur très haute en matière organique qui aurait produit du gaz. Une belle flamme de plus d'un mètre a été visible de loin durant 6 heures (comm. orale V. Bichet).

MESURES GÉOPHYSIQUES

Les mesures géophysiques sont peu nombreuses dans la région du Locle. Si la prospection d'hydrocarbures a donné lieu à quelques campagnes géophysiques (voir ci-dessus), c'est essentiellement la recherche d'eau potable par des méthodes indirectes qui a fourni des données sur le sous-sol.

Géoélectricité

Des campagnes *électromagnétiques à basse fréquence (VLF)* ont été menées par le Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN) dans plusieurs secteurs de la feuille Le Locle (plateau forestier de la Joux Pélichet, Portes-des-Chaux).

À l'est de la vallée de la Brévine, à la Clef-d'Or, THIERRIN (1987, annexe 1) a cherché à déterminer la géométrie du synclinal de la Brévine et la position des zones peu perméables. L'épaisseur du Quaternaire et de la couche d'altération ainsi que le degré de fracturation et sa variation spatiale ont aussi été investigués.

Des *sondages géoélectriques* ont également été réalisés (THIERRIN 1987, annexe 3). Dans la forêt de la Joux Pélichet, NYDEGGER (1990) a enregistré des profils géoélectriques qui montrent des variations de conductivité électrique qui correspondent aux alternances lithologiques de la partie moyenne de la Formation du Locle. Les couches les plus conductrices sont en lien avec les sources captées dans la Combe Girard voisine.

Sismique

Une campagne régionale de *sismique réflexion* profonde, atteignant tout juste le sud de la région du Locle, a été menée par l'entreprise British Petroleum dans le but de mieux définir les structures tectoniques profondes et la position des marnes du Lias et des évaporites du Trias, pouvant former des pièges pour l'accumulation d'hydrocarbures exploitables (voir ci-dessus). L'évaluation de cette campagne n'a pas révélé de potentiel économiquement intéressant. Ces profils sismiques ont été intégrés et interprétés dans la synthèse de SOMMARUGA (1997).

Des mesures de *sismique réfraction* pour déterminer l'épaisseur de la couche altérée et les accumulations du Quaternaire ont été menées à plusieurs endroits, entre autres à la Clef-d'Or (THIERRIN 1987, annexe 2) et dans le lac des Brenets (BUONCRISTIANI et al. 1996).

FORAGES

La plupart des forages réalisés sur le territoire de la feuille Le Locle avaient pour but la recherche d'eau potable. Ils sont très nombreux dans le bassin du Locle (voir fig. 34), où ils concernent également des projets routiers, la construction de grands bâtiments ou la gestion des nappes d'eau souterraine. Plus récemment, des sondes géothermiques ont aussi été installées, bien que le sous-sol karstique ne s'y prête guère.

Tab. 1: *Liste des forages les plus profonds (GE = ground elevation/altitude d'implantation; TD = total depth/profondeur totale).*

Nom	Coordonnées	GE [msm]	TD [m]	Formation TD
Petit-Martel	2548.155/1206.820	1007	409	Twannbach
Col des Roches	2545.950/1211.325	919	450	Reuchenette
Combe Girard	2548.665/1212.320	926	405	Reuchenette
Le Cachot	2541.900/1206.350	1050,97	200	Reuchenette
La Clef-d'Or	2544.800/1208.200	1070,03	452	«Séquanien» indiff.

TUNNELS ET GALERIES

Le développement industriel de la région a conduit à la construction de tunnels pour les chemins de fer, de plusieurs routes nationales et cantonales et de collecteurs d'eau. Deux tunnels ferroviaires existent entre les gares du Locle et des Brenets, et un autre plus loin sur la ligne transfrontalière vers Morteau. Les deux premiers traversent le Col des Roches et le Col France.

Au bout du lac de Moron, une galerie de plus de 3 km située entièrement dans les calcaires de la Formation de Reuchenette amène les eaux du lac (barrage du Châtelot à la Grande Beuge) vers les turbines de l'usine hydroélectrique du Châtelot (Centrale du Torret) implantée quant à elle à la limite entre les Formations de Balsthal et de Reuchenette.

L'eau potable est captée dans plusieurs galeries, essentiellement dans les combes de l'OSM du bassin du Locle. L'évacuation des eaux usées vers la STEP passe par un réservoir en forme de tunnel sous le Col des Roches et par une conduite vers la Rançonnière.

Le projet H20 de contournement routier du Locle pourrait apporter ces prochaines années de nouvelles données géologiques le long du tracé prévu en tunnel au nord de la «Mère Commune». Quelques observations issues des fouilles archéologiques préliminaires dans le secteur du marais du Col des Roches ont pu être intégrés à cette notice.

GÉOTOPES ET PATRIMOINE GÉOLOGIQUE

Les éléments suivants d'importance nationale et/ou cantonale ont été identifiés comme géotopes dans le périmètre de la feuille Le Locle (BERGER et al. 2011):

CH 189/NE 513: Canyon du Doubs (JU/NE)

CH 136/NE 369: Emposieu et Moulins souterrains du Col des Roches

CH 246/NE 745: Système karstique Bied – Ponts-de-Martel – Noiraigue

Le Parc naturel régional du Doubs, qui s'étend entre les vallées du Locle et de la Chaux-de-Fonds au sud et le Doubs au nord, englobe le site du Col des Roches et les Côtes du Doubs, ainsi que le bas-marais des Goudebas et les tourbières des Saignolis. Le Marais des Calame quant à lui est compris dans le périmètre du site du patrimoine mondial de l'UNESCO consacré à l'urbanisme horloger.

Côté français, l'inventaire régional du patrimoine géologique de Franche-Comté (BICHET et al. 2014) mentionne quant à lui le lac et paléolac de Chaillexon (n° 25-14; soit le lac des Brenets de la toponymie suisse). Hors du périmètre de la feuille Le Locle mais intéressant pour la discussion régionale, cet inventaire indique encore deux blocs erratiques alpins à Grand'Combe-des-Bois et Montflovain (n°s 25-48 et 25-49), ainsi que la carrière souterraine de gypse aux Fins (n° 25-31), aujourd'hui abandonnée.

HISTOIRE DES ACTIVITÉS HUMAINES

Premiers peuplements

Aux époques anciennes, le massif du Jura est traditionnellement présenté comme une marge frontière, un espace historiquement sauvage et fréquenté de manière temporaire, voire sporadique. Si les traces d'occupations humaines pour les périodes les plus reculées de la préhistoire sont inexistantes sur l'emprise de la feuille Le Locle, il faut cependant mentionner que des découvertes d'outils en silex datant du Paléolithique ont eu lieu dans la vallée du Doubs à proximité de la Chaux-de-Fonds (Grotte du Bichon, coord. 2555.230/1222.490 et Baume des Brenets, coord. 2553.670/1221.470). Ces trouvailles attestent de la fréquentation probable des rives du Doubs au plus tard au Paléolithique tardif, peut-être en complément à des habitats en plaine (CUPILLARD & RICHARD 1998, p. 135). La découverte d'une molaire de mammoth à proximité du Col des Roches (fig. 49) constitue la seule petite fenêtre sur ces périodes pour la zone concernée ici. Datant du Paléolithique final, elle a été découverte lors de la construction de l'usine Speceram SA (actuellement Comadur, coord. 2545.610/1211.090) et confiée au Musée cantonal d'archéologie (EGLOFF 1979).

Pour le Mésolithique et le Néolithique (9000–2200 av. J.-C.) plusieurs sites archéologiques, suisses et français, permettent de retracer une histoire générale du peuplement dans la haute vallée du Doubs et confirmer le rôle que jouent les zones d'altitude dans l'approvisionnement en ressources (CUPILLARD & RICHARD 1998, p. 136). Les abris sous roche des Prés Mourey (coord. 2542.040/1211.570) et de la Roche aux Pêcheurs (coord. 2543.430/1213.495) à Villers-le-Lac, ainsi que l'abri sous roche du Col des Roches au Locle (coord. 2545.440/1211.250) ont livré des vestiges (foyers, outils en silex, céramique et restes de faune) datant de ces périodes, attestant d'une exploitation plus marquée de la région, surtout dès le Mésolithique récent (7000–5300 av. J.-C.; CUPILLARD & PERRENOUD-CUPILLARD 1995, p. 136). Sur la commune des Fins (hors feuille, au nord de Morteau), l'abri du Moulin Bournez (coord. 2538.680/1210.920), aujourd'hui détruit, a fourni un matériel modeste attestant d'occupations mésolithiques et néolithiques (CUPILLARD 1994).

La datation de la transition entre le Mésolithique et le Néolithique, entre autres marquée par un passage d'une économie de chasse-cueillette à la mise en place de l'agriculture et de l'élevage, n'est pas encore établie de manière certaine dans la vallée du haut Doubs (SCHOELLAMMER 1997, p. 115). Toutefois, les analyses des pollens (indicateurs de l'impact de l'Homme sur la végétation environnante) issus des carottages réalisés dans le marais du Col des Roches révèlent des indices de pratiques agricoles entre 6900 et 4900 av. J.-C. (SCHOELLAMMER 1997). Dans l'abri sous roche du Col des Roches, deux tessons de céramique sont datés d'une



Fig. 49: Molaire de Mammouth du Paléolithique final trouvée près du Col des Roches et aujourd'hui intégrée à l'exposition permanente du Laténium. Photo Y. André, Laténium.

phase très précoce de la néolithisation (Néolithique ancien; CUPILLARD & PERRENOUD-CUPILLARD 1995, p. 115). Les sites du Col des Roches, des Prés Mourey et de la Roche aux Pêcheurs correspondent probablement à des haltes de chasse ou de pêche, périodiquement occupées durant tout le Néolithique moyen (4800–3300 av. J.-C.). À Montlebon, l'abri de la Vierge au Loup (coord. 2538.710/1210.700), en face du Moulin Bournez, de l'autre côté du Doubs, a livré une inhumation repliée en coffre, ainsi que du matériel lithique rattachant l'ensemble au Néolithique moyen (CUPILLARD 1994). À noter également qu'une lame de hache en serpentine, aujourd'hui exposée au musée de la ville de Pontarlier, a été découverte lors de prospections dans le hameau de «La Tanche» (coord. 2537.960/1211.990) sur la commune des Fins (CUPILLARD 1994).

Une phase d'abandon?

Dès le Néolithique récent et final (3300–2200 av. J.-C.), les indices archéologiques se raréfient et la zone semble se trouver en marge de pôles plus peuplés

que sont la région de Pontarlier et le Plateau suisse. Les âges des Métaux (env. 2200–50 av. J.-C.) sont très peu documentés par des vestiges archéologiques à proprement parler. Quelques tessons de céramiques, datés de l'âge du Bronze final (1350–850 av. J.-C.), ont été découverts dans l'abri de la Toffière (coord. 2544.435/1213.915; CATTIN 2003, p.15). Les abris de la Roche aux Pêcheurs et des Prés Mourey à Villers-le-Lac ont également livré un niveau de l'âge du Bronze. Pour compléter ces indices d'occupations, mentionnons que l'étude des pollens montre les signes d'une exploitation importante du sol par l'Homme à l'âge du Bronze final, puis une réduction de ces indicateurs à l'âge du Fer (9^e–1^{er} siècle av. J.-C.), avant une nouvelle augmentation à l'époque romaine (SCHOELLAMMER 1997, p. 115).

Pour la période romaine (entre le 1^{er} et le 5^e siècle après J.-C.), plusieurs pièces de monnaies ont été retrouvées à proximité de Morteau, dont une de Vespasien et une de Probus sur la commune des Fins, alors que deux monnaies de Claude I^{er} ont été retrouvées à Morteau et quatre pièces antiques sans précision ont été trouvées sur la commune de Montlebon. Loin d'être un marqueur d'occupation, ces découvertes témoignent du passage de populations entre les premiers plateaux jurassiens et le Plateau suisse. Dans les années 1970, deux jeunes garçons ont découvert une tête en marbre dans la Rançonnière, sur la commune de Villers-le-Lac (coord. 2543.670/1212.650). Longtemps oublié, cet objet a été réétudié en 2018, révélant son caractère antique (MONTEL 2018). Malgré une érosion importante, il a été démontré que le matériau était un marbre fin d'importation, témoignant du statut important du commanditaire de la pièce.

La reconquête des hauteurs

D'après les données historiques l'occupation du site de Morteau remonte à l'installation de moines bénédictins autour de l'an 1000. Dans les vallées du Locle et de la Brévine, pour retrouver des traces d'occupations humaines, il faut attendre les premiers défrichages et le lent processus de colonisation des Montagnes neuchâteloises, entre les 11^e et 16^e siècles (COP 2006, p. 13). Les alentours du lac des Brenets sont probablement occupés antérieurement aux vallées, du fait d'un climat plus favorable (COP 2006, p. 18). Pour ces périodes, les moulins constituent les principaux vestiges archéologiques attestés. Ils font partie, avec les chapelles, des premières constructions mentionnées dès le 14^e siècle dans les sources concernant le Locle (COP 2006, p. 19). Les spectaculaires Moulins souterrains du Col des Roches (autrefois *Cul des Roches*; coord. 2545.480/1211.120; fig. 47), ont été construits au 17^e siècle et fonctionnèrent jusqu'à la fin du 19^e siècle. L'installation souterraine fut restaurée et rendue accessible aux visiteurs dans les années 1970–1980.

Industrie et artisanat

Depuis le Moyen-Âge, l'industrie et l'artisanat sont très présents dans la région de Morteau. L'existence de nombreuses sources et cours d'eau ont permis l'installation de dizaines de moulins, huileries, scieries ou bien encore laminoirs, martinets et verreries. À l'instar des moulins du Pissoux (coord. 2546.550/1216.900) et de Moron (coord. 2547.140/1216.030), tous deux situés sur la commune de Villers-le-Lac, certaines installations sont citées dès le 15^e siècle. Une verrerie est connue au lieu-dit les Martelottes (coord. 2537.880/1205.250), sur la commune de Montlebon. Construite au 18^e siècle, elle se situe en bordure de forêt sur la crête à la frontière franco-suisse. Aujourd'hui, les nombreuses scories de verre jonchant le sol et quelques arases de murs sont les derniers témoins de cette activité. Une seconde verrerie (coord. 2539.280/1218.700), au pied du château de Réaumont, sur la commune du Bélieu fonctionna à la même période, en lien avec un four à chaux, un moulin et une forge.

De nombreuses installations utilisant la force hydraulique sont connues sur les rives du Doubs à partir du 16^e siècle (scieries, moulins, presses, forges; COP 1987, p. 127ss.). Sans pouvoir en faire ici une description exhaustive, mentionnons le moulin de la Roche (coord. 2545.360/1215.580), évoqué pour la première fois en 1515, qui fut incendié vers 1640 lors de la guerre de Trente Ans par des «pillards bourguignons» (COP 1987, p. 130). Rebâtie, l'installation fut abandonnée en 1665, puis l'emplacement accueillit deux moulins dès 1679, jusqu'à leur destruction par les crues du Doubs lors de l'hiver 1801/1802. En 1851, l'endroit fut réinvesti par un atelier de fabrication de pièces d'horlogerie. Rachetée en 1863, la fabrique fut réhabilitée en laminoir, en fonction jusqu'en 1938. Les vestiges de cet aménagement sont encore partiellement visibles aujourd'hui.

Sépultures

Au début de l'année 1978, au lieu-dit Pont de la Roche (coord. 2534.850/1210.380), un éboulement le long de la route départementale D437, reliant Morteau à Grand'Combe-Châteleu, a mis au jour des restes osseux ainsi qu'une plaque boucle damasquinée appartenant à une sépulture en pleine terre mérovingienne (5^e-8^e siècle; CUPILLARD et al. 1979). Les prospections pédestres et géophysiques menées dans les environs n'ont pas révélé d'autres vestiges. En 2001, le creusement, sans intervention archéologique préalable, de tranchées dans la cour du prieuré de Morteau jouxtant l'actuelle église (coord. 2536.190/1211.870), endommagea plusieurs sépultures et des vestiges architecturaux appartenant vraisemblablement aux ailes détruites de ce prieuré (PERRENOUD-CUPILLARD 2001). Trois tombes, deux murs ainsi que deux caniveaux ont alors été mis au jour. Les datations par ¹⁴C

effectuées sur les restes osseux rattachent ces sépultures aux 13^e-14^e siècles. Inconnu jusque-là, ce cimetière apporte de nouveaux éléments pour la compréhension de l'occupation de cette esplanade au Moyen-Âge. Les épidémies successives au cours des siècles ont amené un certain nombre de villages à enterrer leurs morts à l'écart. Sur la commune des Fins, deux lieux attestent de ces pratiques. Dans la forêt du Meix Vannot (coord. 2537.460/1217.680), un ancien cimetière est visible, délimité par un muret en pierres calcaires. Toujours sur cette même commune, le toponyme «Le cimetière au bossu» (coord. 2537.530/1212.670) témoigne encore de cette fonction.

Structures militaires

Le château de Réaumont (hors feuille, coord. 2539.730/1219.075), situé sur la commune du Bélieu et surplombant le hameau éponyme, est cité pour la première fois en 1330. Source de litiges, il sera assiégé à plusieurs reprises pour être finalement détruit en 1639 par les troupes de Bernard de Saxe-Weimar. Seuls les vestiges du donjon, de la porte principale, d'une tour carrée et les portes d'accès aux communs sont encore visibles. Au Mondey (coord. 2537.960/1211.400) sur la commune de Morteau, la tradition orale relate l'existence d'un château à l'extrémité de cette éminence. La découverte de plusieurs puits et de mobilier militaire (poignards, halberdes), associés à la découverte d'un sceau en plomb de bulle papale d'Innocent IV semble confirmer cette hypothèse. En outre, des photographies aériennes de 1947 montrent la présence d'importantes anomalies topographiques, suggérant un fossé semi-circulaire associé à une levée de terre barrant l'accès. Une aquarelle du 19^e siècle représente l'éminence comme une redoute.

Tronçons de chemin

Plusieurs voies de communication anciennes sont connues dans le périmètre de la feuille Le Locle (IVS 2003). Sur la commune de Montlebon un tel tronçon relie la Brévine et le lieudit Louadey (hors feuille, coord. 2536.540/1205.940), comportant des segments excavés. Il présente de larges ornières à plusieurs endroits, n'excédant pas 10 cm de profondeur sur les passages les plus difficiles. Certaines portions à forte pente disposent de petites marches aménagées dans la roche, évitant aux animaux de glisser et facilitant ainsi la traction des charriots. Au lieu-dit La Saule (France; coord. 2540.330/1208.360), deux voies profondément cavées et comportant quelques ornières se rejoignent à un carrefour avant de continuer en direction du hameau des Roussottes en Suisse voisine. La datation de ces voies

reste cependant difficile à établir. Les deux tronçons mentionnés ci-dessus se situent dans l'axe de la «route de France par Morteau» qui passait par le Cachot et le Gardot (IVS 2003). Ce n'est qu'au début du 19^e siècle qu'un embranchement fut établi en direction du Locle, suivi en 1850 par le percement du tunnel routier du Col des Roches, puis en 1860 par l'ouverture des lignes ferroviaires du Jura-Industriel et du Franco-Suisse. Mentionnons encore que plusieurs chemins muletiers permettaient d'accéder aux moulins établis le long du Doubs, dont celui de la Côte des Moulins Calame sous les Planchettes, taillé dans le roc à la Roche Percée (coord. 2549.260/1219.000).

Archéozoologie

Les deux sites principaux ayant fait l'objet de fouilles sont la grotte de la Toffière et l'abri sous roche du Col des Roches.

Grotte de la Toffière

Cette cavité située au bord du lac des Brenets (coord. 2544.435/1213.915) a fait l'objet de recherches en 1969 et 1971 (ORLANDINI 1971), qui ont permis la découverte de nombreux restes d'ours des cavernes (*Ursus spelaeus*). Ces vestiges étant situés dans la grotte sous le niveau moyen du lac, ils montrent que les ours ont habité la caverne alors qu'elle était hors de l'eau (avant la formation du lac des Brenets par éboulement des versants il y a environ 12 000 ans). L'ours des cavernes a disparu il y a environ 25 000 ans, peu avant le Dernier Maximum glaciaire.

Ces ossements d'ours des cavernes ont révélé un âge de 29 000–32 000 ans (MOREL & SCHIFFERDECKER 1997). Des ossements de sanglier récoltés à l'entrée ont également été datés. Ils remontent quant à eux à 2 200 et 2 500 ans, soit quelques centaines d'années avant J.-C. (âge du Fer).

Au niveau archéologique, des fouilles effectuées en 1989 ont donné quelques trouvailles, dont une pièce de monnaie (Batz du canton de Berne de 1808), quelques tessons et des silex. Le matériel est malheureusement remanié par les crues du cours d'eau sortant de la grotte et par les battements importants du niveau du lac des Brenets. Toutefois, les silex sont attribuables au Mésolithique ou au Paléolithique tardif (13 000–5 500 av. J.-C.) et la céramique à l'âge du Bronze final (1 350 à 850 av. J.-C.).

Abri sous roche du Col des Roches

L'abri sous roche du Col des Roches (coord. 2545.440/1211.250), situé derrière le bâtiment principal des Moulins souterrains, est un site préhistorique (GIGON

1976). Des fouilles effectuées en 1926–1928 ont montré du matériel archéologique d'âge mésolithique à néolithique (surtout des silex). Des restes d'ours brun (*Ursus arctos*) et d'élan (*Alces alces*) y ont aussi été retrouvés.

À noter que l'abri sous roche de la Combe à l'Ours (coord. 2544.525/1213.965) a aussi fait l'objet de fouilles archéologiques et paléontologiques entre 1918 et 1931.

BIBLIOGRAPHIE

- AFFOLTER, T. & GRATIER, J.-P. (2004): Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: the Jura case. – *J. geophys. Res.* *109*, B03404, doi:10.1029/2002JB002270.
- ARN, R. & CAMPY, M. (1990): Un problème de paléogéographie glaciaire au maximum würmien dans la zone circumalpine: le glacier jurassien. In: PANCZA, A. & MONBARON, M. (éd.): Hommage à Daniel Aubert: un demi siècle de recherches en sciences de la terre dans le Jura. Actes du colloque organisé à l'Université de Neuchâtel les 17 et 18 novembre 1989 (p. 115–131). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* *113*.
- ATTEIA, O., GOGNIAT, S. & KOZEL, R. (1996): Apport de l'hydrologie, de la géophysique et des essais de traçage à la connaissance de l'aquifère karstique de la Noiraigue (Jura neuchâtelois, Suisse). – *Bull. Hydrogéol., Cent. Hydrogéol. Géotherm. Univ. Neuchâtel CHYN* *15*, 33–61.
- AUBERT, D. (1950): Nouvelles observations sur le niveau à *Exogyra virgula* dans le Jura. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* *64/275*, 361–366.
– (1965): Calotte glaciaire et morphologie jurassiennes. – *Ecologae geol. Helv.* *58/1*, 555–578.
- AUFRANC, J., JORDAN, P., PIQUEREZ, A., HOFMANN, B., ANDRES, B. & BURKHALTER, R. (2017): Feuille 1125 Chasseral. – *Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl.* *155*.
- AUFRANC, J., JORDAN, P., PIQUEREZ, A., KÄLIN, D. & BURKHALTER, R. (2016): Feuille 1105 Bellelay, avec partie de la feuille 1104 Saignelégier. – *Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl.* *147*.
- BAER, A. (1961): Une discordance infra-portlandienne à La Sagne (Jura neuchâtelois, Suisse). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* *84*, 139–141.
- BARSCH, D. (1968): Periglaziale Seen in den Karstwannen des Schweizer Juras. – *Regio basil.* *9/1*, 115–134.
- BAUMBERGER, E. (1897): Ueber das Untere Urgonien von Champ-du-Moulin, Brenets und Cressier (Neuenburg). – *Ecologae geol. Helv.* *5*, 525–530.
– (1899): Vorläufige Mitteilungen über die Ammonitenfauna des Valangien und Hauterivien im Schweizerjura. – *Ecologae geol. Helv.* *6*, 159–161.
– (1901): Über Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. – *Ber. Töchter Schule Basel (wiss. Beil.)* *1*, 1–44.
– (1903–1910): Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura, I–VI. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* *30*, *32*, *33*, *34*, *35* u. *36*.
- BAUMBERGER, E. & MOULIN, H. (1898): La série néocomienne à Valangin. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* *26*, 150–210.
- BECKER, A. (2000): The Jura Mountains – an active foreland fold-and-thrust belt? – *Tectonophysics* *321/4*, 381–406.
- BECKER, D. (2003): Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinocerotoida (Mammalia) et des minéraux argileux. – *GeoFocus* *9*.
- BELL, E. (1931): Monographie de la Vallée du Doubs entre les Brenets et Biaufond. Étude de géographie physique. – *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* *40*, 5–133.
- BENOÎT, É. (1876): Note sur une expansion des glaciers alpins dans le Jura central par Pontarlier. – *Bull. Soc. géol. France* (3), *5*, 61–73.
- BERGER, J.-P. (1992): Paléontologie de la Molasse de Suisse occidentale. Taxinomie, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie, paléoclimatologie. – Thèse d'habilitation Univ. Fribourg.
– (1996): Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur–Miocène moyen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* *202*, 1–44.

- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005a): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – *Int. J. Earth Sci.* 94, 697–710.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C. & SCHAEFER, A. (2005b): Eocene–Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). – *Int. J. Earth Sci.* 94, 711–731.
- BERGER, J.-P., REYNARD, E., CONSTANDACHE, M., FELBER, M., HÄUSELMANN, P., JEANNIN, P.-Y. & MARTIN, S. (2011): Révision de l’inventaire des géotopes suisses: rapport du groupe de travail 2008–2011. – Platform of the Swiss Academy of Sciences (sc|nat), Geosciences. <http://igd.unil.ch/projrech/public/projets/88-1-166.pdf> (31.12.2020).
- BERGOUNGAN, H. & GUILLAUME, A. (1965): Précisions sur la stratigraphie du Jurassique supérieur de la région de Morez (Jura). – *Ann. Univ. et ARERS Reims* 3, 11–13.
- BERSIER, A. (1973): Rapport géologique de stabilité des rives du lac de Moron, SSW des Planchettes. – Stucky Ingénieurs-Conseils SA, expertise quinquennale de surveillance sur mandat du Service fédéral des routes et des digues et de l’Électricité Neuchâteloise S.A. (inééd.).
- BICHET, V. (1997): Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire d’un bassin versant jurassien au cours du Postglaciaire. Le système limnologique de Chaillexon (Doubs, France). – Thèse Univ. Dijon.
- BICHET, V., BUONCRISTIANI, J.-F. & RAVIER, É. (2016): Identification de sédiments du stade isotopique 3 (OIS-3) dans les formations proglaciaires du Haut-Jura. In: BARRAL, P., MAGNY, M. & THIVET, M. (éd.): De la reconstitution des paysages à l’histoire des sociétés – 10 000 ans d’archives sédimentaires en zones humides (p.19–27). – Infolio, Gollion.
- BICHET, V. & CAMPY, M. (2008): Montagnes du Jura, géologie et paysages. – Néo éditions, Besançon.
- BICHET, V., CAMPY, M., BUONCRISTIANI, J.-F., DI GIOVANNI, C., MEYBECK, M. & RICHARD, H. (1999): Variations in sediment yield from the Upper Doubs River carbonate watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. – *Quatern. Res.* 51/3, 267–279.
- BICHET, V., CAMPY, M., CORDIER, S. & RIOT, G. (2014): Inventaire régional patrimoine géologique de Franche-Comté IRPG, document de synthèse. – Direction régionale de l’environnement, de l’aménagement et du logement Franche-Comté.
- BITTERLI, P. (1972): Erdölgeologische Forschungen im Jura. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 39/95, 13–28.
- BITTERLI-DREHER, P. (2012): Die Ifenthal-Formation im nördlichen Jura. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 17/2, 93–117.
- BLANC, E. (1996): Transect plate-forme–bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments. – *Géol. alp. (Grenoble), Mém. h.s.* 25.
- BLANC-ALÉTRU, M.-C. (1995): Importance des discontinuités dans l’enregistrement sédimentaire de l’Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. – *Géol. alp. (Grenoble), Mém. h.s.* 24.
- BLANT, D. (2011): Plan d’eau du Col des Roches. Étude de faisabilité technique. Hydrogéologie. – *Arch. Cent. Hydrogéol. Géotherm. Univ. Neuchâtel CHYN* (inééd.).
- BLANT, D. & ROTZER, S. (2003): La grotte de la Toffière ou grotte du Roi de Prusse. – *Cavernes* 47/2, 10–13.

- BOLLE, M.-P., ADATTE, T., MANGOLD, C. & REMANE, J. (1996): Microfaciès, minéralogie, stratigraphie du Dogger de la région du Furcil (NE). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 119, 123–144.
- BOSSET, C. DE (1965): Recherches hydrogéologiques. Sondages profonds 1963–1965. – Arch. Cent. Hydrogéol. Géotherm. Univ. Neuchâtel CHYN 1020.
- BOURQUIN, P., BUXTORF, R., FREI, E., LÜTHI, E., MUHLETHALER, C., RYNIKER, K. & SUTER, H. (1968): Feuille 1144 Val de Ruz. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 51.
- BOURQUIN, P., SUTER, H. & BUXTORF, A. (1946): Feuille 1124 Les Bois [Biaufond – Les Bois – La Ferrière – St-Imier, AS 114–117]. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 15.
- BRECHBÜHLER, Y.-A. (2009): Ville du Locle, séparation des eaux claires à la Step: étude géologique et géotechnique. – Rapp. sur mandat des bureaux Mauler ingénieurs conseils SA et Ribl SA ingénieurs hydrauliciens (inéd.).
- BUCH, L. VON (1867): Catalogue d'une collection des roches qui composent les montagnes de Neuchâtel. In: EWALD, J., ROTH, J. & ECK, H. (Hrsg.): Leopold von Buch's gesammelte Schriften I (S. 584–687). – G. Reimer, Berlin.
- BULOT, L. G. (1992): Les Olcostephaninae valanginiens et hauteriviens (Ammonitina, Cephalopoda) du Jura franco-suisse: systématique et intérêt biostratigraphique. – Rev. Paléobiol. 11/1, 149–166.
- BUONCRISTIANI, J.-F., BICHET, V., BOSSUET, G., CAMPY, M. & DI GIOVANNI, C. (1996): Contribution des méthodes géophysiques (sismique réflexion et électrique), à l'identification des corps sédimentaires piégés dans le remplissage lacustre des Brenets (Doubs, France) depuis la dernière glaciation. – Eclogae geol. Helv. 89/2, 677–694.
- BUONCRISTIANI, J.-F. & CAMPY, M. (2004): Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. – Sediment. Geol. 165/3, 253–264.
- BURGER, A. (1959): Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. – Bull. Soc. neuchât. Géogr. 52/1.
– (1992): Régulation du niveau de la nappe phréatique sous la ville du Locle. – Rapp. Serv. ind. Le Locle (inéd.).
- BURGER, A. & SCHAEER, J.-P. (1996): La vallée du Locle, oasis jurassienne: l'histoire géologique, le paysage, l'eau. – Cah. Inst. neuchât. [n.s.] 26.
- BURKHARD, M. (1990): Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). – Eclogae geol. Helv. 83/3, 559–583.
- BURKHARD, M., ATTEIA, O., SOMMARUGA, A., GOGNIAT, S. & ÉVARD, D. (1998): Tectonique et hydrogéologie dans le Jura Neuchâtelois. – Eclogae geol. Helv. 91/1, 177–183.
- BURRI, F. (1956): Die Rhynchonelliden der Unteren Kreide (Valanginien–Barrémien) im westschweizerischen Juragebirge. – Eclogae geol. Helv. 49/3, 599–702.
- BUSNARDO, R., THIEULOU, J.-P. & MOULLADE, M. (1979): Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France). – Les Stratotypes français 6 (CNRS, Paris).
- BUXTORF, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – Verh. natf. Ges. Basel 27, 184–254.
– (1922): Das Längenprofil des schweizerisch-französischen Doubs zwischen dem Lac des Brenets und Soubey. – Eclogae geol. Helv. 16, 527–537.
- CAIRE, A. (1970): Feuille 556 Salins-les-Bains. – Carte géol. France 1:50 000, Notice expl. XXXIII-25, Bur. Rech. géol. min. BRGM.
- CAMPY, M. (1982): Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. – Thèse Univ. Franche-Comté (UFC).

- CAMPY, M., BICHET, V., DI GIOVANNI, C., RICHARD, H., RICHARD, J. & OLIVE, P. (1994): Évolution des flux de matière depuis 12000 ans dans la haute vallée du Doubs (France). – *Bull. Soc. géol. France* 165, 381–400.
- CAMPY, M., HEIM, J. & RICHARD, H. (1985): Dynamique du comblement et contexte climatique du remplissage tardi- et post-glaciaire du lac de Chaillexon (Doubs, France). – *Ecologia mediterranea III/1*, 135–146.
- CAROZZI, A.V. (1948): Étude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura suisse. – *Arch. Sci. (Genève)* 1, 211–375.
- CATTIN, M.-I. (2003): Sondage à la grotte de la Toffière. – *Cavernes* 47/2, 14–16.
- CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B. & BUSNARDO, R. (2008): Biostratigraphie et découpage séquentiel des formations du Crétacé inférieur de la plate-forme jurassienne (France, Suisse). In: CALLAPEZ, P.M. (ed.): *A terra, o conflitos e ordem. Livro de homenagem ao professor António Ferreira Soares (p.197–207)*. – Mus. Miner. Geol. Univ. Coimbra.
- CHAROLLAIS, J., WERNLI, R., MEYER, C.A. & CLAVEL, B. (2007): Découverte d’empreintes de dinosaures dans le Berriasien du Jura méridional (Ain, France). – *Arch. Sci. (Genève)* 60, 33–40.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R. & LE HÉGARAT, G. (1986): Précisions stratigraphiques sur le Crétacé basal du Jura méridional. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 319–341.
- COMMENT, G., LEFORT, A., KOPKA, J. & HANTZPERGUE, P. (2015): Le Kimméridgien d’Ajoie (Jura, Suisse): lithostratigraphie et biostratigraphie de la Formation de Reuchenette. – *Rev. Paléobiol.* 34/2, 161–194.
- COP, R. (1987): Moulins oubliés du Haut-Jura neuchâtelois. Histoire, fonctionnement, inventaire. – Chez l’auteur, La Chaux-de-Fonds (inééd.).
- (2006): Histoire de la Chaux-de-Fonds. – Éd. G d’Encre, Le Locle.
- (2019): Les étiages historiques du lac des Brenets: 1893, 1906, 1947, 1962, 2018. – *Le Rameau de Sapin* 2019/1, 11–14.
- CREGE [Centre de recherche en géothermie] (2008): Évaluation du potentiel géothermique du canton de Neuchâtel. – *Cent. Hydrogéol. Géotherm. Univ. Neuchâtel CHYN*.
- CUPILLARD, C. (1994): Mésolithisation et Néolithisation d’une zone de moyenne montagne: évolution du peuplement et du paysage de la Haute Vallée du Doubs. – *Rapp. A.T.P. «Archéologie Métropolitaine»*, Lab. Chrono-Écologie, Besançon.
- CUPILLARD, C., LEISER, H. & VEGLIANTE, F. (1979): Découverte d’une sépulture: fouille de sauvetage. – Service régional de l’archéologie de Franche-Comté, Besançon.
- CUPILLARD, C., MAGNY, M., BOCHERENS, H., BRIDAULT, A., BÉGEOT, C., BICHET, V., BOSSUET, G., DRUCKER, D.G., GAUTHIER, É., JOUANNIC, G., MILLET, L., RICHARD, H., RIUS, D., RUFFALDI, P. & WALTER-SIMONNET, A.-V. (2015): Changes in ecosystems, climate and societies in the Jura Mountains between 40 and 8 ka cal BP. – *Quatern. int.* 378, 40–72.
- CUPILLARD, C. & PERRENOUD-CUPILLARD, N. (1995): Derniers chasseurs et premiers agriculteurs dans la haute vallée du Doubs. In: RICHARD, A. & MUNIER, C. (éd.): *Éclats d’histoire: 10 ans d’archéologie en Franche-Comté, 25 000 ans d’héritage* (p. 110–115). – Cêtre, Besançon.
- CUPILLARD, C. & RICHARD, A. (1998): Les derniers chasseurs-cueilleurs du Massif jurassien et de ses marges. – Centre Jurassien du Patrimoine, Lons-le-Saunier.
- DAHLEN, F.A. (1990): Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. – *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 18, 55–99.
- DAUWALDER, P. & REMANE, J. (1979): Étude du Banc à Nérinées à la limite «Kimméridgien-Portlandien» dans le Jura Neuchâtelois méridional. – *Paläont. Z.* 53/3, 163–181.

- DEÁK, J., PREUSSER, F., CATTIN, M.-I., CASTEL, J.-C. & CHAUVIÈRE, F.-X. (2019): New data from the Middle Palaeolithic Cotencher cave (Swiss Jura): site formation, environment, and chronology. – *Quatern. Sci. J.* 67, 41–72.
- DELEBECQUE, A. (1907): Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées du Doubs et de ses principaux affluents. – *Bull. Carte géol. France* 115/17, 1–7.
- DELUC, J.-A. [DE LUC, J.A.] (1813): Geological travels in some parts of France, Switzerland and Germany. – F. C. and J. Rivington, London.
- DESOR, É. (1854): Quelques notes sur l'étage inférieur du groupe néocomien (Étage Valanginien). – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 3, 172–180.
- (1873): Sur une tranchée de Néocomien au Crêt-Taconnet. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 9, 357.
- DESOR, É. & GRESSLY, A. (1859): Études géologiques sur le Jura neuchâtelois. – *Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4, 1–159.
- DÉTRAZ, H. & MOJON, P.-O. (1989): Évolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux. – *Eclogae geol. Helv.* 82/1, 37–112.
- DONZE, P. (1958): Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne» (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causse, Provence, Alpes-Maritimes). – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* [n.s.] 3.
- DONZE, P., DREYFUSS, M. & FRANÇOIS, S. (1957): Nouvelles observations dans le synclinal des Usiers (Feuille de Pontarlier au 50.000^e). – *Bull. Carte géol. France* 55/252B, 151–152.
- DÖRFLIGER, N., PINAULT, J.-L., PETIT, V. & JAUFFRET, D., avec la contribution de LADOCHE, B., BAKALOWICZ, M. & VAISSIÈRE, R. DE LA (2004): Système karstique et crue du Doubs. Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, lors de crues et des étiages. – *Rapp. Bur. Rech. géol. min. BRGM/RP-53063-FR*.
- DROXLER, A. (1978): Étude tectonique et microtectonique de plis de second ordre dans le Jura Neuchâtelois. Déformation par dissolution et recristallisation des calcaires. Carte géologique de l'anticlinal de Pouillèrel entre le col des Roches et Les Brenets. – *Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel* (inéd.).
- DROXLER, A. & SCHAEER, J.-P. (1979): Déformation cataclastique plastique lors du plissement, sous faible couverture, de strates calcaires. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 551–570.
- EGLOFF, M. (1979): Musée cantonal d'archéologie. In: Bibliothèques et musées/Ville de Neuchâtel (p. 109–120). – Conseil communal, Section des affaires culturelles, Neuchâtel.
- ELMI, S. (1967): Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. – *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 19/1–3.
- ELMI, S. & MANGOLD, C. (1966): Étude de quelques *Oxyerites* du Bathonien inférieur. – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* [n.s.] 13/1, 143–181.
- ÉNAY, R., CONTINI, D. & BOULLIER, A. (1988): Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur): datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et des régions voisines. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 295–363.
- ÉVARD, D. (1982): Exemple d'une zone de drainage transversale évidente dans le karst du Jura neuchâtelois. – *Bull. Cent. Hydrogéol.* 4, 93–102.
- FALLOT, P. & PERRODON, A. (1968): Feuille 531 Morteau. – *Carte géol. France* 1:50 000, Carte et Notice expl. XXXV-24, Bur. Rech. géol. min. BRGM.

- FAVRE, A. (1843): Considérations géologiques sur le Mont Salève et sur les terrains des environs de Genève. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *10*, 49–162.
- (1911): Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. – *Eclogae geol. Helv.* *11*, 369–475.
- (1924): La flore du cirque de Moron et des Hautes Côtes du Doubs. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* *49*, 3–128.
- FAVRE, J., BOURQUIN, P. & STEHLIN, H. G. (1937): Études sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. – *Mém. Soc. paléont. suisse* *60*, 1–47.
- FAVRE, J. & THIÉBAUD, M. (1906): Monographie des marais de Pouillerel. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* *34*, 25–87.
- FREI, R. (1912): Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 41/2*, 41–59.
- GARDET, G. (1942): Bathonien supérieur et Callovien des environs de Chamole (Jura). – *C. R. Soc. géol. France* (5), *12*, 187–188.
- GAUDANT, J. (2003): Sur quelques restes squelettiques de Channidae (Poissons téléostéens) du Miocène moyen du Locle (Canton de Neuchâtel, Suisse). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* *126*, 115–119.
- GAUTHIER, É. (2004): Forêts et agriculteurs du Jura. Les quatre derniers millénaires. – *Ann. litt. Univ. Franche-Comté (Sér. 6, Environnement, sociétés et archéologie)* *765*.
- GIGON, R. (1976): Inventaire spéléologique de la suisse 1: Canton de Neuchâtel. – *Comm. Spéol. Soc. helv. Sci. nat., Neuchâtel*.
- GODET, A., FÖLLMI, K., BODIN, S., KAENEL, E. DE, MATERA, V. & ADATTE, T. (2010): Stratigraphic, sedimentological and palaeoenvironmental constraints on the rise of the Urgonian platform in the western Swiss Jura. – *Sedimentology* *57*, 1088–1125.
- GOGNIAT, S. (1995): Étude des infiltrations rapides de l'aquifère de la Noiraigue (Neuchâtel, Suisse). – *Trav. Diplôme Cent. Hydrogéol. Géotherm. Univ. Neuchâtel CHYN* (inéd.).
- 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 the 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.
- GREPPIN, J.-B. (1859): Observations géologiques sur le Jura bernois. – *Actes Soc. helv. Sci. nat.* *43*, 174–185.
- GRUBER, M. (2017): Structural investigations of the western Swiss Molasse Basin – from 2D seismic interpretation to a 3D geological model. – *GeoFocus* *41*.
- GRÜNING, M. (2012): Inventaire des blocs erratiques du canton de Neuchâtel. – Chez l'auteur, La Chaux-de-Fonds (inéd.).
- GUGLIELMETTI, L., NEGRO, F., MAURI, G., VUATAZ, F.-D., ABDEFETTAH, Y., CLERC, N., GIROUD, N., MARGUET, L. & SCHILL, E. (2013): GeoNE: an integrated project for the exploration of low enthalpy deep aquifers in the canton of Neuchâtel, western Switzerland. In: *Proceedings of the European Geothermal Congress (EGC) 2013, Pisa, Italy, 3rd–7th June 2013*. – *Int. geotherm. Assoc.*
- GYGI, R. A. (2000a): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – *Mém. Acad. suisse Sci. nat.* *104*.

- GYGI, R. A. (2000b): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 93/1, 125–146.
- (2012): Quantitative geology of Late Jurassic epicontinental sediments in the Jura Mountains of Switzerland. – Springer (Birkhäuser), Basel.
- HÄFELI, C. (1964): Zur Jura/Kreide-Grenze im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/80, 33–38.
- (1966): Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 565–695.
- HANTKE, R. (1965): Die fossilen Eichen und Ahorne aus der Molasse der Schweiz und von Oehningen (Süd-Baden). Eine Revision der von Oswald Heer diesen Gattungen zugeordneten Reste. – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 167.
- HAPKA, R. (1985): La grotte de Moron Est. – *Cavernes* 29/1, 28–32.
- (1989): Le gouffre de la Renouillère. – *Cavernes* 33/1, 10–17.
- (2018): Les sources franco-suissees dans les lacs des Brenets et de Moron. – *Cavernes* 62, 16–31.
- HAPKA, R. & ROTZER, S. (1996): +500 m à la grotte de Moron Ouest? – *Cavernes* 40/1, 18–20.
- HAVRAN, M. (2011): Dépôts tertiaires du synclinal du Locle–La Chaux-de-Fonds. – *Trav. MSU Univ. Fribourg* (inéd.).
- HEER, O. (1856a): Entdeckung fossiler Pflanzen in Locle. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 1/1, 92–95.
- (1856b): Lettre sur la nouvelle flore fossile recueillie au Locle par M. Jaccard. – *Bull. Séances Soc. vaud. Sci.* 5/39, 61.
- (1855–1859): Die Tertiäre Flora der Schweiz, I–III. – Würster & Cie, Winterthur.
- HENNIG, S. (2003): Geochemical and sedimentological evidence for environmental changes in the Valanginian (Early Cretaceous) of the Tethys region. – PhD Thesis eidg. tech. Hochsch. Zürich ETHZ.
- HILLGÄRTNER, H. (1999): The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing. – *GeoFocus* 1.
- HOFMANN, F. (1958): Das Bentonitvorkommen von Le Locle (Kanton Neuenburg). – *Eclogae geol. Helv.* 51/1, 65–71.
- HOSTETTLER, B. (2014): Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Callovien und Oxfordien des zentralen Nordwestschweizer Jura. – *Diss. Univ. Bern*.
- HUMAIR, F., BAUVILLE, A., ÉPARD, J.-L. & SCHMALHOLZ, S. M. (2020): Interaction of folding and thrusting during fold-and-thrust-belt evolution: Insights from numerical simulations and application to the Swiss Jura and the Canadian Foothills. – *Tectonophysics* 789, doi:10.1016/j.tecto.2020.228474.
- HYDROGEOS (2012): Étude de la cartographie des dangers naturels liés à l'eau. Le Grand Bied et ses affluents. Dangers liés aux remontées de nappe et contribution hydrogéologique à la détermination des débits de crue. – *Rapp. sur mandat du bureau Stucky SA* (inéd.).
- ISCHER, A. & BRODBECK, É. (1976): Nature neuchâteloise. Douze randonnées à travers le canton. – La Baconnière, Neuchâtel.
- IVS [Inventaire des voies de communication historiques de la Suisse] (2003): Les chemins historiques du canton de Neuchâtel. – Office fédéral des routes OFROU, Berne.
- JACCARD, A. (1856): Notes sur la flore fossile du terrain d'eau douce supérieur du Locle. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4, 57–68.
- (1858a): Note sur les restes de tortues fossiles du terrain d'eau douce du Locle. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4, 431–434.
- (1858b): Sondages sur les marais du Locle. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4, 435–439.

- JACCARD, A. (1859): Étude géologique sur la faune et la flore du Locle, à la fin de l'époque tertiaire. – Courvoisier, Le Locle.
- (1861): Sur quelques points de la géologie du Jura vaudois. – Actes Soc. helv. Sci. nat. 45, 74–83.
 - (1863): Observations géologiques dans le Jura vaudois. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 8/51, 9–10.
 - (1864): Le charbon de pierre du Locle. Étude historique et géologique. – Étrennes neuchât. 3, Courvoisier, Le Locle.
 - (1868): Blocs erratiques. – Le Rameau de Sapin 3/9, 34.
 - (1869): Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. – Matér. Carte géol. Suisse 6.
 - (1870a): L'éboulement du Col des Roches, 12 décembre 1869. – Le Rameau de Sapin 5/1, 1–4.
 - (1870b): Supplément à la description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. – Matér. Carte géol. Suisse 7.
 - (1871): Les empreintes de feuilles de la Gare du Locle. – Le Rameau de Sapin 6/9, 33–35.
 - (1878): Notes sur les cartes géologiques, hydrographiques, etc., du Jura. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 11, 220–231.
 - (1882): Les nouvelles grottes du Col-des-Roches. – Le Rameau de Sapin 16/2, 7–8 et 16/5, 18–19.
 - (1883a): Note sur le gypse purbeckien du Locle. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 13, 242–243.
 - (1883b): Le gypse du Locle. – Le Rameau de Sapin 17/5, 17–18 et 17/6, 22–24.
 - (1883c): Un phénomène géologique contemporain. – Le Rameau de Sapin 17/10, 37–39.
 - (1888): Sur les animaux vertébrés fossiles de l'étage oeningien du Locle. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 16, 52–57.
 - (1890): Le tunnel du Locle et le régional Brenets–Locle. – Le Rameau de Sapin 24/2, 7–8.
 - (1892): Notice sur les anciens glaciers du Jura. Contributions à l'étude du terrain erratique dans le Jura. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 20, 124–145.
 - (1893a): Contributions à la géologie du Jura. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 21, 51–87.
 - (1893b): Deuxième supplément à la description géologique du Jura neuchâtelois, vaudois, des districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse. – Matér. Carte géol. Suisse 7.
- JAMISON, W. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. – J. struct. Geol. 9/2, 207–219.
- JEANNET, A. (1925): Géologie de la vallée de la Brévine et du lac des Taillères. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 49, 207–209.
- (1928): Les poissons fossiles originaux conservés à l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 53, 197–199.
- JEANNET, A. & JUNOD, C. (1925): Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et du Malm dans le Jura neuchâtelois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 50, 101–119.
- JEANNIN, P.-Y., WENGER, R. & HÄUSELMANN, P. (2013): Les moulins souterrains du Col-des-Roches, une grotte au destin exceptionnel. – Stalactite [Soc. suisse Spéléol., la Chaux-de-Fonds] 63/1, 4–18.
- JORDAN, P. (2016): Reorganisation of the Triassic stratigraphic nomenclature of northern Switzerland: overview and the new Dinkelberg, Kaiseraugst and Zeglingen formations. – Swiss J. Geosci. 109/2, 249–255.
- JORDAN, P., GRAF, H.R., EBERHARD, M., JOST, J., KÄLIN, D. & BITTERLI-DREHER, P. (2011): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 135.
- JORDAN, P., PIETSCH, J., BLÄSI, H., 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. 109/2, 257–284.

- KABANOV, P., ANADÓN, P. & KRUMBEIN, W. E. (2008): *Microcodium*: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. – *Sediment. Geol.* 205/3, 79–99.
- KAENEL, E. DE, MOJON, P.-O. & PICTET, A. (2020): New biostratigraphical data (calcareous nannofossils, ammonites) and Early to Late Barremian transition in the Urgonian Jaune facies and Marnes de la Russille complex of the Swiss Jura Mountains. – *Swiss J. Palaeont.* 139/6, doi: 10.1186/s13358-020-00209-5.
- 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.
- KÄLIN, D., WEIDMANN, M., ENGESSER, B. & BERGER, J.-P. (2001): Paléontologie et âge de la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) du Jura neuchâtelois. – *Mém. suisses Paléont.* 121, 63–99.
- KIRALY, L. (1973): Notice explicative de la carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel. – *Suppl. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 96, 1–15.
- KOPP, C. (1858): Compte-rendu de la séance du 19 février 1858. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4, 312–314.
- KÜBLER, B. (1962a): Étude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Neuchâtel, Suisse). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 85, 1–42.
- (1962b): Étude pétrographique de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Suisse occidentale). – *Beitr. Mineral. Petrogr.* 8, 267–314.
- LAGIÉ, B. & NAGEL, J. (2008): Carte géologique harmonisée du département du Doubs. Notice technique. – *Rapp. final, Bur. Rech. géol. min. BRGM.*
- LAUBSCHER, H. P. (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 232–318.
- (2003): Balanced sections and the propagation of décollement: a Jura perspective. – *Tectonics* 22/6, 1063–1074.
- LLOYD, A. (1959): Geology of the region between Le Locle and Les Ponts-de-Martel. – *Rapp. Inst. Géol. Univ. Neuchâtel* (inééd.).
- (1964): Cover folding in the Sonmartel Chain (Jura Neuchâtelois). – *Geol. Rdsch.* 53/2, 551–580.
- LORIOU, P. DE (1868): Monographie des couches de l'étage valangien des carrières d'Arzier (canton de Vaud). – *Matér. Paléont. suisse* (4).
- LORIOU, P. DE & GILLIÉRON, V. (1869): Monographie paléontologique et stratigraphique de l'étage urgonien inférieur du Landeron (cant. de Neuchâtel). – *Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat.* 23, 1–122.
- LORIOU, P. DE & JACCARD, A. (1865): Étude stratigraphique et paléontologique de la formation d'eau douce infracrétacée du Jura et en particulier de Villers-le-Lac. – *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 18, 63–128.
- LORY, C. (1857): Mémoire sur les terrains crétacés du Jura. – *Mém. Soc. Émul. Dépt. Doubs* (3), 2, 235–290.
- LOSINGER & CO. [AG] (1963): Baugrunduntersuchungen für Fabrikneubau Jarrell-Ash, Le Locle. – *Arch. Infogeol, swisstopo, Wabern* 780 (unpubl.).
- MAGNY, M. & SCHOELLAMMER, P. (1999): Lake-level fluctuations at Le Locle, Swiss Jura, from the Younger Dryas to the Mid-Holocene: a high-resolution record of climate oscillations during the final deglaciation. – *Géogr. phys. Quatern.* 53, 183–197.

- MAILLARD, G. (1884a): Étude sur l'étage Purbeckien dans le Jura. – Zürcher & Furrer, Zürich.
 – (1884b): Invertébrés du Purbeckien du Jura. – Mém. Soc. paléont. suisse 11.
- MANGOLD, C. (1970): Les Perisphinctidae (Ammonitina) du Jura méridional au Bathonien et au Callovien. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 41/2.
- MARCOU, J. (1848): Recherches géologiques sur le Jura salinois. – Mém. Soc. géol. France (2), 3/1.
 – (1859): Sur le Néocomien dans le Jura et son rôle dans la série stratigraphique. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) 4, 42–66 et 113–154.
- MATTHEY, F. (1970): Contribution à l'étude de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation dans le Jura central. – Matér. levé géobot. Suisse 53.
- MCCLAY, K. R. (1992): Glossary of thrust tectonic terms. In: MCCLAY, K. R. (ed.): Thrust tectonics (p. 419–433). – Chapman & Hall, London.
- MERLE, A. (1905): Les gîtes minéraux et métallifères et les eaux minérales du département du Doubs. – Jacquin, Besançon.
- MOJON, P.-O. (1989): Charophytes et ostracodes laguno-lacustres du Jurassique de la Bourgogne (Bathonien) et du Jura septentrional franco-suisse (Oxfordien). Remarques sur les discontinuités émerives du Kimméridgien du Jura. – Rev. Paléobiol. (Genève), Vol. spec. 3, 1–18.
 – (2002): Les Formations mésozoïques à Charophytes (Jurassique moyen – Crétacé inférieur) de la marge téthysienne nord-occidentale (Sud-Est de la France, Suisse occidentale, Nord-Est de l'Espagne). Sédimentologie, micropaléontologie, biostratigraphie. – Géol. alp. (Grenoble), Mém. h.s. 41.
- MOJON, P.-O., KAENEL, E. DE, KÄLIN, D., BECKER, D., PIRKENSEER, C.M., RAUBER, G., RAMSEYER, K., HOSTETTLER, B. & WEIDMANN, M. (2018): New data on the biostratigraphy (charophytes, nannofossils, mammals) and lithostratigraphy of the Late Eocene to Early Late Miocene deposits in the Swiss Molasse Basin and Jura Mountains. – Swiss J. Palaeont. 137, 1–48.
- MOJON, P.-O., MUSOLINO, A., BUCHER, S. & CLAUDE, B. (2013): Nouvelles données sur les ammonites du Valanginien–Hauterivien de la région stratotypique de Neuchâtel (Jura suisse): implications biostratigraphiques. – Carnets de Géologie 406, 237–254.
- MOJON, P.-O., PASQUIER, F. & ÉMERY-BARBIER, A. (2015): Micropaléontologie des dépôts lacustres tardiglaciaires (Pléistocène supérieur) à postglaciaires (Holocène) du Val-de-Travers et de la vallée des Ponts (Neuchâtel, Jura suisse nord-occidental). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 135, 51–77.
- MOJON, P.-O. & STRASSER, A. (1987): Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidentale). – Eclogae geol. Helv. 80/1, 37–58.
- MONTEL, S. (2018): Analyse du portrait romain de Villers-le-Lac. In: METRAL, V. (dir.): Rapport de prospection inventaire du Val de Morteau (p. 98–100). – Service régional d'archéologie de Franche-Comté, Besançon.
- MONTMOLLIN, A. DE (1835): Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. – Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 1, 49–65.
 – (1839): Note explicative pour la Carte géologique de la principauté de Neuchâtel. – Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 2, 1–2.
- MOREL, P. & SCHIFFERDECKER, F. (1997): Homme et ours des cavernes (*Ursus spelaeus*) au Pléistocène supérieur dans les grottes de l'Arc jurassien de Suisse occidentale: bilan et nouvelles données chronologiques. In: Proceedings of the 12th International Congress of Speleology 3, La Chaux de Fonds, 10th–17th August 1997 (p. 137–140). – Int. Union Speleol./ Swiss speleol. Soc.

- MORNOD, L. (1962): Rapport sur une prospection hydrogéologique générale de la région du Locle (y compris la nappe de Boveresse) et proposition de travaux de recherche et de captage. – Rapp. Bureau d'études hydrogéologiques sur mandat des Services Industriels du Locle (inéd.).
- MOUCHET, P. (1995): Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- MOUNIER, E. (1987): Géologie des alentours du lac de Moron. – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).
- MUHLETHALER, C. (1930): Feuille 1162 Les Verrières [La Chaux-Les Verrières, AS 276-277]. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 2.
- NICOLET, A. C. (1835): Essai sur le calcaire lithographique des environs de la Chaux-de-Fonds. – Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 1, 66-70.
- (1839): Essai sur la constitution géologique de la Vallée de la Chaux-de-Fonds. – Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 2, 1-26.
- NOLTHENIUS, T. (1921): Étude géologique des environs de Vallorbe. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 78.
- NUSSBAUM, C., BOSSART, P., AMANN, F. & AUBOURG, C. (2011): Analysis of tectonic structures and excavation induced fractures in the Opalinus Clay, Mont Terri underground rock laboratory (Switzerland). – Swiss J. Geosci. 104/2, 187-210.
- NUSSBAUM, F. & GYGAX, F. (1935): Zur Ausdehnung des risseiszeitlichen Rhonegletschers im französischen Jura: vorläufige Mitteilung. – Eclogae geol. Helv. 28/2, 659-665.
- NYDEGGER, T. (1990): Hydrogéologie de l'Oehningien du Locle (NE): mesures géophysiques et hydrochimie. – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).
- OERTLI, H. J. & ZIEGLER, M. (1958): Présence d'un Séquanien lacustre dans la région de Pontarlier (Département du Doubs, France). – Eclogae geol. Helv. 51/2, 385-392.
- ORLANDINI, O. (1971): Découverte d'ossements d'*Ursus spelaeus* et travaux spéléologiques à la grotte de la Toffière. – Cavernes 15/3, 82-84.
- PASQUIER, F. (1976): Aspects de la circulation karstique vers un ouvrage de captage à la Portedes-Chaux (extrémité orientale de la vallée de la Brévine). – Bull. Cent. Hydrogéol. 1, 89-99.
- PASQUIER, F., BICHET, V. & ZWAHLEN, F. (2006): Feuille Vallorbe-Léman nord. – Carte hydrogéol. Suisse 1:100 000, Carte 8.
- PASQUIER, F. & BURKHARD, M. (2013): Feuille 1163 Travers. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 162.
- PASQUIER, F., BURKHARD, M., MOJON, P.-O. & GOGNIAT, S. (2013): Feuille 1163 Travers. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 162.
- PERRENOUD-CUPILLARD, N. (2001): Morteau-Cour du Prieuré. – Archéologie de la France, Informations: Franche-Comté. <http://journals.openedition.org/adlfi/8465> (4. 12. 2020).
- PERSOZ, F. & REMANE, J. (1973): Évolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. – Eclogae geol. Helv. 66/1, 41-70.
- PHILIPPE, Y. (1995): Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, condition de formation et pièges structuraux associés. – Thèse Univ. Savoie.
- PICTET, A., MOJON, P.-O., MATRION, B., ADATTE, T., SPANGENBERG, J. E. & FÖLLMI, K. B. (2019): Record of latest Barremian-Cenomanian environmental change in tectonically controlled depressions from the Jura-Burgundy threshold (Jura Mountains, eastern France and western Switzerland). – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 514, 627-654.

- PICET, F. J. & CAMPICHE, G. (1858–1860): Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. – Matér. Paléont. suisse (2), 1.
- (1861–1864): Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. – Matér. Paléont. suisse (2), 2.
- PICET, F. J. & JACCARD, A. (1860): Description de quelques débris de reptiles et de poissons fossiles trouvés dans l'étage Jurassique supérieur (Virgulien) du Jura neuchâtelois. – Matér. Paléont. Suisse (3).
- PORTMANN, J.-P. (1966): Notice historique de géologie neuchâteloise. – *Ecolgae geol. Helv.* 59/1, 5–19.
- (1974): Pléistocène de la région de Neuchâtel (Suisse), 1. aperçu bibliographique. – *Bull. Soc. neuchât. Géogr.* 54, 69–90.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – *Quatern. Sci. J.* 60/2–3, 282–305.
- QUERVAIN, F. DE (1984): Gesteinsarten an historischen Bau- und Bildwerken der Schweiz 10. – *Inst. Denkmalpflege, eidg. tech. Hochsch. Zürich ETHZ.*
- RANGHEARD, Y., DEMARCO, G., MONGEREAU, N., PHARISAT, A., POUYET, S. & TRUC, G. (1985): Le Miocène du Val des Verrières et du Bief des Lavaux (Jura central, Haute-Chaîne): Événements paléobiogéographiques et géodynamiques. – *Geobios* 18, 769–785.
- RANGHEARD, Y., DEMARCO, G., MÜLLER, C., POIGNANT, A. & PHARISAT, A. (1990): Données nouvelles sur le Burdigalien du Jura interne: paléobiologie, biostratigraphie et évolution structurale. – *Bull. Soc. géol. France* (8), 6/3, 479–486.
- REMANE, J. (1983): Klassische Lokalitäten der marinen Unteren Kreide: Neocomian (Thurmann 1836, de Montmollin 1839), Valanginian (Desor 1854) und Hauterivian (Renevier 1874). Faunen, Ablagerungsmilieu und Brauchbarkeit der Unterkreide-Stratotypen. In: BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W.O., GYGI, R.A., HERB, R., MATTER, A., MOHLER, H.-P., REMANE, J. & WINKLER, W.: Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. – *Ecolgae geol. Helv.* 76/1, 137–140.
- REMANE, J., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J. et coll. (1989): Révision de l'étage Hauterivien (région-type et environs, Jura franco-suisse). – *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11.
- RENEVIÉ, E. (1857): Note sur les fossiles d'eau douce inférieurs au terrain crétacé dans le Jura. – *Bull. Séances Soc. vaud. Sci. nat.* 5/41, 259–261.
- (1874): Tableau des terrains sédimentaires qui représentent les époques de la phase organique. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 13/72, 218–252.
- RICKENBACH, E. (1925): Description géologique du territoire compris dans les feuilles 278 et 280 de l'Atlas topographique de Siegfried, savoir du Val-de-Travers entre Fleurier et Travers, du cirque de Saint-Sulpice et de la vallée de la Brévine. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 50, 1–76.
- RIEBEN, C. (1983): Caractérisation et évolution des milieux de dépôt du Malm supérieur du Locle par l'étude des microfaciès. – *Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel* (iné.).
- RIGASSI, D. (1982): Bassin molassique sud-occidental. Carte géologique interprétative (sans Quaternaire), 1:200 000. In: JUNG, P. (coord.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. – *Doc. Lab. Géol. Lyon, Mém. h. s.* 7.
- (2011): Feuille 1182 Ste-Croix. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 95.
- RIME, V., SOMMARUGA, A., SCHORI, M. & MOSAR, J. (2019): Tectonics of the Neuchâtel Jura Mountains: insights from mapping and forward modelling. – *Swiss J. Geosci.* 112/2, 563–578.

- ROLLIER, L. (1893): 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.).
- (1896): Coup d'oeil sur les formes et les relations orographiques que déterminent les faciès du Malm dans le Jura. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 24, 67–76.
 - (1910): Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1:100000. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 25.
 - (1911): Révision de la stratigraphie et de la tectonique de la Molasse au nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. – Mém. Soc. helv. Sci. nat. 46/1.
 - (1912): Nouvelles études sur les Terrains tertiaires et quaternaires du Haut-Jura. – Actes Soc. jurass. Émul. 17, 85–129.
 - (1917): Résumé stratigraphique des terrains secondaires (mésozoïques) du Jura et des contrées environnantes. – Mém. Soc. paléont. suisse 52, 619–633.
- ROLLIER, L. & FAVRE, J. (1910): Carte géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds, 1:25 000. – Carte géol. spéc. 59.
- ROTZER, S. (1997): Les grottes du tunnel SNCF du Col-des-Roches. – Cavernes 41/1, 15–16.
- SCHAER, J.-P. (2006): Les premières recherches sur le Crétacé de Neuchâtel. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 129, 5–28.
- (2009): Contributions géologiques d'une société scientifique de province: la Société des Sciences naturelles de Neuchâtel. – Trav. Com. franç. Hist. Géol. (3), 23, 147–184.
- SCHARDT, H. (1895): L'âge de la marne à bryozoaires et la coupe du néocomien du Collaz près Ste-Croix. – Eclogae geol. Helv. 4, 379–383.
- (1901): Composition de la tourbe et coupe des alluvions du vallon du Locle (Mélanges géologiques no. 10). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 29, 158–160.
 - (1902): Brèche énigmatique aux Brenets (Mélanges géologiques no. 15). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 30, 427–431.
 - (1903): Note sur l'origine du lac des Brenets (Mélanges géologiques no. 20). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 31, 312–324.
 - (1905): Der Parallelismus der Stufen des Doggers im zentralen und im südlichen Jura-gebirge. – Eclogae geol. Helv. 8/4, 451–469.
 - (1906): Rapport géologique et hydrologique concernant les relations entre les travaux de creusement de la correction du Bied du Locle, ceux de l'usine Klaus et la nappe d'eau des Envers. – Arch. Serv. ind. Le Locle (inééd.).
 - (1907): Note sur la constitution du remplissage d'alluvion du vallon du Locle (Mélanges géologiques no. 27). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 33, 178–186.
 - (1910): Le Lac des Brenets et la baisse du Doubs en 1906 (Mélanges géologiques no. 36). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 37, 310–331.
- SCHARDT, H. & DUBOIS, A. (1902): Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 30, 195–352.
- SCHARDT, H., DUBOIS, P. & FAVRE, J. (1903): Sur une coupe de terrain œningien près du Locle et révision de la faune de Mollusques de l'œningien de cette vallée (Mélanges géologiques no. 18). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 31, 263–286.
- SCHLÜCHTER, C. (compil.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM), 1:500 000. – Géocartes500, Office fédéral de topographie swisstopo.
- SCHNEGG, P.-A. & SOMMARUGA, A. (1995): Constraining seismic parameters with a controlled-source audio magnetotelluric method (CSAMT). – Geophys. J. int. 122/1, 152–160.
- SCHOELLAMMER, P. (1996): Rapport sur les analyses polliniques de la vallée des Ponts-de-Martel (Neuchâtel, Suisse). – Rapp. Lab. Chrono-Écologie, Besançon (inééd.).

- SCHOELLAMMER, P. (1997): Recherche des signatures paléoclimatiques dans les remplissages lacustres fini- et postwürmiens du Locle (Neuchâtel, Suisse) et d'Ilay (Jura, France) à partir des analyses palynologiques, minéralogiques et géochimiques. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- SCHORI, M., MOSAR, J. & SCHREURS, G. (2015): Multiple detachments during thin-skinned deformation of the Swiss Central Jura: a kinematic model across the Chasseral. – *Swiss J. Geosci.* 108/2–3, 327–343.
- SCHWAAR, D. (1961): Étude géologique de la zone du décrochement de La Tourne. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 84, 143–163.
- SD INGÉNIERIE [Neuchâtel] (2004): Sondages à la pelle des 20 et 21 octobre 2003. Patinoire, le Communal, Le Locle. – *Rapp. géotech. et hydrogéol.* (inéd.).
- SOMMARUGA, A. (1995): Tectonics of the Central Jura and the Molasse Basin: new insights from the interpretation of seismic reflection data. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 118, 95–108.
- (1997): Geology of the central Jura and the Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. – *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.* 12.
- SOMMARUGA, A., MOSAR, J., SCHORI, M. & GRUBER, A. (2017): The role of the Triassic evaporites underneath the North Alpine Foreland. In: SOTO, J.I., FLINCH, J. & TARI, G. (ed.): *Permo-Triassic salt provinces of Europe, North Africa and the Central Atlantic Margins. Tectonics and hydrocarbon potential* (p. 447–466). – Elsevier, Amsterdam.
- STÄUBLE, A. (1959): Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 57–176.
- STEINHAUSER, N. & CHAROLLAIS, J. (1971): La stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. – *Geobios* 4/1, 7–59.
- STEINHAUSER, N. & LOMBARD, A. (1969): Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). – *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.]* 4, 100–113.
- STRASSER, A., CHAROLLAIS, J., CONRAD, M.-A., CLAVEL, B., PICTET, A. & MASTRANGELO, B. (2016): The Cretaceous of the Swiss Jura Mountains: an improved lithostratigraphic scheme. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 201–220.
- STRASSER, A., CLAVEL, B., MONTEIL, E., CHAROLLAIS, J., PIUZ, A. & MASTRANGELO, B. (2018): La Formation du Grand Essert (Jura franco-suisse; Valanginien supérieur *p.p.* à Haute-rivien supérieur basal). – *Arch. Sci. (Genève)* 70, 205–282.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 551–580.
- SUPPE, J. (1985): *Principles of structural geology*. – Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- SUTER, H. & LÜTHI, E. (1969): Feuille 1144 Val de Ruz. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 51.
- THIERRIN, J. (1987): Zones de protection du captage de la Porte des Chaux. – *Rapp. Cent. Hydrogéol. Neuchâtel sur mandat des communes de La Chaux-du-Milieu et du Cerneux-Péquignot* (inéd.).
- TOBIEN, H. (1971): Oenigian. In: CARLONI, G.C., MARKS, P., RUTSCH, R.F. & SELLI, R. (ed.): *Stratotypes of Mediterranean Neogene stages* (p. 135–143). – *G. Geol.* (2), 37/2.
- TRIBOLET, G. DE (1856): Catalogue des fossiles du néocomien moyen de Neuchâtel. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4/1, 69–76.
- (1857a): Sur des fossiles néocomiens avec leur test, provenant d'une couche des environs de Morteau. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4/2, 168–171.
- (1857b): Sur le terrain Valangien: réponse à une lettre de M. Pillet à M. le chanoine Chamousset. – *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel* 4/2, 203–209.

- TRIBOLET, G. DE (1859a): Sur l'Ammonites astierianus de la base des marnes nécomiennes. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 5/1, 21–22.
- (1859b): Analyse de l'ouvrage de M. Marcou sur le Néocomien du Jura. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 5/1, 32–34.
- (1872): Notice géologique sur le Mont-Châtelu: essai de synchronisme entre les terrains du Jura blanc argovien et ceux de la Suisse occidentale – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 9, 267–295.
- (1873): Recherches géologiques et paléontologiques dans le Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 4/2, 45–144.
- (1874): Notes géologiques et paléontologiques sur le Jura neuchâtelois. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 10/1, 5–32.
- (1875): Notes géologiques et paléontologiques sur le Jura neuchâtelois. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 10/2, 3–20.
- TRIGANON, A., NICOU, G., GUITER, F. & BLAVOUX, B. (2005): Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Évian par trois phases glaciaires durant le Würm. – Quaternaire 16/1, 57–63.
- TRIPET, J.-P. (1972): Étude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois). – Thèse Univ. Neuchâtel.
- VALLEY, B., BURKHARD, M. & SCHNEGG, P.-A. (2004): Dépliage 3-D des anticlinaux bordant le synclinal fermé de la vallée des Ponts, Jura central, Suisse. – Eclogae geol. Helv. 97/2, 279–291.
- VUILLE, A. (1963): Extension du glacier du Rhône dans les montagnes neuchâteloises à l'époque rissienne. – Bull. Soc. neuchât. Géogr. 53/1, 45–66.
- WAIBEL, A. & BURRI, F. (1961): Jura et fossé du Rhin. – Lex. stratigr. int. 1/7a.
- WEIDMANN, M., BERGER, J.-P., ENGESSER, B., REICHENBACHER, B., SAUVAGNAT, J. & SCHÄFER, P. (2008): La Molasse de la Vallée de Joux (Jura, Suisse et France). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 91/1, 69–101.
- WEIDMANN, M. & PASQUIER, F. (2014): Nouvelles données sur la molasse de quelques synclinaux du Jura neuchâtelois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 134, 81–109.
- WILDI, W., CORBOUD, P., GIRARDCLOS, S. & GORIN, G. (2017): Guide: géologie et archéologie de Genève/Guidebook: geology and archaeology of Geneva. – Sect. Sci. Terre et Environ., Univ. Genève, <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:92676> (22.3.2021).
- WÜTHRICH, L., GARCIA MORABITO, E., ZECH, J., TRAUERSTEIN, M., VEIT, H., GNÄGI, C., MERCHANT, S., SCHARF, A., RUGEL, G., CHRISTL, M. & ZECH, R. (2018): ¹⁰Be surface exposure dating of the last deglaciation in the Aare Valley, Switzerland. – Swiss J. Geosci. 111/1–2, 295–303.
- ZAUGG, A., GEYER, M., RAHN, M., WESSELS, M., SCHLICHTERLE, H., HASENFRATZ, A. & BURKHALTER, R. (2008): Blatt 1033/1034 Steckborn-Kreuzlingen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 112.
- ZIEGLER, M. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C), 82.

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 swisstopo, 2009.

Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000

Flle 1 Neuchâtel, par P. CHRIST, 1944.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

Flle VI Besançon–Le Locle, par A. JACCARD, 1870.

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

Flle XI Pontarlier–Yverdon (2^e éd.), par A. JACCARD & M. BERTRAND, 1893.

Flle XII Freyburg–Bern, par V. GILLIÉRON, A. JACCARD & I. BACHMANN, 1879.

Atlas géologique de la Suisse 1:25 000

N° 2 Les Verrières (CN 1162) [La Chaux–Les Verrières, AS 276–277], par C. MUHL-
THALER, 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 (réimpr. 1998).

N° 51 Val de Ruz (CN 1144), par P. BOURQUIN, R. BUXTORF, E. FREI, E. LÜTHI, C. MUHL-
THALER, K. RYNIKER & H. SUTER, 1968.

N° 67 Neuchâtel (CN 1164), par E. FREI, J. MEIA, F. BECKER, O. BÜCHI, R. BUXTORF,
K. RYNIKER & H. SUTER, 1974.

N° 162 Travers (CN 1163), par F. PASQUIER & M. BURKHARD, 2013.

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° 59 Carte géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds, 1:25 000, par
L. ROLLIER & J. FAVRE, 1910.

Carte hydrogéologique de la Suisse 1:100 000

Flle 8 Vallorbe–Léman nord, par F. PASQUIER, V. BICHET & F. ZWAHLEN, 2006.

Carte géologique de la France 1:80 000

Flle 127 Ornans (3^e éd.), 1968.

Carte géologique de la France 1:50 000

N° 503 Vercel (fille XXXIV-23), 1965.

N° 504 Maïche (fille XXXV-23), 1965.

- N° 505 Damprichard (fle XXXVI-23), 1965.
 N° 530 Ornans (fle XXXIV-24), 1963.
 N° 531 Morteau (fle XXXV-24), 1968.
 N° 557 Pontarlier (fle XXXIV-25), 1960.

Autres cartes géologiques

- BURGER, A. & SCHAER, J.-P. (1996): Carte géologique de la vallée du Locle, 1:50 000. In: La vallée du Locle, oasis jurassienne: l'histoire géologique, le paysage, l'eau. – Cah. Inst. neuchât. [n.s.] 26.
- JACCARD, A. (1877): Carte géologique du canton de Neuchâtel, 1:174000 (sans fond topographique, avec 5 profils). – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel 11/2, 354.
- KIRALY, L. (1973): Carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel, 1:50 000. – Suppl. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 96.
- MEIA, J. (1986): Carte géologique de la région des gorges de l'Areuse, 1:25 000. In: La géologie. In: SOCIÉTÉ DU SENTIER DES GORGES DE L'AREUSE (éd.): Les gorges de l'Areuse (p. 51–76). – La Baconnière, Neuchâtel.
- RICKENBACH, E. (1925): Carte géologique de la région du Val-de-Travers, 1:25 000. In: Description géologique du territoire compris dans les feuilles 278 et 280 de l'Atlas topographique de Siegfried, savoir du Val-de-Travers entre Fleurier et Travers, du cirque de Saint-Sulpice et de la vallée de la Brévine. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 50, 1–76.
- SCHARDT, H. & DUBOIS, A. (1902): Carte géologique des gorges de l'Areuse, 1:15 000. In: Description géologique de la région des gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois), avec une carte géologique, quatre planches de profils et vingt figures [clichés]. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 30, 195–352 (aussi *Eclogae geol. Helv.* 7 [1903], 367–476).

Cartes géologiques non publiées

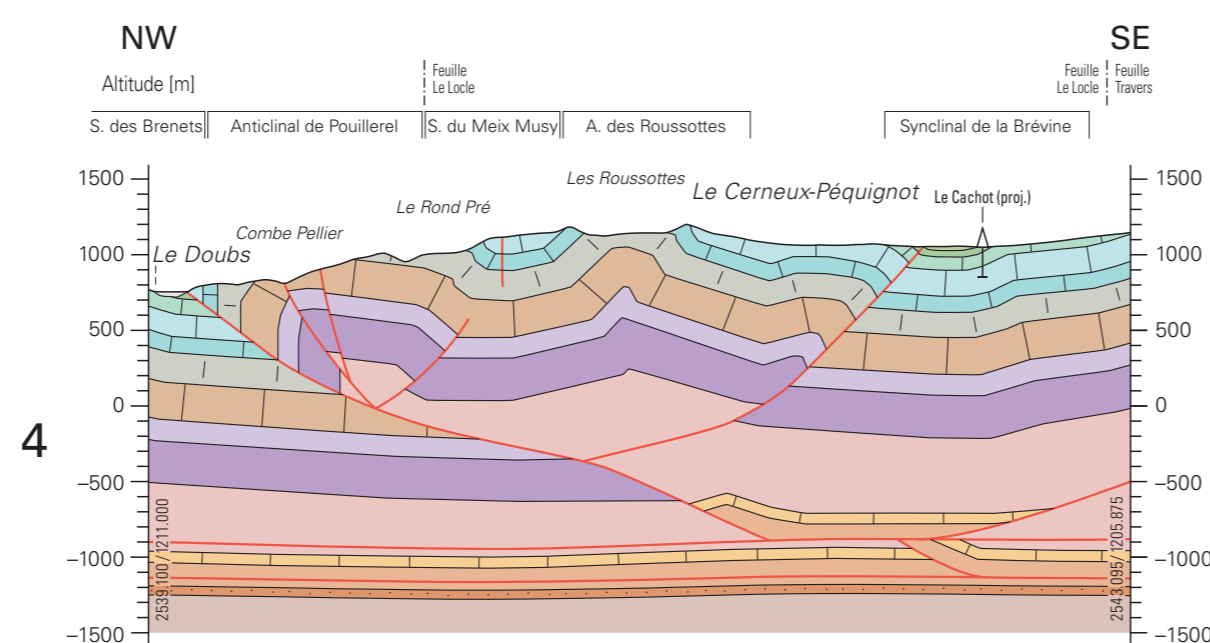
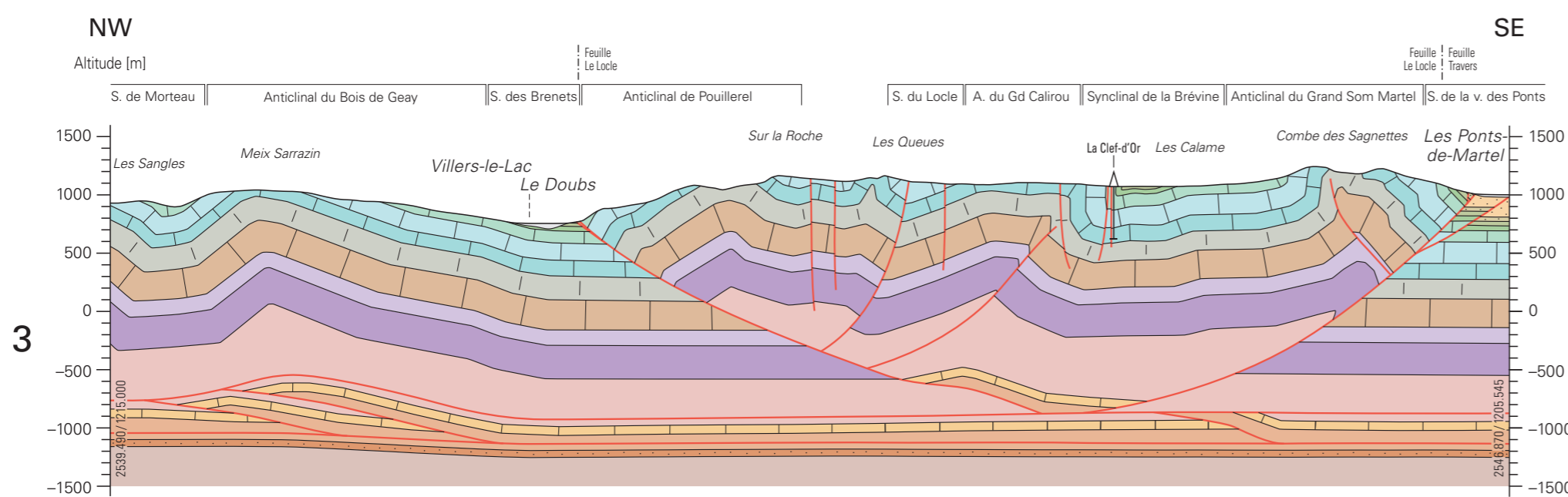
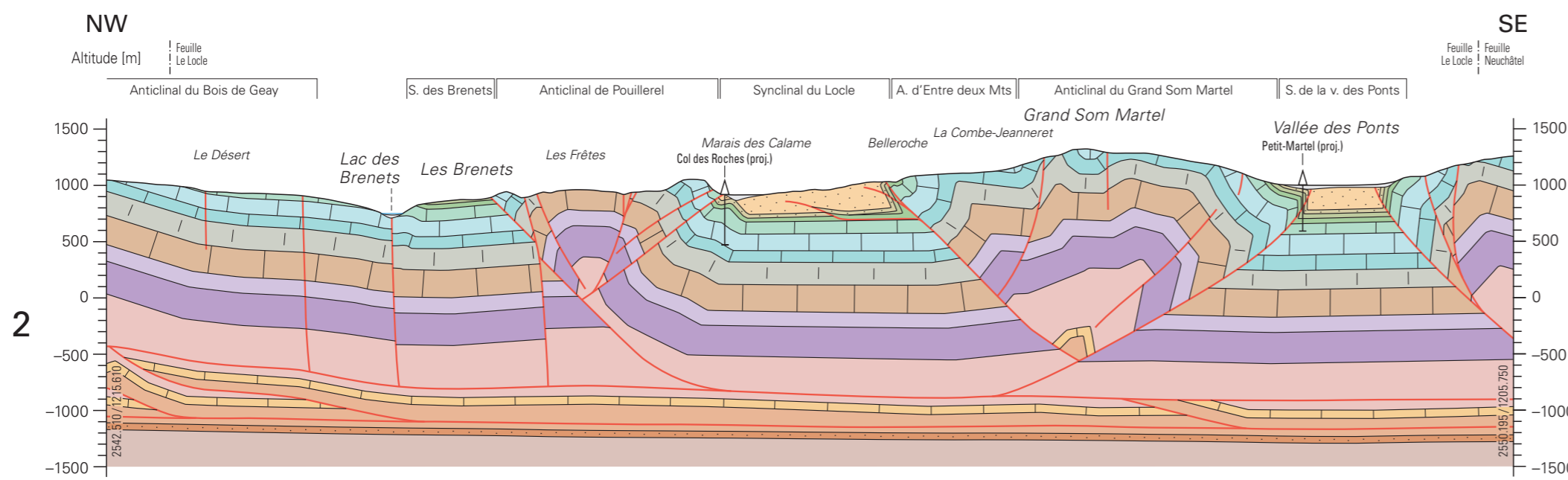
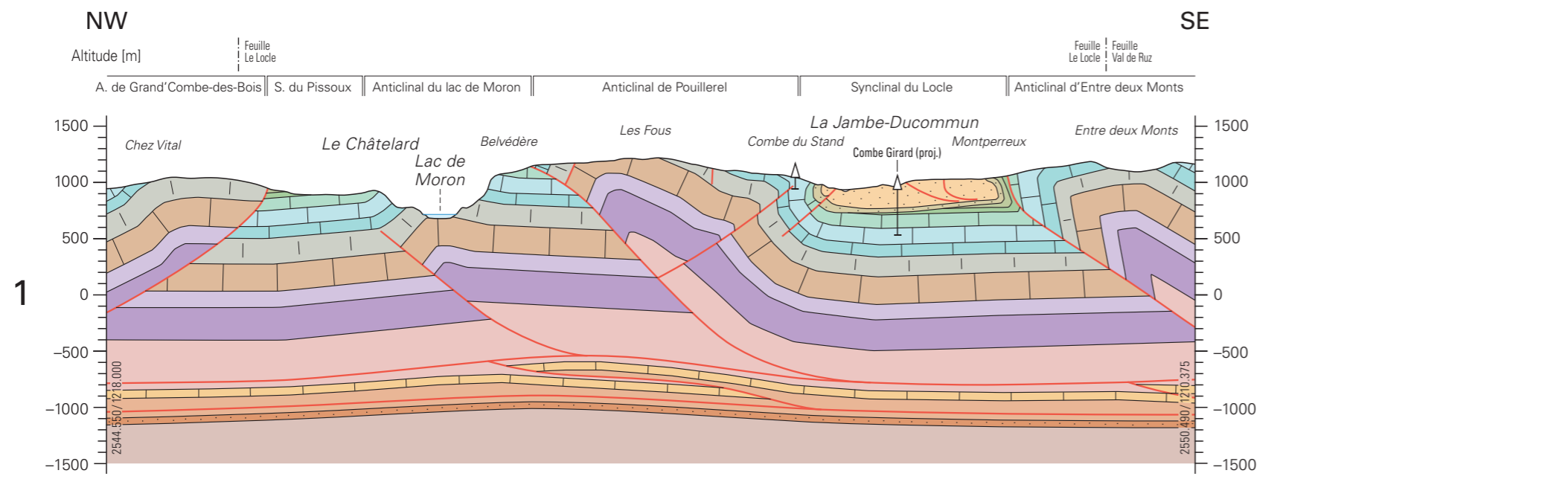
- DROXLER, A. (1978): Carte géologique de l'anticlinal de Pouillerel entre le col des Roches et Les Brenets, 1:5000. In: Étude tectonique et microtectonique de plis de second ordre dans le Jura Neuchâtelois. Déformation par dissolution et recristallisation des calcaires. – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inééd.).
- RIEBEN, C. (1983): Carte géologique de l'anticlinal de Pouillerel dans la région du Locle (Jura neuchâtelois), 1:5000. In: Caractérisation et évolution des milieux de dépôt du Malm supérieur du Locle par l'étude des microfaciès. – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inééd.), pl. 1.
- TURBERG, P. (1987): Carte géologique de l'extrémité occidentale du synclinal du Locle/La Chau-de-Fonds, 1:5000. – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inééd.).
- VOGT, V. (1997): Cartographie de la région de la vallée de la Brévine, 1:25 000. – Trav. Diplôme Univ. Neuchâtel (inééd.).

ANNEXE

Planche I: Coupes géologiques à travers le secteur de la feuille Le Locle.

Coupes géologiques à travers le secteur de la feuille Le Locle

par
Urs Eichenberger



- Quaternaire**
 - Dépôts meubles lacustres et glaciaires
- Néogène**
 - Molasse d'eau douce supérieure (OSM)
 - Molasse marine supérieure (OMM)
- Crétacé**
 - Formations du Grand Essert et des Gorges de l'Orbe
 - Formation du Goldberg – Formation du Vuache
- Jurassique**
 - Formation du Twannbach
 - Formation de Reuchenette
 - Formation de Günsberg – Formation de Balsthal
 - Formation de Bärschwil – Formation de Wildegg
 - Dogger p.p.
 - Argiles à Opalinus
 - Lias
- Trias**
 - Keuper
 - Muschelkalk supérieur
 - Muschelkalk inférieur-moyen
 - Buntsandstein
- Paléozoïque**
 - Roches cristallines et roches sédimentaires permo-carbonifères

- Accident tectonique
- S. A. Synclinal / Anticinal
- ▲ Forage (proj. = projeté)

