162 | 1:25 000 | Service géologique national

1163 Travers

Notice explicative

FRANÇOIS PASQUIER, MARTIN BURKHARD †,
PIERRE-OLIVIER MOJON et STÉPHANE GOGNIAT

Atlas géologique de la Suisse

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo
www.swisstopo.ch

2013

162

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

1:25 000

1163 Travers

Notice explicative

12 figures, 5 tableaux et 4 planches hors texte

par
FRANÇOIS PASQUIER, MARTIN BURKHARD†,
PIERRE-OLIVIER MOJON et STÉPHANE GOGNIAT

2013

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie

Carte
PASQUIER, F. & BURKHARD, M. (2013): Feuille 1163 Travers. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte *162*.

Notice explicative
PASQUIER, F., BURKHARD, M., MOJON, P.-O. & GOGNIAT, S. (2013): Feuille 1163 Travers. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. *162*.

Illustrations de couverture

Jaquette
Pierre jaune de Neuchâtel (Hauterivien précoce–tardif). La largeur de la photo représente environ 1,5 m. Affleurement près de Prise-Sèche le long de la route Fleurier – La Brévine, coord. 2537.030/1197.975. Photo R. Burkhalter, 2013.

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

Notice explicative
Conglomérat moyen à matrice rouge (conglomérat basal attribué à l'USM, Rupélien). La matrice de couleur rouge avec *Microcodium* (?) et les clastes partiellement encroûtés trahissent une influence pédogénétique. Surface d'altération nettoyée avec un jet à haute pression et représentée approximativement à taille réelle. Rête de Vent, Martel Dernier, coord. 2543.220/1203.295. Photo D. Fischer, 2013.

Editeur

© 2013, Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern. – Tous droits réservés. Toutes traductions ou reproductions de ce document ou partie de celui-ci, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (analogique ou digital), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

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

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40068-6

MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149

TABLE DES MATIÈRES

Préface de l'éditeur 4

Résumé 5
Zusammenfassung 6
Riassunto 8
Summary 9

Introduction 11
Généralités 13

Stratigraphie 16
- Jurassique 18
  - Jurassique moyen («Dogger») 18
  - Jurassique tardif («Malm») 23
- Crétacé 33
- Paléogène–Néogène 47
  - Eocène 48
  - Oligocène–Miocène 49
- Quaternaire 54
  - Pléistocène 59
  - Holocène 72

Morphologie 80
Tectonique 85
Géophysique 94
Forages 99
Matériaux exploitables 104
Hydrogéologie 110
Paléontologie 119
Archéologie 120
Données historiques 123

Bibliographie 128
Cartes géologiques 146

PRÉFACE DE L'ÉDITEUR

La carte Travers, feuille nº 162 de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, fournit un inventaire actuel, complet et détaillé de la géologie au «travers» du Jura neuchâtelois, dans une région constituant un important axe de communication entre le Plateau suisse et la Franche-Comté.

La réalisation de la feuille Travers s'est déroulée en deux phases. Entre 1993 et 2001, Martin Burkhard† et ses collaborateurs de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel – Thierry Adatte, Thomas Affolter, Marie-Caroline Alétru, Yves Arbel, Eric Blanc, Marie-Pierre Bolle, Mahmoud Bouzelboudjen, Marc-André Bünzli, Pierre-Yves Jeannin, Nicolas Meier, Cédric Métraux, Frédéric Paratte, Julien Schoch, Véronique Vogt, Séverine Wermeille et Pierre Wexsteen – ont élaboré une première version de la carte, ainsi qu'une ébauche de la notice explicative.

Suite au décès accidentel de Martin Burkhard lors de travaux de terrain dans les Alpes en août 2006, François Pasquier (hydrogéologue-conseil, Couvet) a repris le mandat pour la finalisation de la carte Travers et de sa notice explicative. Il a eu accès aux documents de travail de Martin Burkhard grâce à Angelika Kalt (Université de Neuchâtel, aujourd'hui au Fonds National Suisse) et a été secondé par Pierre-Olivier Mojon (Le Locle) et Stéphane Gogniat (HydroGEOS, Fretereules), tous deux co-auteurs de la notice explicative. Ce travail a également bénéficié de la précieuse collaboration de Marc Weidmann (Jongny), Thierry Adatte (Université de Lausanne) et Jon Mosar (Université de Fribourg), ainsi que de nombreuses autres personnes, dont les contributions respectives sont rappelées avec gratitude dans l'introduction de la notice.

Reto Burkhalter (Service géologique national, swisstopo) a mené à bien le traitement éditorial de la carte et de la notice, soutenu par ses collègues Alain Morard (langue française, stratigraphie), Daniel Kälin (Molasse) et Yves Gouffon (relecture). Reto Burkhalter a également effectué une révision des dépôts et instabilités quaternaires en fonction de leur morphologie visible sur le modèle numérique swissALTI^{3D}.

La relecture scientifique de la présente carte et de sa notice explicative a été réalisée, au nom de la Commission Géologique Suisse, par Adrian Pfiffner, Albert Matter, Christian Schlüchter (Université de Berne), Anna Sommaruga, André Strasser (Université de Fribourg) et Karl Föllmi (Université de Lausanne), qui y ont également apporté des informations complémentaires importantes.

La mise en forme cartographique a été réalisée par Bruno Reber (swisstopo), Andreas Baumeler (Grenzen – Digitale Kartografie, Zurich) et Monika Etter-Seitz (Orell Füssli Kartografie AG, Zurich). Alessia Vandelli (Geosfera Sagl, Breganzona) et Lance Reynolds (swisstopo) ont traduit la préface en italien, respectivement en anglais. Les planches et figures ont été préparées graphiquement par Bruno Reber, Remo Trüssel, Reto Burkhalter, Michael Pfanner et Reto Casty (swisstopo),

tandis que la composition du texte a été assurée par l'Atelier Ursula Heilig SGD, Gümligen.

Le Service géologique national tient à remercier les auteurs et toutes les personnes qui ont contribué par leur travail et les informations fournies à la qualité de la présente carte.

Avril 2014

Office fédéral de topographie swisstopo
Service géologique national

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Travers se situe entièrement dans le Jura plissé. Les grands traits structuraux sont dessinés par des chevauchements, des décollements, et de grands décrochements sénestres et dextres compartimentant la région. Une interprétation récente de données de sismique réflexion met en évidence un socle bombé sous l'axe Fleurier–vallée des Ponts. Ce bombement, probablement limité au nord-ouest par un accident, traduit un raccourcissement dû soit à un chevauchement plus profond soit à une inversion d'anciens grabens. La couverture sédimentaire a été déplacée vers le nord-ouest par un décollement généralisé combiné à des chevauchements régionaux avec rétrochevauchements locaux. L'épaisseur du Muschelkalk peut varier en fonction des déformations lors des charriages. La pile sédimentaire présente des plis orientés principalement SW–NE. Le massif plissé est subdivisé en compartiments par des décrochements de direction sénestre (N–S) et dextre (WNW–ESE) espacés de 2 à 8 km. A grande échelle, ces discontinuités se marquent surtout par des changements d'orientation des axes anticlinaux et synclinaux.

Le Dogger affleure en quelques endroits le long des axes anticlinaux, principalement dans les gorges de l'Areuse. Il comprend les Couches de Brot (faciès de plateforme) dont la localité-type est à Brot-Dessous, les Marnes du Furcil (transgression marine) exploitées pour le ciment en galeries à la localité-type à l'est de Noiraigue, et la Dalle nacrée (régression, faciès de haut-fond). Le Malm inférieur se rencontre dans les anticlinaux. Il comprend des marnes et marno-calcaires (transgression), appartenant principalement au Membre d'Effingen, exploités pour le ciment en galeries à St-Sulpice. Le Malm supérieur (régression) forme l'essentiel des reliefs, il comprend les Formations de Günsberg, de Balsthal, de Reuchenette et du Twannbach (calcaires oolitiques, micritiques et stromatolitiques). Le Crétacé se trouve dans les synclinaux. Il comprend la Formation du Goldberg (calcaires de faciès saumâtre), les Formations de Pierre-Châtel et de Vions (calcaires oolitiques, massifs et gréseux), les Marnes d'Arzier (faciès laguno-marin), le Calcaire roux (spathique), les Marnes d'Hauterive (faciès de mer ouverte), la Pierre jaune de Neuchâtel (milieu ouvert agité), l'«Urgonien jaune», les Marnes de la

Russille et l'«Urgonien blanc» (oolitique poreux, réservoir d'asphalte de la Presta), les calcaires marneux, grès et marnes de l'Aptien et de l'Albien (transgression), et quelques reliques de calcaires marneux et crayeux du Cénomanien.

Le Paléogène–Néogène (Tertiaire) se trouve dans les synclinaux. Le Sidérolithique est très sporadique. La Molasse d'eau douce inférieure USM est présente à la vallée des Ponts (conglomérats le long d'une faille), au Val-de-Travers et sur le Littoral neuchâtelois (marnes, calcaires lacustres et grès chattiens et aquitaniens). La Molasse marine supérieure OMM (grès, conglomérats, silts glauconieux et marnes silteuses du Burdigalien) est présente dans les vallées de la Brévine, des Ponts et au Val-de-Travers (à l'ouest de Couvet). La Molasse d'eau douce supérieure OSM (marnes crayeuses et argileuses, calcaires lacustres, Burdigalien tardif et Langhien) est présente dans les synclinaux de la Brévine et des Ponts.

Le Quaternaire est représenté essentiellement par des dépôts du dernier maximum glaciaire (LGM, «Würm récent», phases de progression, de paroxysme et de retrait), liés aux glaciers jurassiens sur les reliefs et au glacier rhodanien (ou valaisan) dans le Val-de-Travers et sur le flanc littoral neuchâtelois. L'Holocène est représenté par des dépôts palustres, par des épandages alluviaux et par des éboulis.

La notice explicative fournit aussi des informations sur les matériaux utilisés pour la réalisation de la carte (données géophysiques, forages, bibliographie et cartes géologiques), ainsi que sur des aspects additionnels (matériaux exploitables, hydrogéologie, archéologie et données historiques).

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Travers liegt vollumfänglich im Faltenjura. Strukturell ist es geprägt durch Überschiebungen und grosse sinistrale und dextrale Transversalverschiebungen, die zu einer Gliederung in Schollen führten. Eine neuere Interpretation von reflexionsseismischen Daten ergab eine Aufwölbung im Grundgebirge entlang der Achse Fleurier–Vallée des Ponts. Diese Hochzone, die wahrscheinlich im Nordwesten durch eine Störung begrenzt ist, ist das Resultat einer tiefer liegenden Überschiebung im Grundgebirge oder einer Grabeninversion. Das Deckgebirge wurde entlang einer basalen Abscherzone nach Nordwesten überschoben und durch regionale Überschiebungen und lokale Rücküberschiebungen verkürzt. Die Mächtigkeit des Muschelkalks variiert infolge dieser Überschiebungen stark. Das Deckgebirge ist in Falten gelegt, die hauptsächlich SW–NE orientiert sind, und wird durch sinistrale (N–S) und dextrale (WNW–ESE) Transversalbrüche, die in Abständen von 2–8 km verlaufen, in tektonische Kompartimente unterteilt. Im grossen Massstab machen sich diese Diskontinuitäten durch Richtungsänderungen der Aniklinal- und Synklinalachsen bemerkbar.

Der Dogger steht an einzelnen Stellen in den Antiklinalaufbrüchen an; die ausgedehntesten Vorkommen befinden sich in den Gorges de l'Areuse. Er umfasst die Couches de Brot (Plattformfazies), deren Typlokalität sich bei Brot-Dessous befindet, die Marnes du Furcil (marine Transgression), die als Zementrohstoff in Stollen an ihrer Typlokalität bei Noiraigue abgebaut wurden, und die Dalle nacrée (Regression, Flachwasserfazies). Der untere Malm tritt ebenfalls in den Antiklinalen auf. Er besteht aus Mergel und Mergelkalk (Transgression), im Wesentlichen des Effingen-Members, die als Zementrohstoff in Stollen bei St-Sulpice abgebaut wurden. Der obere Malm tritt als hauptsächlicher topographischer Reliefbildner in Erscheinung; er setzt sich aus oolithischen, mikritischen und stromatolithischen Kalken (Regression) der Günsberg-, Balsthal-, Reuchenette- und Twannbach-Formation zusammen. Kreidezeitliche Gesteine liegen in den Syklinalen vor. Sie umfassen die Brackwasserkalke der Goldberg-Formation, die oolithischen und sandigen massigen Kalke der Pierre-Châtel- und Vions-Formation, die Marnes d'Arzier (marin-lagunäre Fazies), den spätigen Calcaire roux, die Marnes d'Hauterive (offenmarine Fazies), den Pierre jaune de Neuchâtel (Flachwasserfazies), das «Urgonien jaune», die Marnes de la Russille und das «Urgonien blanc» (poröser Kalkoolith, Speichergestein des Asphalts von La Presta), Mergelkalk, Sandstein und Mergel des Aptiens und Albiens (Transgression) sowie Relikte von mergeligem und kreidigem Kalk des Cénomaniens.

Das Paläogen–Neogen (Tertiär) tritt ebenfalls in den Synklinalen auf. Das Siderolithikum kommt nur sporadisch vor. Die Untere Süsswassermolasse (USM) liegt im Vallée des Ponts (als Konglomerat entlang eines Bruches), im Val de Travers und am Ufer des Neuenburger Sees vor (Mergel, Süsswasserkalk und Sandstein; Chattien–Aquitanien). Die Obere Meeresmolasse (OSM) besteht aus glaukonithaltigem Sandstein, Konglomerat und Schlammstein (Burdigalien) und tritt im Vallée de la Brévine, im Vallée des Ponts und im Val de Travers östlich von Couvet auf. Die Obere Süsswassermolasse (OSM; kreidiger und toniger Mergel und Süsswasserkalk; spätes Burdigalien – Langhien) ist im Vallée de la Brévine und im Vallée des Ponts vorhanden.

Die quartären Sedimente stammen im Wesentlichen aus der Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (LGM; Vorstoss-, Hochstand- und Rückzugsphase). Auf den Anhöhen handelt es sich um Ablagerungen der Juragletscher, im Val de Travers und am Hang oberhalb des Neuenburger Sees um solche des Rhonegletschers (bzw. Walliser Gletschers). Das Holozän ist vor allem durch palustrische Bildungen und Alluvionen vertreten.

Darüber hinaus geben die Erläuterungen zu Blatt Travers Auskunft über die zur Erstellung der Karte verwendeten Grundlagen (Geophysik, Bohrungen, Bibliographie, ältere geologische Karten) und über weitere Themen wie mineralische Rohstoffe, Hydrogeologie, Archäologie sowie geschichtliche Daten.

RIASSUNTO

La regione del foglio Travers si situa interamente nel Giura a pieghe. I grandi tratti strutturali sono sovrascorrimenti, scollamenti e separazione in compartimenti attraverso grandi faglie trascorrenti destre e sinistre. Un'interpretazione recente di dati sismici di riflessione identifica uno zoccolo bombato sotto l'asse Fleurier – valle des Ponts. Questa bombatura, probabilmente limitata a NW da un incidente tettonico, rispecchia un accorciamento dovuto a un sovrascorrimento più profondo o all'inversione di antiche fosse tettoniche. La copertura sedimentaria è stata spostata verso nord-ovest da uno scollamento generalizzato combinato a sovrascorrimenti regionali con retroscorrimenti locali. Lo spessore del Muschelkalk può variare a dipendenza dei sovrascorrimenti. La pila sedimentaria presenta pieghe orientate principalmente SW–NE. Faglie trascorrenti sinistre (N–S) e destre (WNW–ESE) suddividono in comparti di 2–8 km il massiccio piegato. A grande scala, queste discontinuità sono marcate soprattutto da cambiamenti nell'orientazione degli assi anticlinali e sinclinali.

Il Dogger affiora in alcuni punti sugli assi anticlinali, principalmente nelle gole dell'Areuse, e comprende le Couches de Brot, la cui località-tipo si trova a Brot-Dessous (facies di piattaforma), le Marne del Furcil (trasgressione marina) sfruttate per il cemento nelle gallerie presso la località-tipo a est di Noiraigue, e la Dalle nacrée (regressione marina, facies di basso fondale). Il Malm inferiore s'incontra sulle anticlinali e comprende le marne e le marne-calcari (trasgressione), principalmente quelle del Membro d'Effingen, sfruttate per il cemento nelle gallerie a St-Sulpice. Il Malm superiore (regressione) forma l'essenziale del rilievo e comprende i calcari oolitici, micritici e stromatolitici delle Formazioni di Günsberg, die Balsthal, di Reuchenette e del Twannbach. Il Cretacico si trova nelle sinclinali e comprende calcari di facies salmastra (Formazione del Goldberg), calcari oolitici, massicci e arenari (Formazioni di Pierre-Châtel e di Vions), le Marnes d'Arzier (facies lagunare-marina), il Calcaire roux (spatico), le Marnes d'Hauterive (facies di mare aperto), la Pierre jaune de Neuchâtel (ambiente aperto, agitato), l'«Urgonien jaune», le Marnes de la Russille e l'«Urgonien blanc» (oolitico poroso, fonte d'asfalto de La Presta), i calcari marnosi, le arenarie e le marne dell'Aptiano e dell'Albiano (trasgressione), ed alcune reliquie di calcari marnosi e a creta del Cenomaniano.

Il Paleogene–Neogene (Terziario) si trova nelle sinclinali. Il Siderolitico è molto sporadico. La Molassa d'acqua dolce inferiore (USM) è presente nella valle des Ponts (conglomerati lungo una faglia), nella Val-de-Travers e sulla riva del lago di Neuchâtel (marne, calcari lacustri e arenarie chattiane e aquitaniane). La Molassa marina superiore OMM (arenarie, conglomerati, silts glauconitici e marne siltose del Burdigaliano) è presente nelle valli della Brévine, des Ponts, e nella Val-de-Travers (a ovest di Couvet). La Molassa d'acqua dolce superiore OSM (marne a

creta e argillose, calcari lacustri, tardo Burdigaliano e Langhiano) è presente nelle sinclinali della Brévine e des Ponts.

Nel Quaternario, essenzialmente nell'ultimo massimo glaciale (LGM, «Würm recente»), i ghiacciai giurassiani e il ghiacciaio rodaniano (o vallesano) hanno lasciato depositi rispettivamente sui rilievi, nella Val-de-Travers e sul versante del lago di Neuchâtel. L'Olocene è rappresentato da depositi palustri e da accumuli alluviali.

Le note esplicative forniscono anche informazioni sui materiali utilizzati per la realizzazione della carta (geofisica, sondaggi, bibliografia e carte geologiche), sicché su aspetti complementari (materiali sfruttabili, idrogeologia, archeologia e dati storici).

SUMMARY

The area covered by the Travers sheet lies completely within the Jura fold-and-thrust belt. Structurally it is characterised by thrusts and large transverse faults which result in an arrangement of thrust sheets. A recent interpretation of seismic reflection data has revealed a bulge in the basement along the Fleurier – Vallée des Ponts axis. This high zone, which is probably bounded in the NW by a fault, is the result of a deeper lying thrust in the basement or a graben inversion. The sedimentary cover has been thrust towards the NW along a basal detachment zone and shortened by regional thrusts and local backthrusts. The thickness of the Muschelkalk varies greatly as a result of this thrusting. This sedimentary cover has been deformed by SW–NE striking folds and subdivided into tectonic compartments, which extend over distances of 2–8 km, by sinistral (N–S) and dextral (WNW–ESE) transverse faults. These discontinuities are identifiable at a large scale by the changes in the orientation of the anticlinal and synclinal axes.

The Dogger is exposed at several places along anticlinal ridges; the largest occurrence is located in the Gorges de l'Areuse. It includes the Couches de Brot (platform facies) whose type locality is situated at Brot-Dessous, the Marnes du Furcil (marine transgression) which were mined in underground galleries at their type locality as raw material for cement, and the Dalle nacrée (regressive, shallow water facies). The lower Malm also occurs in the anticlines. It consists of marl and calcareous marl (transgression), primarily the Effingen Member, which was mined in underground galleries near St-Sulpice. The upper Malm is the main contributor to the topographical relief of the region; it consists of oolitic, mictritic and stromatolitic limestones (regression) of the Günsberg, Balsthal, Reuchenette and Twannbach formations. Cretaceous units are present in the synclines. These include the limestones of the Goldberg Formation, the oolitic and massive sandy limestones of the Pierre-Châtel and Vions Formations, the Marnes d'Arzier (marine-lagoon

facies), the Calcaire roux, the Marnes d'Hauterive (marine facies), the Pierre jaune de Neuchâtel (shallow water facies), the «Urgonien jaune», the Marnes de la Russille and the «Urgonien blanc» (porous oolitic limestone, reservoir rocks for the La Presta asphalts), calcareous marl, sandstone and marl of the Aptian and Albian (transgression) as well as relicts of marly and chalky limestone of the Cenomanian.

The Paleogene–Neogene (Tertiary) also occurs in the synclines. The Sidérolithique (Eocene residual terrestrial deposits) only occurs sporadically. The Lower Freshwater Molasse (USM) is present in Vallée des Ponts (as conglomerate along a fault), in Val de Travers and on the shores of Lake Neuchâtel (marl, freshwater limestone and sandstone; Chattian–Aquitanian). The Upper Marine Molasse (OSM) consists of glauconitic sandstone, conglomerate and mudstone (Burdigalian) and occurs in Vallée de la Brévine, in Vallée des Ponts and in Val de Travers east of Couvet. The Upper Freshwater Molasse (OSM; chalky and clayey marl and freshwater limestone; late Burdigalian – Langhian) is present in Vallée de la Brévine and in Vallée des Ponts.

The Quaternary sediments stem primarily from the time of the Last Glacial Maximum (LGM). On the hills there are deposits from the Jura Glacier, similarly in Val de Travers and on the slope above lake Neuchâtel from the Rhone Glacier (Valais Glacier). The Holocene is represented mainly by palustrial formations and alluvium.

The explanatory booklet of the Travers sheet provides information about the base data (geophysics, boreholes, bibliography and older geological maps) used to produce the map. In addition, it covers topics such as mineral deposits, hydrogeology, archaeology as well as historical data.

INTRODUCTION

La première phase de l'élaboration de la feuille Travers de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 est l'œuvre de Martin Burkhard† et de ses collaborateurs vers la fin des années 1990. Il en résulte une série de documents (cartes structurales, coupes, etc.) déposés au Service géologique national, Office fédéral de topographie swisstopo. Une version SIG provisoire de la carte a été établie par BURKHARD et al. (2000), avec un texte explicatif sur les données existantes, la colonne stratigraphique régionale et la méthodologie (AFFOLTER 1999). BÜNZLI (2000) reprend les mêmes informations et fournit un inventaire partiel des données (blocs erratiques, karst, forages, sources, archéologie) et des fragments de notice explicative (Quaternaire, Hydrogéologie). Ce travail est resté inachevé.

La deuxième phase, de 2007 à 2013, a nécessité la refonte complète de l'ensemble des informations de la version SIG de 2000, ainsi que l'intégration d'observations nouvelles et une mise à jour de la légende et de la bibliographie. En outre, un effort particulier a été consacré à l'acquisition et à la représentation des données du Paléogène–Néogène et du Quaternaire.

Collaborations et remerciements

Les auteurs de la notice explicative tiennent ici à rendre un hommage particulier à Martin Burkhard, dont ils garderont à jamais un souvenir amical et lumineux. Merci Martin, ton enthousiasme et ta compétence nous ont accompagnés durant tout ce travail!

Les nouvelles informations sur le Paléogène–Néogène et le Jurassique–Crétacé ont été fournies par des investigations et analyses d'échantillons effectuées par M. Weidmann (Jongny) en collaboration avec J.-P. Berger†, M. Caron, C. Pirkenseer et S. Spezzaferri (Université de Fribourg), J. Sauvagnat (Muséum d'Histoire naturelle de Genève), A. Pictet (Université de Lausanne) et P.-O. Mojon (Le Locle).

De nouvelles informations sur le Quaternaire proviennent d'une part de reconnaissances de terrain en collaboration avec S. Gogniat (HydroGEOS, Fretereules), d'autre part d'une campagne de géophysique électromagnétique (RMT, effectuée par P. Turberg de l'EPFL). Ces informations ont été interprétées avec l'appui de C. Schlüchter (Université de Berne), R. Arn (ARconseils, Buchillon), M. Campy et V. Bichet (Université de Besançon). En outre, elles ont été enrichies par des déterminations et analyses micropaléontologiques effectuées par P.-O. Mojon, ainsi que par des analyses sédimentologiques avec datations au ^{14}C effectuées par S. Girardclos (Université de Genève, datations EPFZ).

Nous avons bénéficié des conseils de T. Adatte (Université de Lausanne) et H.-R. Bläsi (Université de Berne) pour la stratigraphie, et de J.-P. Schaer (Universi-

té de Neuchâtel), A. Sommaruga et J. Mosar (Université de Fribourg) et S. Schmid (Université de Bâle) pour la tectonique.

Le dessin de la carte s'est largement appuyé sur l'imagerie du modèle numérique de terrain MNT (résolution 1 m) fournie par le Service de la géomatique et du registre foncier du canton de Neuchâtel (géoportail du SITN, M. Riedo) et également sur les résultats de la géophysique RMT principalement pour l'identification du substratum sous la couverture quaternaire. L'élaboration de la notice a bénéficié de l'appui de T. Adatte (Université de Lausanne) et M. Weidmann.

Nous adressons nos vifs remerciements à toutes ces personnes, ainsi qu'à celles qui ont fourni une aide ponctuelle (J. Aufranc, H. Sulzer, P.-Y. Jeannin, U. Eichenberger, P. de Pury, B. Claude, Y. Houriet/De Cérenville), ainsi qu'aux personnes qui ont bien voulu participer à la révision d'une première version de la carte et de la notice (A. Pfiffner, A. Matter et C. Schlüchter de l'Université de Berne, A. Sommaruga et A. Strasser de l'Université de Fribourg et K. Föllmi de l'Université de Lausanne).

GÉNÉRALITÉS

Cadre géographique

La carte couvre 210 km², en grande majorité dans le canton de Neuchâtel, mais aussi en partie dans le canton de Vaud (environ 20 km²) et en France voisine (environ 10 km²). Elle se situe en totalité dans le Jura plissé (Haute Chaîne) et recouvre les quatre premières chaînes du Jura, entre le lac de Neuchâtel et le Doubs (chaînes de la Nouvelle Censière – Soliat, de Solmont, de Trémalmont et d'Hartemont). Ces chaînes se situent entre 1100 et 1450 m d'altitude, et sont séparées par les vallées du Val-de-Travers (730 m), des Ponts (1000 m) et de la Brévine (1050 m). La deuxième chaîne se meurt vers l'ouest, à Couvet. Les principales entailles dans les structures anticlinales sont celles du cirque du Creux du Van et des gorges de l'Areuse (première chaîne), du bassin de Noiraigue (deuxième chaîne), du cirque de St-Sulpice et des boutonnières des Sagnettes, de Trémalmont et des Combes Dernier (troisième chaîne), et enfin des ravins de la région du Rozet au nord-est du Mont Châteleu (quatrième chaîne). Les plateaux et sommets des chaînes sont occupés essentiellement par des pâturages boisés, les flancs par des forêts, et les vallées par des marais ou des champs cultivés.

Travaux antérieurs

Les précurseurs ont œuvré dans l'élan des grands travaux de la deuxième moitié du 19e siècle et du début du 20e siècle (mines d'asphalte et fabrication de ciment, chemins de fer, assainissement des plaines inondées, énergie hydraulique et adductions d'eau). Leurs travaux demeurent indispensables et il faut surtout citer ceux de M. de Tribolet, A. Gressly, E. Desor, L. Rollier, J. Favre, A. Jaccard, A. Jeannet, C.-D. Junod et H. Schardt.

Des levés cartographiques (fig. 11, 12) ont été effectués par SCHARDT & DUBOIS (1902) dans les gorges de l'Areuse, par RICKENBACH (1925) sur la moitié ouest de la feuille en territoire suisse, par THIÉBAUD (1936, 1937) sur le quart sud-est de la feuille, par FREI (1942) dans les gorges de l'Areuse et sur la deuxième chaîne (Montagne de Plamboz à l'est et Crêt Pellaton à l'ouest), par FALLOT et al. (1968, feuille Morteau au 1:50 000) dans la partie nord de la feuille (territoire français, vallées de la Brévine et Ponts-de-Martel) et par MEIA (1986) dans les gorges de l'Areuse. Enfin, la région comprise entre le Crêt Pellaton, Plans Dernier et les Ponts-de-Martel (au nord de l'ordonnée 1202 entre les abscisses 2541 et 2547) a été cartographié dans le cadre de travaux de l'Université de Neuchâtel, par LLOYD (1964), DE PURY (1963), GRETILLAT (1986) et VALLEY (2002).

Les feuilles publiées de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 et leurs notices explicatives forment la base de nos descriptions lithologiques, avec quel-

ques autres travaux importants tels que ceux de JACCARD (1869, 1893), RENEVIER & SCHARDT (1900), FAVRE (1911), RICKENBACH (1925), MUHLETHALER (1932), THIÉBAUD (1937), LLOYD (1959), DE PURY (1963), MEIA (1969), BLÄSI (1975), MATHYS (1980), RAMSEYER (1985), BOLLE (1995). Les principaux travaux cartographiques non publiés sont indiqués sur la figure 12.

Les descriptions de base se réfèrent au Jura bernois (ROLLIER 1888). C'est aussi dans cette région que sont centrées les études lithostratigraphiques modernes (GYGI & PERSOZ 1986, GYGI 2000). Tout comme ceux du Jura bernois / Reuchenette (voir GYGI 2000, fig. 1), les faciès de la région de la feuille Travers se situent approximativement à la transition entre les faciès du Jura soleurois / Balsthal et ceux du Jura rauraque / Pichoux.

Pour le Jura neuchâtelois, PERSOZ & REMANE (1973) ont fourni les travaux de base pour le Dogger et le Malm, prolongés par ceux de MOUCHET (1995, 1998). Pour le Crétacé, on citera principalement REMANE (1982), REMANE et al. (1989), ADATTE (1988), BLANC (1996), SCHAER (2006) et GODET et al. (2011). Pour le Paléogène–Néogène (Tertiaire) on se référera à AUBERT (1975), BERGER (1992) et KÄLIN et al. (2001) et pour le Quaternaire à SCHWAAR (1963), PORTMANN (1974), AUBERT (1975) et GRAF (2009).

La tectonique a été décrite par les auteurs de carte cités ci-dessus. On mentionnera en particulier les coupes de H. Schardt dans les gorges de l'Areuse, et celles d'E. Frei dans ces mêmes gorges et par l'anticlinal de Solmont, qui servent de base à la compréhension de cette région, avec la carte structurale du canton de Neuchâtel élaborée par KIRALY (1973). La tectonique régionale a été ensuite développée dans les travaux de SOMMARUGA (1997) en relation avec les profils sismiques de la British Petroleum Company (BP) et les travaux de tectonique à grande échelle (voir BURKHARD 1990, BURKHARD et al. 1998). Dans la première phase de la préparation de la feuille Travers de l'Atlas géologique, Martin Burkhard a élaboré quelques coupes à travers cette région (de Buttes vers le nord, Couvet – Les Gras, gorges de l'Areuse et vallée des Ponts). La coupe par la vallée des Ponts a été reprise notamment dans VALLEY et al. (2004), qui présentent aussi un schéma tectonique d'une bonne partie de la feuille Travers.

Méthodologie

Les travaux antérieurs, en particulier les cartes, ont été intégrés à la présente feuille avec les adaptations nécessaires. Les anciennes cartes (p.ex. SCHARDT & DUBOIS 1902) fournissent par endroits de précieuses informations sur des affleurements disparus, en particulier dans les formations paléogènes–néogènes et quaternaires. La version SIG provisoire de la feuille (BURKHARD et al. 2000) a été prise en compte avec de nombreuses corrections. Les limites des unités des feuilles adjacentes de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25 000 (Les Verrières, Ste-Croix,

Grandson, Neuchâtel, Val de Ruz; fig. 11) ont été reportées aux bords de la feuille Travers, sauf dans quelques rares cas où une légère correction des feuilles adjacentes s'avère nécessaire. La plus importante de ces corrections concerne la feuille Grandson, où la Formation du Twannbach entre les coord. 2538.600/1194.000 et 2539.180/1194.000 devient la Formation de Reuchenette sur la feuille Travers.

De nombreuses corrections ou précisions ont pu être apportées grâce à des contrôles des données existantes sur le terrain et, en partie aussi, par l'emploi d'une meilleure base topographique. En outre, de nouveaux affleurements, temporaires pour certains, ont été relevés, ainsi que des fouilles et profils de forages. Les contours des formations et les accidents tectoniques ont été ajustés dans une grande mesure à l'image ombrée du modèle numérique de terrain (MNT) qui permet souvent de suivre les bancs et les failles.

Dans le complément de cartographie, l'accent a été mis sur les formations paléogènes–néogènes et quaternaires (voir ces chapitres). Les formations représentées sur la carte ont parfois été regroupées en unités informelles (voir la légende et chap. Stratigraphie). Les niveaux repères à l'intérieur et aux limites des formations sont en principe facilement identifiables sur le terrain ou sur le MNT.

STRATIGRAPHIE

La succession des unités lithostratigraphiques de la feuille Travers est résumée par la figure 1. Les unités non affleurantes sont énumérées en bas de figure. D'importantes différences avec la feuille Ste-Croix sont soulignées dans le tableau 1 et commentées dans le paragraphe sur le Dogger. Un bon résumé synthétique de la colonne stratigraphique et de la lithostratigraphie correspondante est donné par J.-P. Schaer in BURGER & SCHAER (1996). MEIA (1986) résume aussi les faciès locaux et la lithologie des différentes formations affleurant dans le secteur de la feuille Travers. Les épaisseurs des formations sont fournies essentiellement par F. Persoz et B. Kübler in KIRALY (1973, p. 11 et pl. 1), MEIA (1986) et SOMMARUGA (1997).

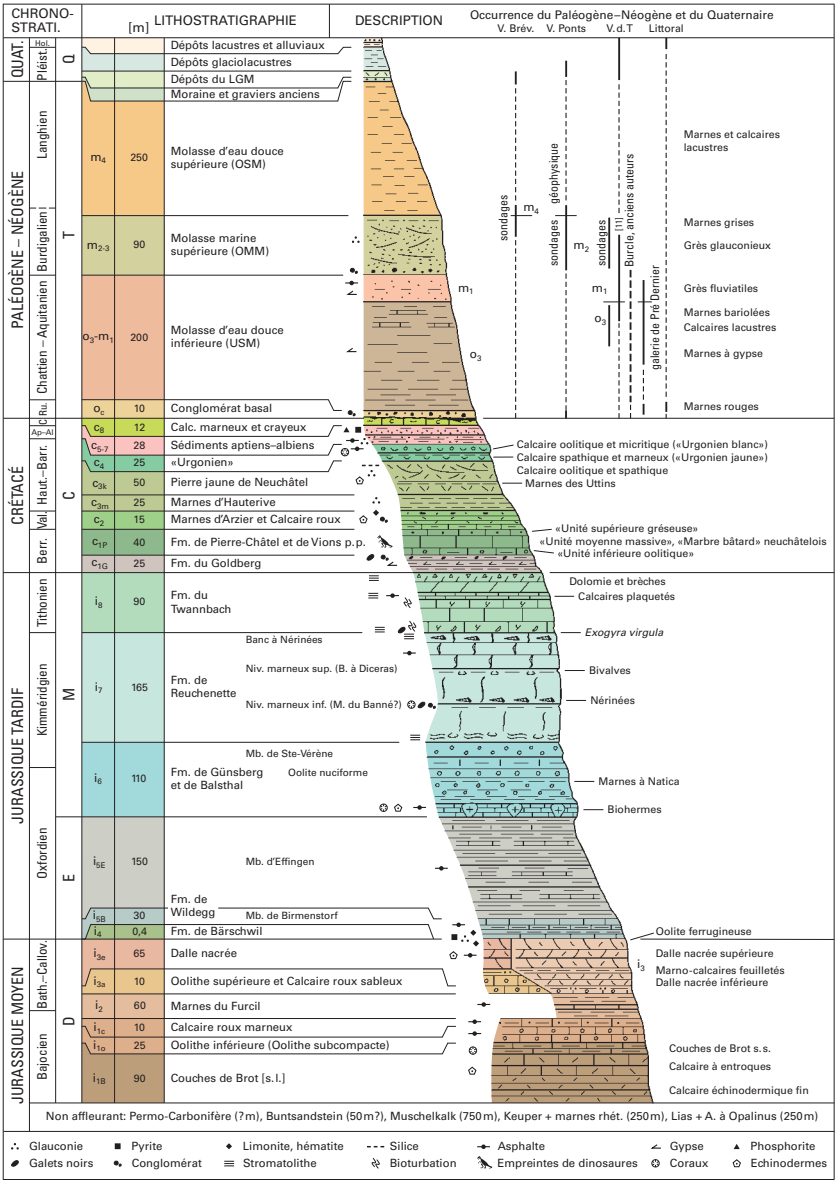
Terrains non affleurants

Une description succincte des formations affleurant au nord du périmètre de la feuille, notamment du Trias, est fournie par AUBERT & BADOUX (1956). Les informations utilisées proviennent de BURGER & SCHAER (1996), de SOMMARUGA (1997) et de RIGASSI (2011), à partir des forages et des campagnes sismiques de la prospection des hydrocarbures dans le Bassin molassique suisse et le Jura français. Ces informations, résumées ci-dessous, sont utiles avant tout pour définir les épaisseurs des formations dans la construction des coupes géologiques. En suivant principalement SOMMARUGA (1997) et les données de la sismique (voir chap. Tectonique et Géophysique), nous avons admis dans ce travail les valeurs mentionnées au bas de la figure 1, à savoir 750 m pour le Muschelkalk, 250 m pour le Keuper et les marnes rhétiennes et 250 m pour le Lias et les Argiles à Opalinus.

Le *socle cristallin* est constitué de gneiss et de granites (RIGASSI 2011, p. 14), et le *Permo-Carbonifère* de conglomérats, grès et argilites (sur plus de 478 m à Treycovagnes). Des fossés d'une épaisseur considérable (jusqu'à plus de 2 km) apparaissent sous la première chaîne du Jura sur les coupes de RIGASSI (2011, p. 79).

Le *Trias* comprend à sa base le *Buntsandstein*, formé de grès sur 30 à 50 m selon BURGER & SCHAER (1996) et sur 40 à 80 m sur les coupes de RIGASSI (2011). Vient ensuite le *Muschelkalk*, marne, anhydrite et sel d'épaisseur très variable, 500 à 1000 m (SOMMARUGA 1997, p. 69 et 72), surmontés par des calcaires dolomitiques sur environ 75 m. Cette série, y compris le Buntsandstein, fait un peu plus de 300 m sur les coupes de RIGASSI (2011). Enfin, le *Keuper* et les *marnes rhétiennes* terminent la série triasique avec 200 à 300 m d'anhydrite et d'argiles (environ 430 m sur les coupes de RIGASSI 2011).

Fig. 1: Unités lithostratigraphiques cartographiées sur la feuille Travers et leur attribution chronostratigraphique.


CHRONO-STRATI.
[m]
LITHOSTRATIGRAPHIE
DESCRIPTION
Occurrence du Paléogène–Néogène et du Quaternaire
V. Brév.
V. Ponts
V.d.T
Littoral
QUAT.
Holoc.
Pléist.
Q
PALÉOGÈNE – NÉOGÈNE
Langhien
Burdigalien
Chattien – Aquitanien
Rupélien
T
CRÉTACÉ
Apt.–Alb.
Barr.
Haut.–Barr.
Val.
Berr.
C
JURASSIQUE TARDIF
Tithonien
Kimméridgien
Oxfordien
M
E
JURASSIQUE MOYEN
Bath.–Callov.
Bajocien
D
Dépôts lacustres et alluviaux
Dépôts glaciolacustres
Dépôts du LGM
Moraine et graviers anciens
Molasse d'eau douce supérieure (OSM)
Molasse marine supérieure (OMM)
Molasse d'eau douce inférieure (USM)
Conglomérat basal
Calc. marneux et crayeux
Sédiments aptiens–albiens
«Urgonien»
Pierre jaune de Neuchâtel
Marnes d'Hauterive
Marnes d'Arzier et Calcaire roux
Fm. de Pierre-Châtel et de Vions p.p.
Fm. du Goldberg
Fm. du Twannbach
Banc à Nérinées
Niv. marneux sup. (B. à Diceras)
Fm. de Reuchenette
Niv. marneux inf. (M. du Banné?)
Mb. de Ste-Vérène
Fm. de Günsberg et de Balsthal
Oolite nuciforme
Mb. d'Effingen
Fm. de Wildegg
Mb. de Birmenstorf
Fm. de Bärschwil
Dalle nacrée
Oolithe supérieure et Calcaire roux sableux
Marnes du Furcil
Calcaire roux marneux
Oolithe inférieure (Oolithe subcompacte)
Couches de Brot [s. l.]
sondages
géophysique
Burcle, anciens auteurs
galerie de Pré Dernier
Marnes et calcaires lacustres
Marnes grises
Grès glauconieux
Grès fluviatiles
Marnes bariolées
Calcaires lacustres
Marnes à gypse
Marnes rouges
Calcaire oolitique et micritique («Urgonien blanc»)
Calcaire spathique et marneux («Urgonien jaune»)
Calcaire oolitique et spathique
Marnes des Uttins
«Unité supérieure gréseuse»
«Unité moyenne massive», «Marbre bâtard» neuchâtelois
«Unité inférieure oolitique»
Dolomie et brèches
Calcaires plaquetés
Exogyra virgula
Bivalves
Nérinées
Marnes à Natica
Biohermes
Oolite ferrugineuse
Dalle nacrée supérieure
Marno-calcaires feuilletés
Dalle nacrée inférieure
Couches de Brot s.s.
Calcaire à entroques
Calcaire échinodermique fin
Non affleurant: Permo-Carbonifère (?m), Buntsandstein (50m?), Muschelkalk (750m), Keuper + marnes rhét. (250m), Lias + A. à Opalinus (250m)
Glauconie
Galets noirs
Pyrite
Conglomérat
Limonite, hématite
Stromatolithe
Silice
Bioturbation
Asphalte
Empreintes de dinosaures
Gypse
Coraux
Phosphorite
Echinodermes

Le *Jurassique* non affleurant est formé du *Lias* (calcaires à Gryphées et marnes sur 25 à 30 m) et de la partie inférieure du *Dogger* (Argiles à Opalinus, Aalénien, sur 170 à 220 m). Ces deux unités font ensemble 350 à 400 m sur les coupes de RIGASSI (2011). Le sommet du Lias (marnes micacées du Toarcien visibles sur 4,5 m) et des sédiments aaléniens (calcaires sableux visibles sur 60 m) affleurent à la Combe des Quignets (coord. 2533.3/1210.0), 5 km au nord-ouest du périmètre de la feuille Travers (SCHARDT 1903a).

JURASSIQUE

Jurassique moyen («Dogger»)

Les sédiments du Jurassique moyen affleurent sporadiquement dans tous les anticlinaux de la région de la feuille Travers. La série a une épaisseur totale d'environ 220 à 260 m. Dans le périmètre de la feuille Travers, le Dogger affleure:

- dans la première chaîne du Jura (chaîne du lac) au Creux du Van, 300 m au sud-ouest de la Ferme Robert (Dalle nacrée); en bordure de la feuille on le trouve au Pré de Treymont (coord. 2550.5/1201.0, feuille Neuchâtel) et au vallon de la Vaux (coord. 2536/1192, feuille Grandson);
- dans la deuxième chaîne (chaîne de Solmont) en rive gauche des gorges de l'Areuse, de Noiraigue à Champ-du-Moulin; c'est la principale zone affleurante, mettant à jour les roches allant des Couches de Brot à la Dalle nacrée;
- dans la troisième chaîne (chaîne de Trémalmont – Les Combes Dernier), à St-Sulpice (Dalle nacrée au Crêt des Devens, coord. 2533.6/1195.5) et à Trémalmont – Le Châble (Dalle nacrée, coord. 2538/1200); il est proche de la surface aux Combes Dernier où affleure le Membre de Birmenstorf (coord. 2543.2/1204.0);
- dans la quatrième chaîne (chaîne du Châteleu) à l'ouest de Nid du Fol (Dalle nacrée le long de la D404), et au Rozet (cascade, coord. 2533.1/1205.3).

Le Dogger a été décrit par JACCARD (1869) et par FAVRE (1911) pour la partie nord de la feuille, par SCHARDT (1903b, 1906) et JEANNET & JUNOD (1924) à St-Sulpice, par SCHARDT (1911a) dans les gorges de l'Areuse, où la galerie du Plan de l'Eau (creusée de 1905 à 1907 dans le coteau de la Ravière) a permis une description de la série dans son entier. Plus récemment, les zones de St-Sulpice et du Furcil ont été décrites sur le plan sédimentologique par RAMSEYER (1985) et BOLLE et al. (1996). Les affleurements du Châble et du Creux du Van ont été décrits respectivement par RICKENBACH (1925) et JEANNET & JUNOD (1924).

Les descriptions lithologiques sont essentiellement tirées de SCHARDT (1906, 1911a). La minéralogie et les microfaciès ont été étudiés par RAMSEYER (1985)

pour le passage Dogger/Malm au Pont de l'Isle (St-Sulpice, coord. 2533.600/1195.580), à Fretereules (coord. 2547.950/1201.300) et aux Lanvoennes (juste en dehors du périmètre de la feuille Travers, coord. 2550.250/1200.880), et par BOLLE et al. (1996) dans la région du Furcil. Ces études complètent les informations de PERSOZ & REMANE (1973) et permettent de reconstituer les milieux de dépôt du Dogger (bassin: micrites avec quartz détritique fin abondant; talus: énergie basse, lithologie un peu plus massive, pellets, bioclastes en général micritiques, apparition d'ooïdes vers le haut; plateforme: sparites oolitiques et micrites à coraux). Le principal gisement fossilifère se trouve au Pont de la Baleine (coord. 2546.000/1200.550).

Les attributions stratigraphiques sont tirées de BOLLE et al. (1996), adaptées de PERSOZ & REMANE (1973), légèrement modifiées par T. Adatte pour ce travail (comm. pers.). Elles diffèrent des attributions traditionnelles (p. ex. PERSOZ & REMANE 1973, J.-P. Schaer in BURGER & SCHAER 1996) par le placement des «niveaux oolithiques» (**i_{3a}**, Oolithe supérieure = Grande Oolithe ou Pierre blanche) dans le Callovien précoce et de l'Oolite ferrugineuse (sommet de la Dalle nacrée) dans le Callovien tardif.

i_{1B} **Couches de Brot**
Bajocien

Les Couches de Brot [s.l.] (60 à 90 m d'épaisseur) sont constituées, à la base, de calcaires échinodermiques à grains assez fins en couches minces (28 m selon SCHARDT 1911a), puis de calcaires grossièrement grenus à crinoïdes (calcaires à entroques, 25 m environ), et enfin de calcaires et marnes à brachiopodes et coraux (Couches de Brot s.s., 12 m); les Couches de Brot s.s. (JACCARD 1869) ont été placées dans le Bajocien par H. Schardt (SCHARDT & DUBOIS 1902) qui y a identifié *Stephanoceras humphriesianum* (Sowerby 1825). La coupe-type se trouve le long de la route cantonale environ 400 m à l'ouest de Brot-Dessous (coord. 2547.8/1201.0).

Les Couches de Brot décrites par RIGASSI (2011: **i_{2B}**) sur la feuille Ste-Croix (tab. 1) sont des marno-calcaires peu épais situés entre l'Oolithe inférieure (= Oolithe subcompacte) et la Grande Oolithe (= Oolithe supérieure). Elles semblent correspondre à notre Calcaire roux marneux (**i_{1c}**), qui a au Furcil un aspect similaire aux Couches de Brot s.s. de Brot-Dessous. La partie inférieure des Couches de Brot (calcaires spathiques et échinodermiques) et les Marnes du Furcil (notre **i_2**) sont absentes chez RIGASSI (2011). Les Marnes à *«Rhynchonella» varians* sensu RIGASSI (2001) et RIGASSI et al. (2006), de faciès sableux et placées sous la Dalle Nacrée, correspondraient alors à notre Calcaire roux sableux (au sommet de l'Oolithe supérieure, **i_{3a}**). Ces différences pourraient résulter de changements de faciès locaux ou d'interprétations divergentes d'unités insuffisamment définies.

Tab. 1: *Comparaison des formations du Dogger affleurant sur la feuille Ste-Croix avec celles de la feuille Travers.*

Feuille 1182 Ste-Croix		Feuille 1163 Travers	
i_{3e}	Dalle nacrée	i_{3e}	Dalle nacrée
i_3	Marnes à *«Rhynchonella» varians*	i_{3a}	Calcaire roux sableux
i_{2o}	Grande Oolithe		Oolithe supérieure
—	—	i_2	Marnes du Furcil
i_{2B}	Couches de Brot	i_{1c}	Calcaire roux marneux
i_{1o}	Oolithe inférieure	i_{1o}	Oolithe inférieure
—	—	i_{1B}	Couches de Brot
i_1	Calcaire à *Pecten dewalquei*	—	—

i_{1o} Oolithe inférieure (Oolithe subcompacte)
Bajocien

L'Oolithe inférieure (environ 25 m) est constituée (SCHARDT 1911a), à la base, de calcaire subspathique à grain fin gris, dur et bien lité. Vers le milieu elle prend une teinte jaunâtre à taches grises, tandis que vers le haut, c'est un calcaire oolitique compact clair semblable aux calcaires oolitiques des Formations de Günsberg et de Balsthal. Au village de Brot-Dessous, un affleurement temporaire (coord. 2547.450/1200.750) a révélé une calcarénite à grain fin gris cendré qui correspond à la partie inférieure de cette unité. Un peu plus à l'est (coord. 2547.560/1200.830), il s'agit d'un calcaire spathique plus grossier. Dans la région du Furcil (Pont de la Baleine, coord. 2546.000/1200.550), un enrichissement en cadmium a été décrit par VEUVE (2000) à la base de l'Oolithe inférieure.

i_{1c} Calcaire roux marneux
Bajocien

Le Calcaire roux marneux affleure au Pont de la Baleine. C'est un calcaire fortement marneux et délitable de couleur gris-fer brun-roux à l'altération, très riche en brachiopodes. SCHARDT (1911a) en énumère les fossiles et lui attribue exactement 10 m d'épaisseur dans la galerie du Plan de l'Eau. Ce gisement très fossilifère est aussi caractérisé par des ammonites du Bajocien tardif (*Parkinsonia* et *Garantiana* spp.), des bélemnites géantes (*Megatheuthis gigantea* [SCHLOTHEIM 1820]) et des oursins irréguliers (*Clypeus, Nucleolites* et *Holectypus* spp.). De rares

restes de végétaux terrestres flottés (ovules de Bennettitales) et de grands reptiles (notamment des plaques dermiques de crocodiles marins [Thalattosuchiens] et des vertèbres d'ichtyosaures; dét. P.-O. Mojon) y ont aussi été découverts par des amateurs de fossiles.

Selon BOLLE et al. (1996), une plateforme à entroques et madréporaires se développe au Bajocien précoce (Couches de Brot $\mathbf{i_{1B}}$) et se réduit à un système de hauts-fonds au Bajocien tardif (Oolithe inférieure $\mathbf{i_{1o}}$; le Calcaire roux marneux $\mathbf{i_{1c}}$ dénote un faciès plus profond, de talus. La kaolinite (climat chaud et humide) est abondante dans l'Oolithe inférieure et dans le Calcaire roux marneux. Dans ce dernier, la gœthite provoque une rubéfaction intense.

$\mathbf{i_2}$ Marnes du Furcil
Bajocien–Bathonien

Il s'agit de marnes et marno-calcaires gris d'environ 60 m d'épaisseur, affleurant essentiellement de la localité-type du Furcil (coord. 2546.25/1200.65, environ 600 m à l'est de Noiraigue) à Brot-Dessous. Elles sont subaffleurantes au Pré Punel. Dans la galerie du Plan de l'Eau qui traverse complètement cette unité, on observe de bas en haut (SCHARDT 1911a): les Marnes hydrauliques inférieures (24 m), un Massif marno-calcaire intermédiaire (18 m) et les Marnes hydrauliques supérieures (20 m). SCHARDT (1911a) énumère également les fossiles trouvés dans cette unité.

Les Marnes du Furcil sont d'âge bajocien à bathonien, peut-être aussi callovien. La limite Bathonien/Callovien n'est pas connue précisément dans la région. La formation correspond à un faciès de bassin (PERSOZ & REMANE 1973). Selon BOLLE et al. (1996), une transgression caractérise le Bathonien, dont le maximum dans les Marnes du Furcil (Marnes hydrauliques inférieures, niveau à *Parkinsonia pseudoferruginea* [Nicolesco 1927]) est marqué par une nette diminution de la kaolinite, impliquant un climat plus sec dans la zone d'apport, et correspondant à l'ennoyage définitif de la plateforme carbonatée bajocienne et à l'apparition de milieux marins ouverts.

Les Marnes hydrauliques ont été exploitées en galeries pour la fabrication de ciment (voir chap. Matériaux exploitables).

Au nord-ouest de la feuille, l'affleurement marneux situé sous la paroi de la cascade du Rozet (coord. 2533.1/1205.3) pourrait être du Bathonien, constitué selon FALLOT et al. (1968) de Marnes à *Pholadomya murchisonae,* de 10 m de calcaire oolitique roux et de Marnes à Acuminata.

i_3 Oolithe supérieure – Dalle nacrée (indifférencié)
i_{3a} Oolithe supérieure (Grande Oolithe) et Calcaire roux sableux
i_{3e} Dalle nacrée (avec oolite ferrugineuse au sommet)
Bathonien–Callovien

La partie inférieure de cette unité (**i_{3a}**) est composée de niveaux oolitiques correspondant à l'*Oolithe supérieure* (Grande Oolithe, env. 2 m d'épaisseur au Furcil et jusqu'à 40 m au nord-ouest de la feuille) et d'une série marneuse (alternance centimétrique de calcaire jaune, de marne feuilletée sèche grise et jaune et de microsparite, dénotant un faciès de talus (PERSOZ & REMANE 1973), l'équivalent du *Calcaire roux sableux* du Jura bernois (STÄUBLE 1959). Au Furcil, BOLLE (1995) décrit environ 8 m de calcaires bioclastiques à grain fin, avec stratification entrecroisée. Au-dessus se trouve la *Dalle nacrée* (**i_{3e}**), une série de calcaires spathiques échinodermiques gris à jaune en dalles, à stratification entrecroisée (environ 70 m d'épaisseur; deux niveaux séparés par des marno-calcaires dans la région du Furcil), avec au sommet une oolite ferrugineuse marneuse. Au Pont de l'Isle, RAMSEYER (1985) mentionne un fond durci à oncoïdes sparitisées, et SCHARDT (1906) une faible épaisseur de calcaire ferro-oolitique.

La série présente une épaisseur moyenne de 75 m et appartient vraisemblablement au Bathonien et Callovien précoce, car le Callovien moyen et tardif n'a pu être démontré (STÄUBLE 1959). Les variations de faciès et d'épaisseur peuvent être significatives sur de courtes distances, comme le constate SCHARDT (1911a) entre le Furcil et le Plan de l'Eau. Dans cette même région, BOLLE et al. (1996) subdivisent la série en Calcaire roux sableux (6,9 m), Dalle nacrée inférieure (15,7 m), Marnes feuilletées grises (5,3 m) et Dalle nacrée supérieure (48 m).

Dans la galerie du Plan de l'Eau qui la traverse complètement (SCHARDT 1911a), cette unité de 65 m environ comprend, de bas en haut, une alternance de marnes et calcaires sur 18 m puis la Dalle nacrée proprement dite (**i_{3e}**), à savoir une dalle nacrée jaune sur 21,5 m (Dalle nacrée inférieure et intermède marno-calcaire au Furcil) et une dalle nacrée jaune, puis grise sur 25 m (Dalle nacrée supérieure du Furcil). Le caractère spathique est plus développé dans la partie inférieure de la Dalle nacrée, qui contient beaucoup d'articles de Pentacrines, comme c'est le cas au contour de la route cantonale 750 m à l'est de Brot-Dessous (coord. 2548.125/1201.000). SCHARDT (1911a) donne la liste des fossiles de cette unité.

Pour la Dalle nacrée, PERSOZ & REMANE (1973) évoquent un milieu de dépôt marin ouvert correspondant à un grand cycle régressif. Selon BOLLE et al. (1996), la kaolinite disparaît presque complètement dans la Dalle nacrée (climat plus sec), coïncidant avec l'apparition de faciès peu profonds de barre sableuse sans qu'il y ait forcément un lien entre les deux phénomènes. Selon RAMSEYER (1985), les ooïdes de la Dalle nacrée sont fibroradiées et n'excèdent pas 15% de la roche, évoquant un haut-fond plutôt qu'une barre oolitique. La variété de la faune est un indice de milieu marin ouvert.

Au nord-ouest de la feuille, l'affleurement situé juste au nord du carrefour entre la D404 et la route des Cerneux (coord. 2532.7/1204.1) n'est pas mentionné sur la feuille Morteau au 1:50 000 (FALLOT et al. 1968). L'affleurement situé à l'ouest du Rozet, à la cascade (coord. 2533.1/1205.3) et au-dessus, est constitué d'environ 40 m de calcaires oolitiques clairs attribués à l'Oolithe supérieure (Grande Oolithe, $\mathbf{i_{3a}}$) et chevauchant au nord sur des marnes attribuées au Membre d'Effingen ($\mathbf{i_{5E}}$, «Argovien»). Au-dessus de ces calcaires oolitiques, on trouve une zone non affleurante (marneuse) attribuée au Calcaire roux sableux ($\mathbf{i_{3a}}$, épaisseur estimée à 10 m), puis la Dalle nacrée $\mathbf{i_{3e}}$ qui commence ici par des calcaires oolitiques gris d'aspect gras puis se poursuit par des calcarénites en partie oolitiques, gris à ocre, avec texture soit en grains petits et isométriques, soit en bioclastes plus grossiers.

Environ 5 km au nord-est de la feuille (Combe des Quignets, coord. 2533.3/1210.0), SCHARDT (1903a) décrit des couches situés sous la Dalle nacrée, à savoir «b = Marnes» sur 10 m et «c = Grande Oolithe supérieure» ($\mathbf{i_{3a}}$) sur 25 m. Sa couche «d = Marnes blanche et jaune» correspond aux Marnes du Furcil ($\mathbf{i_2}$), et sa couche «e = Marno-calcaire à Parkinsonia» au Calcaire roux marneux ($\mathbf{i_{1c}}$).

Jurassique tardif («Malm»)

Les sédiments du Jurassique tardif, en particulier la Formation de Reuchenette, affleurent généreusement dans tous les anticlinaux de la région de la feuille Travers. La série a une épaisseur totale d'environ 520 à 570 m.

La minéralogie et les microfaciès ont été étudiés par PERSOZ & REMANE (1973). Les sédiments de l'Oxfordien sont décrits par ZIEGLER (1962, coupe détaillée du Haut de la Tour I) dans la région de St-Sulpice. RAMSEYER (1985) décrit le passage Dogger/Malm au Pont de l'Isle (St-Sulpice, coord. 2533.600/1195.580), à Fretereules (coord. 2547.950/1201.300) et aux Lanvoennes (juste en dehors du périmètre de la feuille Travers, coord. 2550.250/1200.880), et BOLLE et al. (1996) font de même dans la région du Furcil. Ces études complètent les informations de PERSOZ & REMANE (1973) et permettent de reconstituer les milieux de dépôt (bassin: micrites avec quartz détritique fin abondant; talus: énergie basse, lithologie plutôt massive, pellets, bioclastes en général micritiques, apparition d'ooïdes vers le haut; plateforme: sparites oolitiques et micrites à coraux).

Les attributions lithostratigraphiques sont adaptées de GYGI (2000, fig. 2) par H.-R. Bläsi et T. Adatte (comm. pers.). Elles diffèrent des attributions lithostratigraphiques traditionnelles (p.ex. PERSOZ & REMANE 1973, J.-P. Schaer in BURGER & SCHAER 1996) à l'Oxfordien tardif, le Niveau de biohermes («Corallien») étant placé dans la Formation de Günsberg.

i_4 **Formation de Bärschwil** («Oxfordien»)
Oxfordien tardif – Oxfordien moyen

Cette unité, reconnue par C.-D. Junod à Fretereules, au Furcil et dans le cirque du Creux du Van (voir THIÉBAUD 1937 pour plus de détails), a été décrite par JEANNET & JUNOD (1924) et JEANNET (1948) comme «Oxfordien supérieur» (Oxfordien s.s.), l'«Oxfordien inférieur» d'A. Jeannet n'étant présent qu'à St-Sulpice sur 0,15 m d'épaisseur. Au Creux du Van, 300 m au sud-ouest de la Ferme Robert, la Formation de Bärschwil se réduit à environ 0,4 m d'épaisseur et comprend, de bas en haut, un banc de 0,2 m de calcaire marneux, grumeleux, gris-brunâtre avec ooïdes ferrugineuses et nodules fossilifères, et un calcaire de 0,2 m gris compact renfermant quelques ooïdes ferrugineuses. PERSOZ & REMANE (1973) parlent de marno-calcaires ou lacune sur 0,3 m, les marnes noires à ooïdes ferrugineuses (0 à 0,4 m) étant attribuées au Callovien.

Au Furcil, la Formation de Bärschwil se résume à 0,12 m (BOLLE 1995, coord. env. 2546.3/1200.7). Elle y comprend une couche ocreuse claire et dure, rognoneuse, et un calcaire grumeleux, foncé ou tacheté, à plages verdâtres de glauconie, renfermant quelques ooïdes ferrugineuses. Le forage S3 de la Clusette (coord. 2546.160/1200.725, MEIA 1971) a recoupé la Formation de Bärschwil sur 1,25 m avec un pendage de 45° (épaisseur 0,8 m). A Fretereules, ce sont 0,35 m de calcaires grumeleux gris clair ou verdâtres à taches ocreuses, ferrugineuses, glauconieuses, avec de petites ooïdes ferrugineuses.

On trouve aussi cette unité dans le cirque de St-Sulpice, au Pont de l'Isle (coord. 2533.6/1195.6, représentée sur la carte uniquement par un symbole de gisement fossilifère) sur 2,4 m d'épaisseur (JEANNET & JUNOD 1924, 1932, couches 9–19) avec à la base un mince lit de marnes foncées à ooïdes ferrugineuses (8–15 cm, l'«Oxfordien inférieur» de JEANNET 1948), puis des calcaires et marno-calcaires à *Cardioceras cordatum* (Sowerby 1813) sur 2,3 m. RICKENBACH (1925) donne une liste des fossiles trouvés, sans description lithologique. RAMSEYER (1985) donne quelques détails sédimentologiques des affleurements de Fretereules (coord. 2548.0/1201.3) et du Pont de l'Isle. La carte de FREI (1942, 1946) mentionne aussi l'Oxfordien sur la route entre Brot-Dessous et Fretereules (coord. 2548.450/1201.150). Selon SCHARDT & DUBOIS (1902, p. 232), la Formation de Bärschwil est absente dans les gorges de l'Areuse. A Trémalmont, entre le Châble et le Plan du Pré, l'affleurement ne permet pas de décrire les détails stratigraphiques (RICKENBACH 1925).

Au nord-ouest de la feuille, la Formation de Bärschwil («Oxfordien inférieur») n'est pas représentée sur la carte; elle est réduite à quelques mètres de puissance (MUHLETHALER 1932, d'après la feuille Ornans au 1: 80 000). D'après la notice explicative de la feuille Morteau au 1: 50 000 (FALLOT et al. 1968), elle est réduite à quelques mètres à peine de marnes bleues renfermant *Creniceras renggeri* (Oppel 1862) et de petits fossiles pyriteux.

i_{5B} Formation de Wildegg: Membre de Birmenstorf («Spongitien»)
Oxfordien moyen

Cette unité a été cartographiée par THIÉBAUD (1936) dans la partie est de la feuille (Creux du Van) et par RICKENBACH (1925) dans la partie ouest (St-Sulpice, Trémalmont). D'une épaisseur de 30 m (10 à 15 m dans la partie nord-ouest de la feuille, FALLOT et al. 1968), elle correspond à un faciès de talus (PERSOZ & REMANE 1973, RAMSEYER 1984) et se compose d'une alternance de marnes schisteuses gris cendré et de calcaires micritiques gris, riches en ammonites (*Perisphinctes* spp.) et en spongiaires cupuliformes. Les bancs sont peu épais (10 à 20 cm). Les lames minces montrent des micrites et des biomicrites (notamment avec restes d'éponges), ainsi qu'un peu de quartz très fin dénotant un faciès entre bassin et talus. Une faune très riche a été décrite au gisement des Lanvoennes (à l'est du périmètre de la feuille) par SCHARDT & DUBOIS (1902) et JEANNET & JUNOD (1924).

Le Membre de Birmenstorf est présent sur l'ensemble de la feuille. Outre les affleurements décrits par les auteurs cités, nous l'avons trouvé au nord-ouest de la feuille près des Gras, le long de la D404 (coord. 2532.500/1205.030 et 2532.700/1204.150) et à Meix Bosson (coord. 2533.900/1205.875), aux Sagnettes (éperon de la Roche, coord. 2536.350/1198.675, laissant supposer la présence de la Dalle nacrée à faible profondeur), à Plan du Pré (coord. 2538.3/1200.3), à Combes Dernier (coord. 2543.250/1204.050; cet affleurement suggère aussi la présence de la Dalle nacrée à faible profondeur), au bord de la route cantonale à Noiraigue (coord. 2544.850/1200.875), au sud et à l'est de Pré Punel (coord. 2549.750/1201.840, resp. 2549.950/1202.250).

i_{5E} Formation de Wildegg: Membre d'Effingen («Argovien»)
Oxfordien moyen–tardif

Cette unité cartographiée par tous les auteurs est composée d'une alternance régulière de calcaires marneux et de marnes schisteuses, bleues à la cassure, gris cendré à la patine, sur une épaisseur d'environ 150 m; cette épaisseur est réduite à 15–20 m à la Clusette, par compression tectonique (SCHARDT 1901c). Les bancs calcaires ont en général une épaisseur de 10 à 30 cm, les intercalations marneuses étant d'épaisseur plus variable. Les fossiles sont rares. Vers le haut, l'unité devient plus calcaire et le faciès à Pholadomya marque la transition avec l'unité suivante.

Le Membre d'Effingen (faciès de bassin) correspond à une transgression majeure, avec les niveaux les plus calcaires constitués de mudstones à rares éléments biogènes (ostracodes) et des surfaces d'omission fréquentes souvent soulignées par un mince liseré ferrugineux (PERSOZ & REMANE 1973).

A St-Sulpice, les marnes et calcaires du Membre d'Effingen affleurent en plusieurs endroits; ils ont été exploités comme calcaires hydrauliques pour la fabrica-

tion de ciment, à ciel ouvert puis en galeries sur les deux rives de l'Areuse (voir chap. Matériaux exploitables). Dans les années 2000, l'effondrement partiel de ces galeries a provoqué des tassements endommageant les routes (voir paragraphe Mouvements de terrain, chap. Morphologie). De petits affleurements sont aussi visibles dans le cirque du Creux du Van et dans les gorges de l'Areuse, dans l'ouverture anticlinale des Sagnettes et de Trémalmont.

Ailleurs, cette formation affleure peu, mais se repère facilement par les combes qu'elle génère sur les axes anticlinaux. Elle est également le siège de glissements plus ou moins importants. Dans les gorges de l'Areuse, de grandes masses glissées oblitèrent par endroits les autres formations (p.ex. aux coord. 2549.150/1200.350). De rares affleurements permettent de mesurer un pendage, par exemple le long de la D404 (coord. 2532.650/1204.350), au Bas de la Levée (coord. 2538.660/1200.650) et à Combes Dernier (coord. 2542.300/1203.525).

Le Membre d'Effingen joue régionalement un rôle hydrogéologique majeur, par son importante épaisseur imperméable conduisant à l'émergence de sources petites ou grandes (voir fig. 10).

i_6 **Formations de Günsberg et de Balsthal** («Séquanien»)
Oxfordien tardif – Kimméridgien précoce

Cette unité d'environ 110 m de puissance est composée en grande partie de calcaires oolitiques, avec à la base des micrites à biohermes et des intercalations de marnes et marno-calcaires (surtout dans la partie inférieure, au-dessus du Niveau de biohermes), et des niveaux de calcaires micritiques ou spathiques. Elle est subdivisée par les anciens auteurs (Frei 1925, Rickenbach 1925, Muhlethaler 1932, Thiébaud 1937) en «Argovien supérieur» (Couches du Geissberg), «Séquanien inférieur» (calcaires micritiques et oolitiques, marnes) et «Séquanien supérieur» peu fossilifère (Oolite nuciforme, Membre ou Oolite de Ste-Vérène). Rickenbach (1925) et Muhlethaler (1932) en fournissent une description particulièrement détaillée dans le cirque de St-Sulpice.

Persoz & Remane (1973), qui utilisent notamment les profils et échantillons de Bieler (1972, lithologie du «Séquanien», Haut de la Tour I et II) dans le cirque de St-Sulpice, identifient une tendance régressive manifeste, avec trois faciès de plateforme aux eaux peu profondes: les barres (oolites), le faciès oncolitique et le faciès micritique. La coupe de St-Sulpice présente trois barres précédées de micrites et suivies d'oncolites, et une quatrième barre terminale correspondant au Membre de Ste-Vérène. Le maximum oncoïdal de la troisième barre correspond vraisemblablement à l'Oolite nuciforme (Membre du Hauptmumienbank, riche en oncoïdes).

Les lames minces montrent principalement des oopelbiomicrites (en particulier le Membre de Ste-Vérène du sommet) dénotant un faciès de plateforme, zone de barre ou infratidale.

Le levé cartographique est basé sur les descriptions de BLÄSI (1975), GYGI (2000) et les indications de J. Aufranc (comm. pers.). Il suit les horizons marqueurs de la partie supérieure, à savoir l'Oolite nuciforme et le Membre de Ste-Vérène, ce dernier marquant le sommet de l'unité. Un profil complet des Formations de Günsberg et de Balsthal peut être observé au Cul de la Chenau (cirque de St-Sulpice). Le Membre de Röschenz (Marnes à Natica; formant des dépressions dans le terrain, sous l'Oolite nuciforme) et le Membre de l'Oolite rousse (au-dessus de l'Oolite nuciforme), observées là, ne sont pas indiqués sur la carte. Les Formations de Günsberg et de Balsthal sont aussi entièrement recoupées par la galerie de Pré Dernier en amont de Champ-du-Moulin, de 602 à 672 m à partir de l'entrée (THIÉBAUD 1937). Cette unité y est donc un peu réduite même en considérant que la Formation de Günsberg est ici inexistante ou négligeable. Les Formations de Günsberg et de Balsthal affleurent peu sur le premier anticlinal (à la Russillonne), mais plus largement sur le deuxième (Monts à l'est des Petits-Ponts, Combe Jeanneret), le troisième (côté sud-est et aux Fontenettes – Les Bans au sud du lac des Taillères) et le quatrième anticlinal.

Niveau de biohermes [«Corallien»]

Cette unité d'environ 20 m d'épaisseur a été placée par la plupart des anciens auteurs dans l'«Argovien» (p.ex. JACCARD 1869, unité 7 de la fig. 1: «Corallien», Couches du Geissberg, Couches du Châtelu, Couches à *Hemicidaris crenularis*). ROLLIER (1896) par contre en fait la base du «Séquanien», une interprétation en faveur de laquelle MUHLETHALER (1932) fournit également quelques arguments. Selon nos levés cartographiques, le Niveau de biohermes correspond plutôt à la partie supérieure de la Formation de Günsberg et constitue donc un niveau repère au sein du «Séquanien». Ce niveau semble absent dans la partie sud-est de la feuille (premier et deuxième anticlinaux, THIÉBAUD 1937), et bien développé le long de la troisième chaîne. Sur les pentes des versants, on peut repérer et suivre les chapelets de biohermes grâce à l'image MNT (p.ex. dans le cirque de St-Sulpice et sur le flanc nord des boutonnières allongées de Trémalmont et Les Combes Dernier – La Molta-Dessus).

Les biohermes ont été décrits en détail au nord de St-Sulpice par ZIEGLER (1962) et par MATHYS (1980). Il s'agit de petits massifs (2 à 8 m) bien individualisés, avec une part importante d'encroûtements algaires. Au sommet se trouve un banc massif noduleux à structure récifale et biogène (biostrome). Les fossiles sont nombreux dans cette formation: lamellibranches (*Chlamys* sp.), brachiopodes (*Rhynchonella* sp.), radioles d'oursins (*Hemicidaris crenularis* [Agassiz 1840]), nombreux articles de crinoïdes, coraux (p.ex. du type *Calamophyllia* sp.). Les biohermes s'insèrent dans des calcaires micritiques en bancs réguliers de 10 à 20 cm, à cassure nette et perpendiculaire au plan des couches. Les levés des forages traversant cette unité à la Clusette mentionnent des calcaires marneux et sableux, sans plus d'in-

formation. Les lames minces montrent des biomicrites (notamment avec des coraux) et un peu de quartz sous forme de limon fin.

Selon PERSOZ & REMANE (1973, cités par BURGER & SCHAER 1996), des biohermes à spongiaires furent lentement envasés par des apports de boue calcaro-argileuse. De part et d'autre de ces niveaux fossilifères, la sédimentation terrigène, riche en quartz fin, associée à des boues carbonatées, s'est produite alors que le bassin présentait sa plus grande profondeur, ne dépassant pas 200 m. Ces biohermes forment un chapelet dans la partie supérieure du talus.

Oolite nuciforme

Cette unité de 5 à 8 m d'épaisseur (Membre du Hauptmumienbank, GYGI 2000), constituée de micrite rognoneuse à oncoïdes de 2–3 cm, jusqu'à 10 cm, est bien identifiable dans le troisième anticlinal, de St-Sulpice à la Grande Joux, où elle forme un banc résistant à l'érosion et identifiable sur l'image MNT. Elle n'a pas été identifiée dans le premier anticlinal (gorges de l'Areuse), mais est présente dans le deuxième anticlinal (Côte Rortier au sud-ouest de Noiraigue) et dans le quatrième anticlinal (Mont Châteleu).

Membre de Ste-Vérène

Le Membre ou Oolite de Ste-Vérène (y c. l'Oolite blanche distinguée par certains auteurs), de 10 à 15 m d'épaisseur, à ooïdes blanches ou roses et cristaux de calcite, est également mieux développée dans le troisième anticlinal, où il forme tantôt des barres rocheuses arrondies par l'érosion (roche compacte et dure par exemple au nord de St-Sulpice), tantôt des replats ou dépressions (roche friable et altérée aux ooïdes bien visibles), par exemple au nord des Sagnettes ou à la Grande Joux. Cette unité est également présente dans les première (Creux du Van et gorges de l'Areuse, La Russillonne), deuxième (Côte de Rortier) et quatrième (Mont Châteleu) chaînes.

i_7 **Formation de Reuchenette** («Kimméridgien»)
Kimméridgien

Cette formation, d'une épaisseur d'environ 165 m en moyenne (147 m au sud-ouest de la feuille selon RICKENBACH 1925, 150 à 180 m selon MEIA 1986, 150 à 180 m au nord-est selon LLOYD 1964, 185 m au nord-est selon DE PURY 1963), est formée essentiellement de calcaires micritiques compacts généralement gris clair ou beige clair, en partie à taches rouges. Les bancs sont plutôt massifs. La Formation de Reuchenette a été principalement décrite par RICKENBACH (1925) à l'ouest de la feuille (cirque de St-Sulpice, route des Verrières), où elle affleure en presque totalité. Elle y est constituée de 150 m de calcaires essentiellement micritiques séparés par deux niveaux marno-calcaires – voir plus bas – et dont la partie supé-

rieure est saccharoïde par endroits. Au nord du périmètre de la feuille (LLOYD 1959), la Formation de Reuchenette comprend deux niveaux oolitiques dans la partie inférieure, et dans la partie médiane un niveau fossilifère (bancs à bryozoaires) coiffé d'un récif à *Diceras*. A l'extrémité sud-est de la feuille, MEIA (1969) a relevé une coupe détaillée sur le flanc sud du Mont Aubert, épaisse d'environ 70 m, incomplète dans la partie inférieure. Les niveaux repères supérieurs ont été identifiés (Banc à Nérinées, niveau à *Cladocoropsis mirabilis* environ 10 m au-dessous) mais pas les Marnes du Banné. Cette coupe indique cependant un passage marneux accompagné de nombreux térébratules, *Trichites* sp. et lamellibranches à environ 25 m du sommet, qui pourrait correspondre au Niveau marneux supérieur cartographié. Toute la coupe semble se trouver au-dessus des Marnes du Banné.

Comme dans le Jura neuchâtelois oriental, la Formation de Reuchenette peut être subdivisée en un complexe inférieur et un complexe supérieur séparés par un niveau plus fossilifère (DESOR & GRESSLY 1859), probablement associé aux Marnes du Banné. Le faciès est celui d'une plateforme carbonatée (PERSOZ & REMANE 1973, notamment sur la base des profils de BIELER 1972). MOUCHET (1998) identifie dans le Jura central suisse et français (y c. Haut de la Tour et gorges de l'Areuse) trois domaines (margino-littoral, plateforme interne, plateforme externe avec talus) et deux discontinuités majeures (D1 Marnes du Banné et D2 niveau à *Cladocoropsis mirabilis*). Ces deux discontinuités sont corrélables à grande échelle et peuvent être reliées à la courbe eustatique globale de HAQ (1991).

Les lames minces montrent des micrites et des biomicrites (coraux) dénotant un faciès de plateforme, zone infratidale.

La Formation de Reuchenette forme l'essentiel des affleurements du premier et du troisième anticlinal (partie plate du pli coffré). Elle occupe aussi une large part du deuxième anticlinal et une moindre part du quatrième.

La base de la formation est marquée par les premiers bancs résistants au-dessus des assises plutôt tendres du Membre de Ste-Vérène. Ces quelques bancs d'environ 20 cm d'épaisseur (p.ex. Creux du Van) précèdent des bancs plus massifs d'une dizaine de mètres d'épaisseur (p.ex. sortie ouest du tunnel de la Clusette). C'est une zone dolomitique à stromatolithes que l'on retrouve aussi dans la partie sommitale (carrière de Couvet). Le sommet de la formation est défini par la présence sporadique de un ou deux bancs à Nérinées et de bancs à *Cladocoropsis mirabilis,* ainsi que par les Marnes à Virgula (base de la Formation du Twannbach). Selon STRASSER (2007), le plus jeune niveau de Marnes à Virgula appartient au sommet de la Formation de Reuchenette). Selon MUHLETHALER (1932), les Marnes à Virgula sont en général peu visibles ou mal représentées. Elles sont cependant très présentes au nord-ouest de la feuille Travers (LLOYD 1959).

Les niveaux repères cartographiés sont deux passages marneux correspondant pour l'un probablement aux Marnes du Banné dans le tiers inférieur de la formation (Niveau marneux inférieur), et pour l'autre au Banc à Diceras et aux Mar-

nes à [Ostrea] Bruntrutana dans le tiers supérieur (Niveau marneux supérieur), ainsi que le Banc à Nérinées au sommet de la série. Ces niveaux ont été identifiés principalement dans la moitié nord-ouest de la feuille.

Niveau marneux inférieur (Marnes du Banné?)

Le Niveau marneux inférieur (50 à 70 m au-dessus de la base de la formation, correspondant probablement aux Marnes du Banné) comporte des calcaires marneux gris noduleux au-dessus d'un niveau de condensation gréseux brun peu épais et fossilifère. Au Bois de l'Halle (nouveau talus de route aux coord. 2536.660/1200.550), ce niveau est constitué par une accumulation de grosses Nérinées contenant quelques huîtres, dans une matrice calcarénitique, sur environ 0,6 m d'épaisseur. Un niveau tout à fait semblable a été trouvé également environ 70 m au-dessus du toit de la Formation de Balsthal, sur le premier anticlinal à Vuissens (coord. 2539.815/1194.025). Le célèbre affleurement de Nérinées du Crêt de l'Anneau (DUBOIS 1908) correspond parfaitement à ce niveau, qui a aussi été retrouvé au tiers inférieur de la Formation de Reuchenette (coord. 2543.180/1200.220) sous forme d'un niveau gréseux de condensation peu épais (environ 40 cm), au sommet d'un éperon rocheux, et repéré de manière moins nette dans la même position sur le versant opposé (coord. 2543.560/1200.110). DE PURY (1963) a identifié au nord de la Petite Coeudre (coord. 2543.000/1205.350) un banc riche en Nérinées correspondant au Niveau marneux inférieur, que BURKHARD et al. (2000) et VALLEY (2002) ont représenté comme Banc à Nérinées. THIÉBAUD (1937) signale les Marnes du Banné sur l'anticlinal Soliat – Montagne de Boudry, 250 m à l'est des Grandes Fauconnières (coord. 2544.270/1197.530) et au Pré Millet (coord. 2545.300/1195.760). Ce niveau marneux peut être suivi sur une grande distance grâce au MNT. Il peut correspondre à la lacune de 25 m (marneuse ou marno-calcaire?) du profil de RICKENBACH (1925) dont le sommet est à 52 m de la base de la Formation de Reuchenette.

Dans les gorges de l'Areuse, les faciès au-dessus de la discontinuité D1 sont très semblables à ceux des gorges de la Loue où MOUCHET (1998) signale une limite érosive correspondant à une discontinuité majeure, surmontée de galets noirs. Dans la galerie de la Verrière, en aval de Champ-du-Moulin, la Formation de Reuchenette réduite d'un tiers a été rencontrée de 501 à 602 m et les Marnes du Banné y ont été repérées à environ un tiers de son épaisseur (notes inédites d'A. Jeannet citées par THIÉBAUD 1937).

MEIA (1969) a trouvé un niveau brécho-conglomératique à cailloux noirs ou multicolores sur la croupe du Mont Aubert (coord. 2543.6/1192.1), au sud du périmètre de la feuille Travers, correspondant probablement au Niveau marneux inférieur (au-dessus du tiers inférieur du «Kimméridgien» sur la coupe «Cavasson» de MEIA 1969). Dans les gorges de l'Areuse, MOUCHET (1998) indique d'importants indices d'émersion et de lagons (niveaux dolomitiques et Dasycladacées) aux deux tiers de l'épaisseur de la Formation de Reuchenette.

Dans la forêt des Joux au nord de la feuille Travers (coord. 2544.080/1206.400), un niveau conglomératique à galets noirs et multicolores de tempestite a été découvert par P.-O. Mojon dans les calcaires micritiques à birdseyes de lagon marin peu profond de la Formation de Reuchenette. Ce niveau est corrélable avec les horizons émersifs homologues du Jura français situés 30 km à l'ouest (discontinuité U4 de CHEVALLIER 1989, discontinuité D1 de MOUCHET 1998; MOJON 2002). Toutefois, les levés cartographiques de DE PURY (1963) à l'ouest et de LLOYD (1964) à l'est, interpolés sur l'image MNT, placeraient ce site non dans la Formation de Reuchenette, mais dans la partie inférieure de la Formation du Twannbach. LLOYD (1959) mentionne que dans la région au nord des Ponts-de-Martel la partie supérieure du «Kimméridgien» a été érodée, puis s'est retrouvée chevauchée par le «Portlandien» (carrière de la Sagne, coord. 2550.6/1209.9).

Niveau marneux supérieur (Banc à Diceras) (= Marnes à Bruntrutana)

Le Niveau marneux supérieur (100 à 120 m au-dessus de la base de la formation, placé à 120 m de la base sur les coupes) correspond aux Marnes à [Ostrea] Bruntrutana placées par MUHLETHALER (1932) à 30 ou 35 m au-dessous du sommet de la Formation de Reuchenette. Il a été repris dans la partie nord-est de la feuille par BURKHARD et al. (2000) sous l'étiquette «Banc à Diceras» correspondant à un niveau repère de DE PURY (1963), très riche en *Diceras* à 100 m de la base de la Formation de Reuchenette, accompagné soit d'une oolite blanche très fine, soit d'un banc marneux jaunâtre contenant de nombreux débris de lamellibranches. LLOYD (1959) mentionne un récif à abondants *Diceras ursicinum* 82 m au-dessus de la base de la Formation de Reuchenette aux Sagnettes (coord. 2546.150/1205.950). Ce niveau repère peut correspondre à la lacune de 2 m surmontée de bancs à gastéropodes du profil de RICKENBACH (1925), placé à 90 m de la base de la Formation de Reuchenette. Une légère dépression marque ce niveau à la Nouvelle Censière (coord. 2540.0/1194.7). On a aussi trouvé un niveau repère similaire dans la moitié nord-ouest de la feuille, par exemple au-dessus des Cottards de Bise (coord. 2533.650/1201.200). Il s'exprime par de petits replats dans le terrain et peut partiellement se suivre sur le MNT.

Banc à Nérinées (et Niveau à Cladocoropsis mirabilis)

Le Banc à Nérinées est en général difficile à observer (absent ou peu développé). On le voit bien dans la partie ouest de la feuille, 150 m au nord des Parcs (en fait deux bancs séparés d'environ 5 m), ainsi qu'à Couvet dans la cluse du Sucre (coord. 2538.125/1198.380) et 750 m au SSW de la Brévine (pt 1103 m, ancienne carrière en bord de route). Selon DAUWALDER & REMANE (1979), il s'agit de deux bancs massifs (biopelsparite, banc inférieur de 77 à 110 cm et banc supérieur de 55 à 75 cm d'épaisseur) avec concentration de grosses Nérinées (surtout dans le banc inférieur), séparés par un intervalle micritique de 20 à 30 cm. Suivent ensuite des

calcaires dolomitiques et des laminites algaires (stromatolites) sur environ 1,8 m, et enfin un autre banc à Nérinées d'environ 1 m d'épaisseur. L'ensemble de cette succession témoigne d'une lagune un peu saumâtre, avec quelques courants. Le Banc à Nérinées avait été cartographié par THIÉBAUD (1936) autour du Crêt aux Moines et de petits affleurements ont été retrouvés (banc supérieur aux coord. 2546.525/1197.670 et banc inférieur 4 à 6 m plus bas aux coord. 2545.980/1197.225). Marquant également le sommet de la Formation de Reuchenette, le niveau à *Cladocoropsis mirabilis* s'observe au sud de la Brévine (coord. 2536.470/1202.830) dans un banc massif 30 cm au-dessus du Banc à Nérinées, ainsi qu'au Crêt aux Moines à l'est de la Baronne (coord. 2545.8/1197.2, bancs plutôt minces). L'affleurement du contour au Bois de Chaintin (coord. 2542.520/1200.450) où affleure la base de la Formation du Twannbach ne montre ni le niveau à *Cladocoropsis mirabilis* ni le Banc à Nérinées, qui se situent tous deux probablement plus bas. Par contre, on y a observé *Nanogyra virgula* (Defrance 1820) et un banc à bioturbations juste au-dessus des calcaires feuilletés.

i_8 **Formation du Twannbach** («Portlandien»)
Tithonien

Cette formation, d'une épaisseur d'environ 90 m en moyenne (110 à 130 m selon BLÄSI 1975, 1980), est formée de bancs plutôt minces de calcaires gris clair compacts, marneux, saccharoïdes au sommet. Elle est subdivisée par les anciens auteurs (FREI 1925, RICKENBACH 1925, MUHLETHALER 1932, THIÉBAUD 1937) en «Portlandien inférieur» (calcaires micritiques en bancs massifs) et en «Portlandien supérieur» (calcaires plaquetés, stromatolitiques et calcaires dolomitiques). PERSOZ & REMANE (1973) individualisent une unité inférieure de calcaires compacts à taches jaunes, une unité médiane de calcaires plaquetés et une unité supérieure de dolomies et calcaires saccharoïdes. Les faciès sont ceux d'une plateforme confinée lagunaire. En accord avec BLÄSI (1975, région de la Pouetta Raisse) et SCHAER (1967, région du lac de Bienne), nous n'avons pas subdivisé la Formation du Twannbach. Globalement, il s'agit de dépôts micritiques calcaires et dolomitiques en eau peu profonde, sursalée et en climat chaud (BLÄSI 1975). Les macro- et microfossiles y sont rares.

Sur le territoire de la feuille Travers, la base de la Formation du Twannbach (ou le sommet de celle de Reuchenette selon STRASSER 2007) est soulignée par les Marnes à Virgula qui s'observent au contour du Bois de Chaintin au-dessus de Travers (coord. 2542.500/1200.450), environ 2 m au-dessous de calcaires feuilletés à stromatolithes. La partie inférieure de la formation comporte des bancs calcaires micritiques de moyenne épaisseur (env. 20 à 40 cm) parfois tachetés ou rubanés de lie de vin, et des calcaires gris à bioturbations (en partie dus à *Vaginella striata*) remplis de micrite claire. La présence d'algues stromatolitiques, dénotant un milieu inter- ou supratidal, est aussi caractéristique de la partie inférieure de la forma-

tion. La partie médiane (à environ 50 m de la base de la formation) comporte des calcaires plaquetés et feuilletés à stromatolithes et signes d'émersion (fissures de dessiccation). La partie supérieure (à environ 60 m de la base de la formation) est caractérisée par une dolomitisation intense ayant effacé les structures primaires; elle comporte des dolomies parfois stromatolitiques ou à rognons siliceux, et une brèche à éléments micritiques et accessoirement stromatolitiques. Les lames minces de la Formation du Twannbach montrent des micrites et des biomicrites dénotant un faciès de plateforme, en zone tidale.

La Formation du Twannbach occupe principalement le flanc des anticlinaux, et accessoirement quelques replis sur les chaînes anticlinales (légères dépressions des Parcs à l'ouest, coord. 2532.75/1197.25, du Sapelet au centre, coord. 2540.85/1200.70, de la Nouvelle Censière au sud, coord. 2539.80/1195.00 et du Crêt aux Moines à l'est, coord. 2547.00/1198.00). Les roches de ce dernier site ont été attribuées à la Formation du Twannbach, contrairement à Meia (1969), en raison de plusieurs indices concordants (présence proche du Banc à Nérinées, de calcaires feuilletés et de *Cladocoropsis mirabilis*). A la base de la formation également, nous avons observé une zone à macrofossiles relativement abondants (gastéropodes) au contour de l'épingle à cheveux du Bois de Chaintin sur Travers (pt 985 m, coord. 2542.500/1200.450); l'affleurement montre des calcaires lithographiques, plaquetés et feuilletés, avec traces de dessiccation et stromatolithes. Vers le sommet de la formation, on peut observer à la gare CFF de Couvet des calcaires compacts très régulièrement fracturés, débités en rhomboèdres d'environ 5 à 10 cm d'arête, blancs à l'altération, et au-dessus de Bruette (Môtiers) des brèches.

Des profils assez complets se trouvent au Crêt de l'Anneau et le long de la route du Mont de Travers au Bois de Chaintin (notamment contact avec la Formation du Goldberg au sommet, banc massif vers le sommet au carrefour de Hartat) et sur le versant sud de la Combe Pellaton (bancs minces), ainsi qu'à la Brévine (route cantonale au sud du village), à Couvet (carrière de la Bondetta) et au sud de Môtiers (sur Bruette et Vers chez Bordon).

Un forage à la Châtagne (nº 4, voir chap. Forages) a traversé la partie supérieure de la Formation du Twannbach sur environ 17 m d'épaisseur. Il s'agit de micrite jaune pâle d'aspect crayeux, à quartz rares, avec passages oolitiques (M. Weidmann, comm. pers.).

CRÉTACÉ

Les sédiments du Crétacé précoce, de la Formation du Goldberg à l'«Urgonien», affleurent largement dans les synclinaux de la Brévine, des Ponts et du Val-de-Travers. On trouvera une description résumée des lithologies locales – région de la Béroche – dans Meia (1992). Le reste du Crétacé précoce ne subsiste qu'en petits lambeaux de sédiments aptiens et albiens dans la vallée des Ponts et le Val-

de-Travers (voir notamment SCHARDT 1900b). Le Crétacé tardif est représenté par le Cénomanien qui a été mentionné à la vallée des Ponts (notamment au Joratel par JACCARD 1870 et à Boinod par WEIDMANN 1996) et à la Presta (sondage 7, FREY 1922). L'extension primitive du Crétacé «post-urgonien» dans le Jura devait être assez large (travaux de L. Rollier, H. Schardt et S. Guillaume cités par WEIDMANN 1996), surtout le long de dépressions structurales (AUBERT 1975). Une épaisseur de 40 m a été admise pour les coupes.

Le tableau 2 indique la correspondance entre la terminologie utilisée pour la feuille Travers et le schéma lithostratigraphique révisé par A. Strasser, J. Charollais et M. Conrad et adopté par le Comité Suisse de Stratigraphie, dont les unités seront décrites et publiées ultérieurement.

Durant le Crétacé précoce, les faciès sont ceux d'une plateforme carbonatée (Berriasien et Barrémien) et épisodiquement de mer ouverte (Hauterivien précoce), et ceux d'une rampe avec dépôts de courants en mer ouverte (Valanginien et Hauterivien), rampe avec glauconie durant l'Hauterivien tardif et passées plus profondes durant l'Hauterivien précoce (REMANE et al. 1989, MOJON et al. 2013). Concernant la chronostratigraphie controversée de l'«Urgonien» et des sédiments aptiens et albiens, on se rapportera à CLAVEL et al. (1994, 2007) et GODET et al. (2010, 2011). Au sujet des sédiments aptiens et albiens, voir aussi RIGASSI (2011, p. 34ss).

c_{1G} **Formation du Goldberg** («Purbeckien»)
Berriasien

Les anciens auteurs plaçaient le «Purbeckien» dans le Jurassique. HAEFELI (1966) en fait la Formation du Goldberg (région du lac de Bienne). BLÄSI (1975) place cette unité dans le Berriasien.

Il s'agit d'une série d'environ 25 m d'épaisseur de dépôts de milieu limno-saumâtre (marnes grises et marno-calcaires avec des galets noirs, niveaux gypseux, cornieules) affleurant rarement, mais formant des combes, replats ou dépressions en rubans bien reconnaissables dans le terrain et sur le MNT, parfois accompagnés de dolines alignées (notamment à l'ouest de la Brévine et au Voisinage, à l'ouest des Ponts-de-Martel).

Dans les gorges de l'Areuse, SCHARDT & DUBOIS (1902) ont observé la Formation du Goldberg en de nombreux points (ils mentionnent que la galerie de la Verrière a traversé toute l'épaisseur du «Purbeckien»), mais se réfèrent aux publications de DE LORIOL & JACCARD (1865) et de MAILLARD (1884) qui résument toutes les connaissances de l'époque sur cette unité. LLOYD (1959) a décrit un affleurement aux Ponts-de-Martel (coord. 2546.300/1205.750) où la Formation du Goldberg apparaît sur 12 m d'épaisseur. La lithologie comprend des marno-calcaires (avec un horizon de calcaire à galets), des calcaires compacts, des calcaires tendres à grain fin, des calcaires grossiers et des marnes.

Tab. 2: *Comparaison entre les unités du Crétacé cartographiées sur la feuille Travers et la nouvelle terminologie ratifiée par le Comité Suisse de Stratigraphie.*

Unités cartographiées sur la feuille Travers		Formations		Membres
c_8	Calcaires marneux et crayeux	c_8	Formation de Narlay	
$c_{5\text{-}7}$	Grès verts phosphatés et marnes grises à pyrite	$c_{5\text{-}7}$	N.N.	
	Marno-calcaires jaunâtres et grès glauconieux			
c_4	«Urgonien blanc»	c_{4V}	Formation de Vallorbe	
	Marnes de la Russille			Marnes de la Russille
	«Urgonien jaune»	c_{4G}	Formation des Gorges de l'Orbe	
c_{3k}	Pierre jaune de Neuchâtel	c_3	Formation du Grand Essert	Pierre jaune de Neuchâtel
c_{3m}	Marnes d'Hauterive			Marnes d'Hauterive
c_2	Calcaire roux	c_2	Formation du Vuache	
	Marnes d'Arzier			Marnes d'Arzier
	—	c_{1C}	Formation de la Chambotte	
	—	c_{1V}	Formation de Vions	
c_{1P}	Formations de Pierre-Châtel et de Vions p.p. («Marbre bâtard» neuchâtelois)			
		c_{1P}	Formation de Pierre-Châtel	
c_{1G}	Formation du Goldberg («Purbeckien»)	c_{1G}	Formation du Goldberg	

Une brèche à éléments noirs a été observée par THIÉBAUD (1937) à 700 m au nord du Coeufier (coord. env. 2543.6/1198.4, non représentée sur la carte), et par MUHLETHALER (1932) aux Charins à l'ouest de la feuille Travers. Selon STRASSER & DAVAUD (1983), les galets noirs sont composés de carbonates subtidaux à supratidaux micritisés, remaniés et concentrés dans des dépôts de tempête ou des conglomérats de plage lors de l'érosion des côtes. Leur couleur noire est due à une imprégnation de matière organique.

Des affleurements significatifs se trouvent également sur le flanc sud du Val-de-Travers, par exemple aux Combettes sur Môtiers (marnes aux coord. 2537.020/

1194.220, cornieule aux coord. 2536.680/1194.175) ou à la Banderette (coord. 2541.580/1197.360, cornieule), près du lac des Taillères (Creux du Gypse, coord. 2533.450/1202.400, FERBER 1789, et au Moulin du Lac selon JEANNET 1926). Un affleurement moins net de marnes grises se trouve au Bois de Chaintin (coord. 2542.050/1200.390).

Aux Ponts-de-Martel (coord. 2545.925/1205.265), les calcaires marneux et marnes gris ou verdâtres à cailloux noirs de la partie supérieure de la Formation du Goldberg, au passage à la Formation de Pierre-Châtel (Berriasien moyen), ont livré une riche flore et faune laguno-lacustre (charophytes, ostracodes et mollusques) avec quelques éléments marins (ostracodes *Macrodentina, Marslatourella* et *Schluderidea* ssp., clypéines). Cette association de microfossiles caractérise le sommet de la Formation du Goldberg du Jura central (MOJON 2002) avec des charophytes (*Hemiglobator maillardi, Hemiglobator protoincrassatus, Perimneste horrida, Flabellochara grovesi, Clavator reidi, Nodosoclavator bradleyi, Porochara maxima, Porochara jaccardi, Porochara fusca*), des ostracodes (*Cypridea granulosa granulosa, Cypridea dunkeri carinata, Cypridea* gr. *tumescens, Cypridea* gr. *peltoides, Fabanella boloniensis, Eoparacypris weedonensis, Theriosynoecum forbesii, Stenestroemia* sp., *Paranotacythere favulata, Macrodentina (Dictyocythere) mediostricta transfuga, Marslatourella (Gigantourella)* aff. *gigantea, Schuleridea* sp.), des gastéropodes (*Gyraulus loryi, Provalvata helicoides, Proauriculastra dubisiensis, Prophysa bristovii, Maillardinus sanctusclaudius, Juramelanoides villersense*), des lamellibranches (*Neomiodon* sp.), des serpules et une dent de poisson téléostéen.

Le forage de la Châtagne dans le synclinal de la Brévine (n° 4, voir chap. Forages), non carotté, a traversé entièrement la Formation du Goldberg, de 8 à 38 m de profondeur (soit 25 m d'épaisseur avec un pendage local de 38°). La description détaillée de M. Weidmann (comm. pers.) peut être résumée, de haut en bas, par:

- 2 m de micrite brune oolitique à spathique; cailloux noirs; terriers, gastéropodes, trocholines;
- 12 m de marne argileuse et de calcaire marneux gris; dolomie, gypse, quartz bipyramidés, gravillon calcaire; ostracodes, charophytes, dents de poisson et de reptile;
- 5 m de dolomie et calcaire dolomitique jaune; gypse;
- 2 m de limon argileux brun et de cornieule; gypse;
- 4 m de dolomie crayeuse jaune et calcaire micritique blanc; quartz bipyramidés.

A 10 m de profondeur a été trouvée une association de fossiles laguno-lacustres de la partie supérieure de la Formation du Goldberg (charophytes: *Hemiglobator protoincrassatus, Flabellochara grovesi, Clavator reidi, Porochara maxima, Porochara jaccardi;* ostracodes: *Cypridea dunkeri carinata, Fabanella boloniensis, Theriosynoecum forbesii;* gastéropodes: *Maillardinus* sp.; ainsi qu'une dent de poisson téléostéen).

c_{1P} Formations de Pierre-Châtel et de Vions p.p. («Marbre bâtard» neuchâtelois)
Berriasien

Cette unité cartographique d'environ 40 m d'épaisseur (50 à 60 m selon RICKENBACH (1925) et 25 m selon ADATTE 1988, voir ci-dessous) comprend selon MEIA (1986) des marnes oolitiques, des calcaires marneux, des calcaires oolitiques et le «Marbre bâtard» neuchâtelois proprement dit (calcaires massifs jaunes à blanc-rosé soit micritiques, soit finement oolitiques ou finement spathiques, faciès assez variables), qui détermine souvent un crêt dans la morphologie. REMANE (1982) subdivise l'unité en trois, l'«Unité inférieure oolithique» (U.I.O.) et l'«Unité moyenne massive» (U.M.M.) qui ensemble constituent la Formation de Pierre-Châtel (STEINHAUSER & LOMBARD 1969), tandis que l'«Unité supérieure gréseuse» (U.S.G.) correspond pour partie à la Formation de Vions (STEINHAUSER & LOMBARD 1969).

Au Crêt de l'Anneau, on peut observer cette unité presque dans son entier, sur 25 m environ (ADATTE 1988) ou 27 m (PASQUIER 1995), soit de bas en haut: des calcaires oolitiques (partie inférieure de la Formation de Pierre-Châtel [U.I.O.], 5,5 m); des calcaires micritiques blancs à beiges, massifs ou lités avec passages marno-calcaires gris-beige («Marbre bâtard» neuchâtelois s.s. = partie supérieure de la Formation de Pierre-Châtel [U.M.M.], 9 m) et des calcaires jaune-beige gréseux (Formation de Vions [U.S.G.], env. 10 m). BLANC (1996) a détaillé les faciès et la chronostratigraphie de cette unité, qui comprend 5 niveaux émersifs. Les parties inférieure et médiane présentent des niveaux émersifs ou d'estran (terriers, birdseyes) et des traces de dinosaures ont été observées à 27 m de la base (PASQUIER 1995) sur une surface d'émersion rubéfiée et indurée qui se place dans le même intervalle de couches de la Formation de Pierre-Châtel du Jura méridional (Ain, France) où ont été découvertes des empreintes de grands Sauropodes (CHAROLLAIS et al. 2007).

A la Combe Hory (coord. 2545.690/1201.320), la partie inférieure de la Formation de Pierre-Châtel (U.I.O.) du Berriasien moyen se caractérise par une association de microfossiles marins comprenant des foraminifères benthiques extrêmement abondants (*Trocholina* gr. *alpina-elongata, Pseudocyclammina lituus, Ammobaculites* cf. *coprolithiformis*) et quelques ostracodes (*Valendocythere emslandensis*).

A Couvet, SCHARDT (1905b) mentionne un calcaire massif compact finement oolitique blanc ou rosé («Marbre bâtard» neuchâtelois, sur plus de 6 m), coiffé d'un marno-calcaire (0,5 m) et d'un calcaire oolitique compact jaunâtre (1,7 m) qui constitue un passage graduel vers le Calcaire roux. Actuellement, l'affleurement situé derrière l'usine Bourquin (coord. 2538.5/1197.7) présente des bancs marno-gréseux gris foncé. RICKENBACH (1925) note des bancs presque blancs à taches jaunâtre irrégulières («Marbre bâtard» neuchâtelois, p.ex. aux Planes) et une va-

riété bréchiforme (parties homogènes et irrégulières englobées dans une masse plus fine) assez fréquente, ainsi que de nombreux affleurements de calcaires jaunes ou bruns légèrement oolitiques. Dans la vallée de la Brévine, le «Marbre bâtard» neuchâtelois proprement dit est remplacé par des calcaires jaunâtres selon RICKENBACH (1925), mais ces calcaires pourraient aussi appartenir à la Formation de Vions (U.S.G). Cet auteur signale aussi un affleurement de calcaire bleu foncé derrière la Côte Bruette, au sud de Môtiers. A Roumaillard (coord. 2539.500/1200.825) la partie basale révèle une oolite blonde. Au Mont de Couvet (coord. 2539.350/1199.500), on observe dans la partie sommitale une oolite blanche et brune, puis un calcaire spathique dense. Dans la région de la Béroche, THIÉBAUD (1937) mentionne un «Marbre bâtard» jaune clair à grain fin en gros bancs bien délimités et séparés par de minces couches marneuses, autrefois exploités en carrières (notamment au nord-ouest de St-Aubin en coord. 2548.225/1194.400, mais aussi dans la carrière des Quarres au Crêt de l'Anneau en coord. 2543.030/1199.700).

Le forage de la Châtagne (nº 4, voir chap. Forages) a traversé la base de la formation sur environ 5 m d'épaisseur. Il s'agit de calcaire oolitique et bioclastique beige-jaune à faune de trocholines (M. Weidmann, comm. pers.), avec également des pisolites de fer provenant du Calcaire roux sus-jacent altéré (selon T. Adatte, comm. pers.; retombées de cuttings dans le forage?).

c_2 Marnes d'Arzier et Calcaire roux
Valanginien

Cette unité cartographique d'environ 15 m d'épaisseur (MEIA 1986, 17 m à Couvet selon SCHARDT 1905b) comprend selon RICKENBACH (1925) une zone marno-calcaire de 2 à 4 m d'épaisseur à la base (Marnes d'Arzier) et au-dessus le Calcaire roux limoniteux d'environ 10 m d'épaisseur, constitué de calcaires spathiques, détritiques et limoniteux coiffés de concrétions d'oxyde de fer. Ces roches témoignent d'un milieu agité de barre avec apports continentaux.

A la Combe Hory, deux niveaux marneux ont été identifiés: un niveau inférieur (Marnes d'Arzier A) du Valanginien initial, proche de l'émersion et caractérisé par une riche association de microfossiles laguno-marins (MOJON 2002) avec des clypéines, des foraminifères benthiques (*Trocholina elongata, Trocholina alpina, Pseudocyclammina lituus, Everticyclammina* sp., *«Conicospirillina» basiliensis, Protopeneroplis trochangulata,* Ataxophragmiidés avec *«Siphovalvulina»* sp., *Valvulina* aff. *lugeoni* et *Pseudotextulariella courtionensis, Nautiloculina cretacea, milioles, lenticulines*) et des ostracodes (*Valendocythere helvetica, Valendocythere divisa, Cythereis donzei, Cythereis matura, Lycopterocypris sabaudiae, Fabanella boloniensis, Bairdia major, Cytherella* spp., *Paracypris arcuatilis, Pontocyprella pertuisi, Neocythere flandrini, Eocytheropteron abundens, Asciocythere* gr. *circumdata-montis, Schuleridea* gr. *mediocaudata, Kentrodictyocythere typica, Palaeocytheridella*? sp., *Xestoleberis*? spp., *Phlyctocythere*? *globulata, Pseudobythocythere*? *tenuis, Euryity-*

cythere subtilis, Cytherelloidea spp.), et un niveau supérieur (Marnes d'Arzier B) avec un assemblage de microfossiles typiquement marins du Valanginien précoce (MOJON 2002) comprenant des clypéines, de petites nérinées, des foraminifères benthiques (*Trocholina elongata,* rares *Trocholina alpina, Pseudocyclammina lituus, Everticyclammina* sp., *Choffatella pyrenaica,* petits Ataxophragmiidés, *Nautiloculina cretacea, Montsalevia* spp., *milioles, lenticulines*) et des ostracodes (*Valendocythere helvetica, Valendocythere divisa, Cythereis matura, Pseudoprotocythere aubersonensis, Parexophthalmocythere berriasensis, Exophthalmocythere insignis, Neocythere flandrini, Eocytheropteron abundens, Asciocythere montis, Schuleridea praethoerenensis, Cytherelloidea rehburgensis, Kentrodictyocythere obliterata, Paracypris* sp., *Pontocyprella* sp., *Euryitycythere* sp., *Raymoorea* sp., *Acrocythere* sp., *Monoceratina* sp.).

A Couvet, SCHARDT (1905b) a relevé une coupe (sous la voie CFF, coord. 2538.480/1197.700) qu'il considère comme l'«une des plus complètes de notre Jura, après celle de la tranchée de chemin de fer aux Buges sur Trois-Rods» (SCHARDT & DUBOIS 1902, p. 257). Il y a observé une série d'environ 7 m, équivalente des Marnes d'Arzier, composée d'une alternance de calcaires blancs, gris, jaunes (bancs de 10 à 50 cm) et de marnes jaunes, parfois grises (bancs de 4 à 50 cm), surmontée d'un calcaire limoniteux riche en gros grains de limonite, dont l'épaisseur est estimée à une dizaine de mètres. A Gorgier, les Marnes d'Arzier sont noires, compactes et brécho-conglomératiques (J. Meia, forage n° 23, voir chap. Forages).

REMANE (1982, p. 48s, fig. 2) mentionne une stratification entrecroisée dans le Calcaire roux, avec au sommet les Marnes à Astieria, mince niveau riche en ammonites du Valanginien tardif. Ces Marnes à Astieria n'ont pas été observées par RICKENBACH (1925) sur le territoire de la feuille Travers. THIÉBAUD (1937) a identifié à leur place une «Couche à bryozoaires» 150 m au nord de la ferme des Oeillons-Dessus (coord. 2545.050/1199.830) et mentionne aussi qu'à la carrière des Quarres (coord. 2543.0/1199.7), le Calcaire roux n'est pas limoniteux mais échinodermique et de couleur claire, avec des Marnes d'Arzier représentées par une marne grumeleuse stérile de seulement 0,2 m d'épaisseur. Le Calcaire roux se délite en dalles peu épaisses de quelques centimètres et se désagrège assez facilement. Les affleurements sont en général modestes, mais l'unité peut se repérer à la couleur ocre-roux assez foncé des sols (p.ex. à Plancemont et au Mont de Couvet). A noter que ces sols peuvent être lessivés vers d'autres formations, comme à Brot Plamboz. Des bancs plus résistants forment parfois un léger relief que l'on peut suivre sur le MNT (p.ex. à Roumaillard et à Malmont sur Couvet).

c_{3m} Marnes d'Hauterive
Hauterivien précoce

Cette unité d'environ 25 m d'épaisseur (20 m selon RICKENBACH 1925, THIÉBAUD 1937 et MEIA 1986, jusqu'à 30 m sur le Littoral selon MEIA 1997) comprend à la base des marnes gris-bleu, grises ou jaunâtres, parfois grumeleuses, et vers le haut des marno-calcaires plus ou moins spathiques gris, jaunâtres ou verdâtres (présence de glauconie). Le milieu est celui d'une mer ouverte (présence d'ammonites). Sur le Littoral, MEIA (1997) distingue un faciès noduleux inférieur d'environ 12 m, un faciès homogène à grain fin d'environ 9 m et un faciès noduleux supérieur d'environ 9 m.

Les Marnes (bleues) d'Hauterive affleurent rarement. Elles se repèrent facilement dans la topographie ou sur le MNT par une petite dépression, la «combe hauterivienne». Un échantillon prélevé au bord du chemin des Raisses à Fleurier (coord. 2536.200/1194.320) a livré notamment des ostracodes typiques des Marnes d'Hauterive (*Protocythere triplicata, Rehacythereis bernardi,* dét. P.-O. Mojon).

A la sortie est de Travers (coord. 2542.300/1199.375), des travaux récents ont mis au jour un affleurement de marnes grises contenant de nombreux fossiles qui indiquent la Zone à Radiatus de l'Hauterivien précoce: *Lamellaerhynchia hauteriviensis* et *Musculina sanctaecrucis* (dét. H. Sulzer), *Acanthodiscus radiatus, Leopoldia leopoldina, Cymatoceras pseudoelegans, Toxaster retusus* et *Holaster intermedius* (dét. P.-O. Mojon), lamellibranches, serpules, les ostracodes *Schuleridea* cf. *thoerenensis*, *Eocytheropteron* cf. *stchepinskyi, Paraexophthalmocythere rodewaldensis, Protocythere (Protocythere) triplicata, Rehacythereis bernardi, Rehacythereis* aff. *glabrella, Hechticythere hechti, Hechticythere pumila* (dét. J. Sauvagnat).

c_{3k} Pierre jaune de Neuchâtel
Hauterivien précoce–tardif

Cette formation d'environ 50 m d'épaisseur (RICKENBACH 1925, 50 à 70 m selon MEIA 1986, plus épais sur le flanc littoral du premier anticlinal – 60 m à St-Aubin selon THIÉBAUD 1937 – et plus mince à l'ouest selon MUHLETHALER 1932) est formée de calcaire jaune, oolitique et spathique. A la base, ce calcaire est glauconieux, grossièrement spathique et oolitique. L'unité comprend principalement des calcaires échinodermiques et des calcaires oolitiques (MEIA 1986). Le faciès oolitique, riche en bioclastes, parfois glauconieux à stratification oblique indique un milieu agité ouvert. Le passage à l'«Urgonien» se fait par l'intermédiaire d'un calcaire oolitique jaune avec des stries brunes concentriques (THIÉBAUD 1937).

Vers le milieu de l'unité se trouve une couche marneuse ou marno-calcaire à bryozoaires, spongiaires et brachiopodes – *Eudesia semistriata* (Defrance 1828) – décrite par SCHARDT & DUBOIS (1902, p. 271) dans la partie inférieure des gorges de l'Areuse (*Marnes des Uttins*), mais non retrouvée par MEIA (1969, p. 27). THIÉ-

BAUD (1937) ne la cite ni au Val-de-Travers ni sur le Littoral, mais sa coupe des Oeillons (p. 34, niveau 6) mentionne aux trois quarts de l'épaisseur de la Pierre jaune de Neuchâtel un niveau de calcaire marneux à huîtres et bryozoaires. Aux Ponts-de-Martel, dans l'emposieu actif du Voisinage (coord. 2545.7/1204.9), des calcaires et calcaires marneux oolitiques et bioclastiques de la Pierre jaune de Neuchâtel forment une petite paroi d'une vingtaine de mètres avec des couches redressées et renversées. Dans la partie médiane de l'escarpement, une petite vire métrique de Marnes des Uttins a livré l'ammonite *Saynella clypeiformis* (d'Orbigny 1841) de la Zone à Nodosoplicatum (fin de l'Hauterivien précoce; MOJON et al. 2013).

A Travers, la Pierre jaune de Neuchâtel est très oolitique, claire et crayeuse. A St-Aubin (coord. 2549.0/1194.5), elle présente également des passages marneux avec taches rougeâtres, violettes ou verdâtres, des bancs avec rognons siliceux, des bancs lumachelliques. Aux Chenées (coord. 2539.110/1195.690), elle contient des lentilles siliceuses dans la partie supérieure de la formation. Au-dessus du Vanel, THIÉBAUD (1937) décrit le long du chemin qui mène aux Oeillons (coord. 2543.820/1199.580) une bonne coupe qui se prolonge jusqu'aux couches albiennes.

c_4 «Urgonien jaune», Marnes de la Russille et «Urgonien blanc»

Hauterivien tardif – Barrémien

CLAVEL et al. (1994, 2007) attribuent l'«Urgonien jaune» et la quasi-totalité de l'«Urgonien blanc» à l'Hauterivien tardif. Au contraire, les investigations de GODET et al. (2010, 2011, 2013) basées sur des arguments biostratigraphiques (nannofossiles) et géochimiques (isotopes du strontium, isotopes stables de l'oxygène et du carbone) indiqueraient que les Marnes d'Hauterive et la Pierre jaune de Neuchâtel sont d'âge hauterivien tandis que l'«Urgonien» (jaune et blanc) est d'âge barrémien. Toutefois, de nouvelles récoltes d'ostracodes effectuées récemment par P.-O. Mojon confirment que la majeure partie de l'«Urgonien jaune» du Jura suisse appartient à l'Hauterivien tardif avec *Protocythere triplicata* (Roemer 1841) comme taxon dominant et que seules les Marnes de la Russille sont indubitablement barrémiennes d'après l'apparition de formes nouvelles comme *Rehacythereis geometrica, Strigosocythere strigosa, Bairdoppilata luminosa, Neocythere (Centrocythere) gottisi,* ainsi que de nombreux autres taxons encore en cours d'étude (*Hechticythere, Cytherelloidea* et *Schuleridea* spp. notamment). Les ammonites de la Zone à Deshayesi de l'Aptien précoce trouvées à la Presta juste au-dessus de l'«Urgonien» indiquent que le sommet de l'«Urgonien» correspond à la limite Barrémien/Aptien (REMANE 1982). Concernant la chronostratigraphie de l'«Urgonien» et des sédiments aptiens et albiens, voir aussi GUILLAUME & PORTMANN (1965).

L'«Urgonien» présente deux faciès principaux. L'«Urgonien jaune» («Urgonien inférieur») est composé de calcaires jaunes mal stratifiés et en partie oolitiques, avec au sommet des marnes jaunes très fossilifères (Marnes de la Russille), courantes dans le Val-de-Travers (p.ex. aux Chenées, coord. 2539.425/1195.950) mais absentes à St-Aubin (THIÉBAUD 1937; cet auteur attribue à l'«Urgonien jaune» 12 m d'épaisseur, davantage dans la région de St-Aubin). La limite avec la Pierre jaune de Neuchâtel est placée arbitrairement au-dessus d'un calcaire oolitique avec stries concentriques brunes. Dans le Val-de-Travers et au pied du Jura neuchâtelois, ZWEIDLER (1985) met en évidence trois séquences sédimentaires, de tendance régressive, soit de bas en haut: des bancs sableux oolitiques ou oobioclastiques (Pierre jaune de Neuchâtel et «Urgonien jaune»), une discontinuité dite de «la Russille», un événement transgressif à faciès calme (biostrome à coraux); puis un lagon à rudistes avec des bancs sableux biopelitiques. Aux Ponts-de-Martel (coord. 2546.670/1205.770), un récif à rudistes *Pachytraga tubiconcha* (Astre 1961) est bien visible au sein de couches renversées de l'«Urgonien jaune» (BURKHARD et al. 1998).

L'«Urgonien blanc» («Urgonien supérieur») est composé de calcaire micritique et oolitique crayeux blanc zoogène, d'épaisseur variable. Un faciès poreux contenant de l'asphalte est présent à la Presta et dans ses environs. FREY (1922) l'a reconnu sur 7 à 8 m d'épaisseur (voir chap. Matériaux exploitables). Un autre faciès s'observe aux Oeillons, avec de gros bancs de calcaire jaunâtre ou un peu rosé, résistant, compact ou suboolitique, traversé de veines de calcite brune. A St-Aubin le faciès est gris jaunâtre, clair, zoogène, saccharoïde et un peu spathique. L'«Urgonien blanc» témoigne d'un milieu de dépôt en eaux peu profondes avec épisodes récifaux (rudistes, stromatoporoïdes).

RICKENBACH (1925) a décrit l'«Urgonien blanc» en différents endroits près de la gare de Boveresse. Il s'agit essentiellement de calcaire oolitique et de calcaire crayeux. On trouve ce faciès également au-dessus des Chenées (coord. 2539.360/1195.875) et à Brot-Dessus, dans une petite fouille à l'est de la perte, 30 m en amont de la route (coord. 2547.085/1202.815). L'«Urgonien» étudié par CLAVEL et al. (1994) à l'est de la gare de Boveresse doit être rattaché à l'«Urgonien jaune», attribué à l'Hauterivien tardif.

$c_{5\text{-}7}$ Marno-calcaires jaunâtres et grès glauconieux, grès verts phosphatés et marnes grises à pyrite

Aptien–Albien

Sur la carte, les marno-calcaires jaunâtres et grès glauconieux ont été regroupés en une seule unité avec les grès verts phosphatés et marnes grises à pyrite, car les affleurements sont petits et il est souvent difficile de délimiter ces deux unités sur le terrain.

Marno-calcaires jaunâtres et grès glauconieux
Aptien

Cette unité d'environ 5 à 12 m d'épaisseur (RICKENBACH 1925) est constituée (MEIA 1986) de marnes vertes et rouges, de calcaires glauconieux jaunâtres, de calcaires gréseux et de grès verts. Elle a été décrite par FREY (1922) dans la région de la Presta, et consiste essentiellement en marnes plastiques contenant un niveau à ooides ferrugineuses au milieu et calcaires gréso-glauconieux passant à une lumachelle vers le sommet. RENZ & JUNG (1978) datent la faune de cette unité de l'Aptien tardif. GINDRAUX (1975) a décrit la lithologie et la minéralogie des couches aptiennes et albiennes de quatre forages au-dessus de la Presta (coord. 2539.9/1197.5, dont le nº 15, voir chap. Forages).

Cette unité marque un changement des conditions de sédimentation, avec une transgression (mer ouverte) conduisant au développement d'un faciès pélagique. RENZ & JUNG (1978) mentionnent que le site de la Presta (argiles marneuses multicolores peu consolidées sur 6 à 7 m) a fourni une faune d'ammonites permettant une datation (les céphalopodes collectés par M. Frey indiquent l'Aptien précoce, Zones à Deshayesi et à Furcata). La partie supérieure de la section de la Presta, composée de calcaires marneux jaunes à bruns, pourrait être attribuée à l'Aptien tardif d'après *Parahoplites* cf. *nutfieldiensis* (Sowerby 1815) indiquant très probablement la Zone à Melchioris (A. Pictet, comm. pers.). Cette série est surmontée d'environ 5 m de calcaire glauconieux résistant riche en grains de quartz arrondis et polis et contenant des ammonites de l'Aptien tardif (*Parahoplites melchioris* Anthula 1899; dét. A. Pictet).

GUILLAUME & PORTMANN (1965) décrivent les affleurements de Boveresse (le plus complet se trouve aux coord. 2536.250/1197.000) avec leur microfaune et les attribuent à l'Aptien précoce. A la Presta, SAUVAGNAT (1999) ainsi que M. Weidmann et J. Sauvagnat (comm. pers. 2013) ont conclu pour les marnes inférieures de l'ancienne glaisière (coord. 2540.050/1197.900 et 2539.950/1197.850) à un âge aptien précoce–moyen sur la base de la microfaune, notamment d'ostracodes et de foraminifères benthiques. Dans les marnes affleurantes, J. Sauvagnat a déterminé des ostracodes de l'Aptien précoce (*Cytherella ovata, Schuleridea derooi, Strigosocythere reticulata, Neocythere (Centrocythere) gottisi, Protocythere (Protocythere) bedoulensis, Cornicythereis gatyensis, Rehacythereis geometrica, Rehacythereis* aff. *glabrella*). Au Joratel, la microfaune d'échantillons perturbés récoltés dans les déblais d'une tranchée de drainage (coord. 2545.825/1201.780) indique un âge aptien (*Palorbitolina lenticularis*, dét. B. Clavel) à cénomanien (M. Weidmann et J. Sauvagnat, comm. pers., voir plus loin).

Divers affleurements ont été décrits dans tout le Val-de-Travers: au-dessus de Boveresse et de la Presta (FREY 1922, RICKENBACH 1925, THIÉBAUD 1937), dans la galerie de Pré Dernier («Gault», JEANNET 1934), dans la région de la gare de Boveresse (plusieurs affleurements cartographiés par RICKENBACH 1925). GLAUSER

(1943) signale encore un affleurement plus à l'ouest, sous la voie ferrée à 500 m environ de l'entrée du tunnel. A la Jotte au-dessus de Travers, sur le versant nord de la vallée (coord. env. 2541.0/1199.5), RICKENBACH (1925) signale des sédiments aptiens trouvés par sondage. JEANNET (1930) signale dans le sondage effectué en 1927 en amont de Couvet des fragments d'huîtres dans la moraine graveleuse à la base du Quaternaire, probablement *Ostrea aquila* de l'Aptien. Des sédiments résiduels de l'Aptien précoce sont aussi présents à Vers chez Montandon (coord. 2543.018/1199.227) d'après la découverte de *Palorbitolina lenticularis* (dét. P.-O. Mojon) remaniées dans des dépôts glaciolacustres.

Entre Sur le Vau et les Oeillons-Dessous, THIÉBAUD (1937) a signalé les grès verts aptiens (coord. 2544.060/1199.550). De l'autre côté du vallon de Sur le Vau, 720 m à l'WSW (coord. 2543.400/1199.280), l'Aptien a été observé sous forme de grès gris-vert dur subaffleurant. Une poche de sédiments aptiens (fossiles) et albiens (nodules de phosphate) a été observée par RICKENBACH (1925, avec H. Schardt) au Chablais au bord de la route cantonale (coord. 2536.625/1198.050), mais n'est plus visible.

Dans la galerie de Pré Dernier située en rive droite de l'Areuse près de Champ-du-Moulin levée par JEANNET (1934), THIÉBAUD (1937) mentionne des sables silicieux vert clair aptiens sur environ 1 m.

Au nord-est de la Brévine (coord. env. 2537.300/1204.270), RICKENBACH (1925) a trouvé quelques cailloux de calcaire gréseux à quartz arrondis qu'il attribue à l'Aptien tardif probable. A cet endroit, l'«Urgonien» et une partie de la Pierre jaune de Neuchâtel seraient érodés.

Grès verts phosphatés et marnes grises à pyrite
Albien

Les sédiments albiens ont été décrits par FREY (1922) dans la région de la Presta. Cette description est résumée par RENZ & JUNG (1978): l'Albien consiste essentiellement en grès verts avec nodules de phosphate (env. 1 m), surmontés d'environ 20 m de marnes grises à faune pyritisée. JACCARD (1869) attribuait déjà (sans fossiles) les marnes grises de la Presta à l'Albien. Dans une grande glaisière exploitée entre 1980 et 2000 à l'emplacement des champs de la Grande Prise (tuilerie Morandi, actuellement remblayée, coord. 2540.00/1197.75), ces marnes très plastiques et imprégnées de pétrole ont livré des ammonites de la Zone à Mammillatum (fig. 2, coll. B. Claude, Neuchâtel) dont notamment *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim 1813) et *Isohoplites steinmanni* (Jacob 1907) caractérisant la fin de l'Albien précoce (A. Pictet, comm. pers.), ainsi qu'une remarquable microfaune en cours d'étude (A. Piuz et J. Sauvagnat) comprenant des ostracodes et des foraminifères planctoniques ou benthiques (coll. P.-O. Mojon, éch. MHNG 59671). Les ostracodes (SAUVAGNAT 1999) se rattachent à la province paléogéographique du Bassin de Paris comme ceux mentionnés à la vallée de Joux (CHAROL-

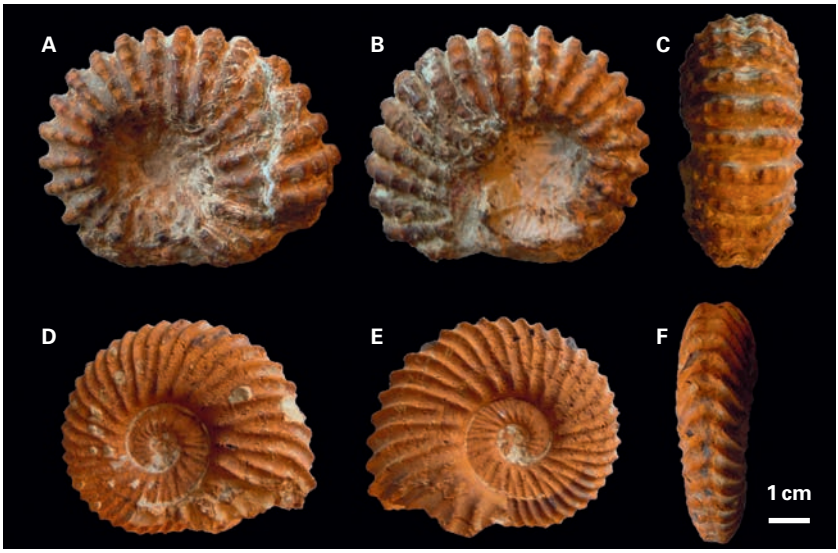


Fig. 2: Ammonites de l'Albien de la Presta. *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim 1813) (A–C) et *Isohoplites steinmanni* (Jacob 1907) (D–F), Albien précoce, La Presta, Travers (moules internes en hydroxydes de fer; coll. B. Claude, Neuchâtel). Photos P.-O. Mojon.

LAIS et al. 1977, SAUVAGNAT & WEIDMANN 2011). A la Presta ils comprennent: *Cytherella ovata* (espèce largement dominante), *Cytherelloidea chapmani, Patellacythere* sp., *Schuleridea jonesiana, Dolocytheridea bosquetiana, Dolocytheridea miguetensis, «Clithrocytheridea» heslertonensis, Neocythere (Neocythere) vanveenae, Centrocythere denticulata, Protocythere (Protocythere) albae, Mandocythere harrisiana harrisiana* (nombreux individus), *Cornicythereis cornueli, Cornicythereis oweni, Rehacythereis confossa, Rehacythereis reticulata, Platycythereis degenerata* (dét. J. Sauvagnat).

Les sédiments albiens observés entre la Presta et Sur le Vau (THIÉBAUD 1936, 1937) sont constitués de sables verts à noirs (sous forme altérée) avec de nombreux clastes phosphatés. GINDRAUX (1975) a décrit la lithologie et la minéralogie des sédiments aptiens et albiens de quatre forages au-dessus de la Presta. A Couvet, JEANNET (1930) signale ces mêmes sédiments entre 50 et 68 m de profondeur dans le forage n° 13 (voir chap. Forages) effectué en 1927 en amont du village pour la recherche d'eau, avec une liste de fossiles pyriteux remarquables par leur petitesse. Près de la gare RVT de Couvet, des fouilles récentes (coord. 2538.845/1197.140 et 2538.850/1197.100) ont mis au jour des calcaires marneux beige clair avec des foraminifères variés (M. Weidmann, comm. pers.), dont *Pseudothalmanninella praebalernaensis* (dét. M. Caron) indiquant le début de l'Albien tardif.

Un indice de la présence de l'Albien a été trouvé dans le forage du puits Joly à Noiraigue (coord. 2545.750/1200.160, sable crayeux verdâtre, calcaire crayeux), ainsi que dans une poche de sédiments aptiens au Chablais (voir ci-dessus). Ces marnes sont attribuées à l'Albien, mais il pourrait aussi s'agir de sédiments chattiens ou aquitaniens (GINDRAUX 1973). Dans la galerie de Pré Dernier en amont de Champ-du-Moulin, THIÉBAUD (1937) mentionne que la série albienne débute par 0,35 m de grès verts phosphatés, se poursuit par 3,65 m d'argiles rougeâtres à fossiles pyriteux et se termine par 17 m de grès verts supérieurs à miches glauconieuses.

Entre Sur le Vau et les Oeillons-Dessous (coord. 2544.100/1199.525), des grès glauconieux verts à débris phosphatés et des argiles roses-vertes ont livré des ammonites, ostracodes et foraminifères de l'Albien, actuellement en cours d'étude (A. Pictet, A. Piuz et J. Sauvagnat). Aux Oeillons, l'Albien précoce a été mis en évidence par des ostracodes (*Cytherella ovata, Cytherelloidea chapmani, Schuleridea jonesiana, Protocythere (Protocythere) albae, Mandocythere harrisiana harrisiana,* dét. J. Sauvagnat). Dans une tranchée de drainage au Joratel (coord. 2545.825/1201.780) et dans la doline de Brot-Dessus (coord. 2547.055/1202.930), J. Sauvagnat a aussi identifié des ostracodes de l'Albien tardif (Joratel: *Cytherella ovata, Cytherella* cf. *gaultina, Bairdoppilata pseudoseptentrionalis, Schuleridea jonesiana, Bythoceratina umbonata umbonata, Protocythere (Protocythere)* cf. *consobrina, Mandocythere harrisiana harrisiana*. Brot-Dessus: *Cytherella ovata, Bairdoppilata pseudoseptentrionalis, Neocythere (Neocythere) vanveenae, Protocythere (Protocythere)* cf. *consobrina, Mandocythere harrisiana harrisiana, Pterygocythereis* aff. *robusta, Cythereis thoerenensis, Rehacythereis luermannae hannoverana*).

c_8 Calcaires marneux et crayeux
Cénomanien

Cette unité composée de calcaires marneux et crayeux pouvant atteindre une quinzaine de mètres d'épaisseur n'affleure que très peu sur le territoire de la feuille Travers. Selon RICKENBACH (1925), le «Vraconnien» (Albien tardif à Cénomanien précoce, RENEVIER 1897) n'apparaît pas sur la moitié ouest de la feuille Travers. Des échantillons examinés par M. Weidmann et J. Sauvagnat (comm. pers.) ont conclu à des âges albien à cénomanien à la doline de Brot-Dessus (coord. 2547.040/1202.930, marnes grises) et aptien à cénomanien au Joratel (coord. 2545.825/1201.780).

Les sédiments cénomaniens sont pourtant présents en de nombreux endroits sans figurer sur la carte, car mentionnés par d'anciens auteurs sans précision de lieu, ou en sous-sol. Ils ont été mentionnés par: GRESSLY & DESOR (1861) le long de la ligne de chemin de fer au Val-de-Travers; FREY (1922) à la Presta (dans son forage 7: calcaires plus ou moins marneux sur 10 à 12 m); JEANNET (1934) dans la galerie de Pré Dernier (marno-calcaires; THIÉBAUD 1937 mentionne un calcaire

plus ou moins marneux, blanchâtre à rosé, sur environ 12 m); JACCARD (1869) au Joratel (à l'est de Combe Varin, dans une doline-perte) et au sud des Ponts-de-Martel (Cénomanien précoce); FREI (1964) sur ses coupes dans la partie ouest de la vallée des Ponts; SCHARDT (1900b, p. 139) à la gare de Boveresse; A. Gressly in RICKENBACH (1925) à la Caroline près de Fleurier (coord. env. 2535.000/1195.650), blocs de calcaire crayeux avec *Inoceramus cuvieri*). Un peu plus à l'est, trois forages pour la route H10 à Boveresse (p.ex. coord. 2535.895/1196.395) mentionnent un calcaire crayeux sur plus de 9 m. JEANNET (1930) signale dans le sondage effectué en 1927 en amont de Couvet des fragments d'huîtres (*Ostrea canaliculata*) du «Vraconnien». Au nord du périmètre de la feuille, des sédiments cénomaniens ont été trouvés à Boinod dans la vallée de la Sagne (marnes calcaires, WEIDMANN 1996) et à Morteau (calcaires crayeux mouchetés de glauconie, marno-calcaires blancs et marnes fissiles blanc-verdâtre), en discordance sur les formations du Valanginien et de l'Hauterivien («Néocomien»).

Dans le Jura, le Cénomanien se présente sous un faciès comparable à la Formation de Seewen du domaine helvétique. Toutefois, SAUVAGNAT & WEIDMANN (2011) notent que la grande affinité des espèces d'ostracodes entre le Bassin de Paris et le Jura indiquerait un arrêt des échanges avec le sud-est à partir de l'Albien déjà.

Le Crétacé tardif du Turonien au Maastrichtien manque dans la région de la feuille Travers, en raison d'érosions et d'une grande lacune de sédimentation. Selon GUILLAUME (1966, p. 237, cité par WEIDMANN 1996), la série stratigraphique (craie à silex, calcaires plus ou moins marneux) devrait être complète jusqu'au Turonien compris «à peu près partout dans le Jura». L'extension spatiale primitive du Crétacé post-cénomanien est documentée par les silex blonds, les fossiles et nodules phosphatés que l'on retrouve remaniés dans les poches karstiques ou les dépôts conglomératiques de la Molasse. Des blocs de calcaire maastrichtien préservés dans une poche karstique au sud-ouest de Bienne (TRÜMPY 1980) témoignent encore de la présence d'une mer tardi-crétacée couvrant le Jura.

PALÉOGÈNE–NÉOGÈNE

A l'échelle du Jura tout entier, AUBERT (1975) avait discuté l'extension paléogéographique des groupes molassiques (Molasse d'eau douce inférieure = USM, Molasse marine supérieure = OMM, Molasse d'eau douce supérieure = OSM), leurs faciès et leurs âges supposés. RIGASSI (2011) a repris et actualisé ces données générales. Sur le territoire de la feuille Travers, les dépôts molassiques se situent dans les grands ensembles synclinaux des vallées de la Brévine, des Ponts et du Val-de-Travers, ainsi que sur le Littoral neuchâtelois. Les affleurements y sont toujours rares et fort médiocres. Ils ont été décrits dans de très nombreux travaux,

dont les principaux sont: JACCARD (1869), SCHARDT (passim), FREY (1922), RICKENBACH (1925), HESS (1936), FAVRE et al. (1937), THIÉBAUD (1937), GOCHT (1961), DE PURY (1963), MONTANDON (1966), GINDRAUX (1973), GRETILLAT (1986). Les dépôts molassiques présents sur la feuille Travers n'ont pas encore un statut formationnel bien défini. Ils ont récemment fait l'objet d'une étude détaillée (WEIDMANN & PASQUIER 2013) qui prend en compte de nombreux sondages (en particulier ceux du calibrage de la campagne sismique de BP 1988, BERGER & WEIDMANN 1989), ainsi que des données géophysiques, et vise surtout à mieux dater la Molasse. Nous empruntons à cette publication, en les résumant, les informations qui suivent.

Eocène

e Sidérolithique

Aucun sédiment stratifié attribué à l'Eocène n'a été reconnu sur la feuille Travers. Cette époque est uniquement représentée par le Sidérolithique dans des fissures ou des poches karstiques, à l'état de dépôts résiduels, sous forme de sable quartzeux, pisolites ferrugineux et argiles le plus souvent rouges. On en retrouve des indices dans la composition des colloïdes des eaux souterraines (par exemple une forte teneur en kaolinite, ATTEIA et al. 1998). Par contre, les remplissages argileux beiges ou gris, dans les poches et fissures (p.ex. aux coord. 2541.210/1198.745 dans un forage à Travers), sont plus probablement d'âge quaternaire, comme l'ont montré KÜBLER et al. (1980) dans la galerie de la Porte des Chaux au nord du périmètre de la feuille Travers (coord. 2544.750/1208.200).

Le Sidérolithique existe aux Ponts-de-Martel, vers la fromagerie (coord. 2546.670/1205.820, DE PURY 1963), sur l'«Urgonien». Des argiles rouges pouvant appartenir au Sidérolithique (incertain) ont été trouvées au-dessus du cimetière des Ponts-de-Martel sur la Formation de Vions (Berriasien; coord. 2546.600/1205.930) et à Brot-Dessus sur l'«Urgonien» (tranchée temporaire, coord. 2547.130/1202.930). Dans le Val-de-Travers, des pisolites ont été trouvés «dans les crevasses du Néocomien de Couvet» (A. Gressly in DE TRIBOLET 1877), ainsi qu'à la base du Quaternaire à Vers chez Montandon (coord. 2543.010/1199.220), sur les sédiments aptiens remaniés. Sur le Littoral, dans les environs de Gorgier, le Sidérolithique a été observé lors de la réalisation de divers ouvrages de la N5 (notamment un sondage aux coord. 2549.970/1194.695, sur la Pierre jaune de Neuchâtel).

Oligocène–Miocène

Molasse d'eau douce inférieure (USM)

o_c Conglomérat moyen à matrice rouge, resp. grossier à matrice grise
Rupélien

Dans le synclinal des Ponts, en plusieurs points à Martel Dernier (p.ex. coord. 2543.200/1203.260) affleure un conglomérat à éléments calcaires (fig. 3), à matrice rouge abondante, avec des indices de pédogénèse (croûte calcaire et *Microcodium*) que JACCARD (1869) avait assimilé aux gompholites oligocènes d'eau douce et auquel il avait attribué avec doute un âge rupélien («tongrien»). Ce conglomérat repose en discordance sur le Malm et pourrait jalonner une ancienne fracture (VALLEY et al. 2004). Son attribution à l'USM basale est fort hypothétique et son épaisseur inconnue (plus de 5 m). D'autres conglomérats à éléments calcaires grossiers en majorité anguleux et à matrice grise affleurent dans les deux emposieux non remblayés du Voisinage (coord. 2545.390/1204.610), en discordance sur les Formations du Twannbach, de Pierre-Châtel et de Vions subverticales, et sont également attribués à l'USM basale (WEIDMANN & PASQUIER 2013).

o_3-m_1 USM indifférenciée

Dans le synclinal du Val-de-Travers, les dépôts de l'USM, attribués au Chattien et à l'Aquitanien, n'ont pas un statut formationnel bien défini. Les pendages n'étant le plus souvent pas mesurables (en sondages destructifs notamment), les épaisseurs restent conjecturales, jugées au maximum à 200 m au Burcle à Couvet.

o_3 Marnes, calcaires lacustres et gypse
Chattien

Des séries chattiennes ont été reconnues et plus ou moins bien datées dans des sondages profonds et dans la galerie de Pré Dernier (JEANNET 1934; approximativement de 150 à 270 m et de 435 à 450 m; l'entrée de la galerie se trouve aux coord. 2548.800/1200.560). Elles affleuraient largement dans l'ancienne marnière aujourd'hui remblayée du Burcle à Couvet (SCHARDT 1901b, M. Lugeon in LETSCH 1907, HESS 1936, LAGOTALA 1937; coord. moy. 2539/1197). Il s'agit surtout de marnes bariolées accompagnées de grès en général fins et marneux, avec des calcaires lacustres et parfois un peu de gypse. L'épaisseur des séries chattiennes est estimée à environ 90 m dans la galerie de Pré Dernier et à plus de 60 m dans le forage n° 9 à Fleurier (voir chap. Forages). Les milieux de dépôt étaient lacustres, palustres ou de plaine d'inondation. Les oogones de characées permettent d'attester les Zones à Ungeri et à Notata du Chattien tardif. Sur le Littoral, juste en dehors

a)
b)

du périmètre de la feuille le long des voies CFF près de Gorgier, à Chez-le-Bart et à Chez la Tante, les niveaux de base de la Molasse (marnes rouges et calcaire lacustre), traditionnellement attribués au Chattien précoce et reposant sur l'«Urgonien», ont été observés dans une excavation temporaire (SCHARDT 1901a) et dans des sondages (AUBERT 1975), dans les sondages 6 et 7 in MEIA & BECKER (1976), et à 20 m de profondeur dans le puits de Chez la Tante situé 40 m à l'est du périmètre de la feuille (LAVANCHY 1984).

m_1 Marnes, silts, grès fluviatiles et calcaires lacustres
Aquitanien

Cette molasse fut observée en fouilles ou sondages par divers auteurs dans le synclinal de la Brévine, mais jamais datée ni décrite, sauf par JEANNET (1926) qui note une «molasse argilo-marneuse jaunâtre ou gris-verdâtre avec cristaux de gypse fibreux» au Moulin du Lac (coord. 2534.360/1202.020). Elle est attribuée sans preuve à l'Aquitanien. Le contexte géologique local voudrait plutôt une attribution à l'OSM, voire à la Formation du Goldberg.

Les séries dites «aquitaniennes» du Val-de-Travers avaient déjà été datées de l'Aquitanien tardif par comparaison avec la faune et avec le faciès du fameux gisement de la Chaux proche de l'Auberson (WEIDMANN et al. 2004), ceci aux deux extrémités du synclinal, un peu en dehors du périmètre de la feuille Travers, à la Raisse (feuille 1183 Grandson, coord. moy. 2533.9/1193.6, SCHARDT 1899, pl. III, fig. 4; 1900a) et aux Lanvoennes dans les gorges de l'Areuse (feuille 1164 Neuchâtel, coord. env. 2550.300/1201.300, DE TRIBOLET 1883a). Entre ces deux gisements, des séries datées de l'Aquitanien grâce aux oogones de characées (*Stephanochara* gr. *praeberdotensis*) ont été identifiées en sondage ou en affleurement à Malmont (Fleurier, coord. 2535.870/1195.075), au sud de Môtiers (coord. 2536.930/1194.860), vers la Prise Junod (coord. 2542.947/1198.347) et dans la galerie de Pré Dernier. Ces séries ressemblent beaucoup à celles du Chattien, avec toutefois davantage de grès et un faciès plus souvent fluviatile. Les épaisseurs ne sont pas connues avec précision; elles sont estimées à environ 30 m à la galerie de Pré Dernier et 35 m au forage n° 11 (voir chap. Forages) à Môtiers.

Fig. 3: Conglomérat moyen à matrice rouge (conglomérat basal attribué à l'USM, Rupélien), Rête de Vent, Martel Dernier, coord. 2543.220/1203.295. a) Surface d'altération à l'affleurement. La largeur de la photo représente environ 30 cm. Photo R. Burkhalter, 2013. b) Surface d'altération nettoyée avec un jet à haute pression. La largeur de la photo représente 10 cm. La matrice rouge et les clastes en partie finement encroûtés trahissent une influence pédogénétique postérieure au dépôt du sédiment (voir également la photo de couverture). Photo D. Fischer, 2013.

Molasse marine supérieure (OMM)

m_{2-3} Grès, conglomérats et silts glauconieux
Burdigalien

Dans le synclinal de la Brévine, l'OMM reposant sur la Pierre jaune de Neuchâtel fut observée par AUBERT (1975) dans un sondage (localisation supposée coord. 2537.1/1203.5) et par JEANNET (1925) dans une fouille de drainage à l'ouest de la Châtagne (coord. très approximatives 2538.35/1204.00). Reposant également sur la Pierre jaune de Neuchâtel, l'OMM est traversée sur 32 m d'épaisseur dans un sondage non carotté près du lac des Taillères (coord. 2534.750/1202.550): au sommet, 9 m de marnes silteuses et de grès fins glauconieux de la «Formation [informelle] des Marnes grises» (MUHLETHALER 1932), avec une riche micro- et macrofaune benthique ne permettant cependant pas une datation précise. Plus bas viennent 23 m de la «Formation [elle aussi informelle] des Grès verts burdigaliens», grès glauconieux grossiers, calcarénites lumachelliques à huîtres et rares niveaux de marnes vertes avec même faune, moins riche toutefois. Un autre sondage tout proche (forage n° 1, voir chap. Forages) montre les «Marnes grises», épaisses de 12 m seulement, qui reposent directement sur la Pierre jaune de Neuchâtel et passent au sommet à l'OSM (voir plus loin). Dans le synclinal des Verrières, les «Marnes grises» sont datées par nannofossiles calcaires de la biozone NN4 à *Helicosphaera ampliapertura* du Burdigalien tardif (RANGHEARD et al. 1985, 1990).

L'OMM («Grès verts burdigaliens») affleure localement sur les deux bords du synclinal des Ponts. Sa base, non datée, fut observée par DE PURY (1963) dans une fouille temporaire aux Ponts-de-Martel (coord. 2546.690/1205.830): une couche d'environ 4 m de grès glauconieux vert à dents de squales et petits galets calcaires corrodés transgresse sur l'«Urgonien jaune» très redressé et légèrement raviné, mais sans discordance apparente; elle est suivie par une alternance de grès verts et de marnes grises. Environ 60 m plus au nord-est, à la fromagerie, des grès verts de l'OMM (mentionnés par BURKHARD et al. 1998) sont pincés entre deux séries de l'«Urgonien jaune», dans une écaille de type «pop-up». Un sondage non carotté à Vers chez les Brandt (coord. 2547.270/1204.005) a traversé 100 m d'OMM sans en atteindre la base et montre des grès et sables glauconieux verts ou jaunes, en général fins avec quelques intervalles plus grossiers ou plus nettement argilo-silteux. Le profil sismique de VALLEY et al. (2004) confirme une épaisseur probable d'environ 90 m d'OMM. Près de la source sulfureuse au coude du Bied, JACCARD (1870, §22 et fig. 1) signale la présence d'OMM. A son sommet, l'OMM passe à des grès argilo-silteux qui comprennent de fréquents niveaux de conglomérats riches en fragments d'huîtres. Dans les fondations du Centre sportif des Ponts-de-Martel (coord. 2546.030/1205.230), ce niveau avait été daté par nannofossiles calcaires de la biozone NN5 du Langhien (KÄLIN et al. 2001). Comme la base de

l'OSM a pu être datée par des mammifères du MN5 (Burdigalien tardif) à 500 m de là, on peut se demander si les sédiments marins trouvés au Centre sportif sont le témoin d'une nouvelle transgression marine, plus jeune (D. Kälin, comm. pers.).

L'OMM du Val-de-Travers n'existe apparemment que dans la moitié occidentale du synclinal, jusque peu avant Couvet (Aubert 1975, fig. 15, Rigassi 1982, Rigassi & Jaccard 1995, esquisse tectonique). Elle affleure très médiocrement, mais elle est tout de même documentée dans des sondages profonds non carottés (Buttes, coord. 2531.850/1193.260; Môtiers, coord. 2536.890/1195.880; sud de Môtiers, coord. 2536.860/1194.860). Il s'agit de grès glauconieux verts plus ou moins grossiers et de marnes silteuses grises, avec quelques intercalations microconglomératiques ou lumachelliques à fragments de bivalves. Les rares fossiles (foraminifères benthiques, bryozoaires, huîtres, dents de squales), presque toujours fragmentés et usés, n'autorisent pas une datation précise. L'épaisseur n'est pas connue, mais devrait dépasser 60 m.

Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

m_4 Marnes et calcaires lacustres
Burdigalien–Langhien

L'OSM n'existe que dans les synclinaux de la Brévine et des Ponts (Aubert 1975, fig. 19). Selon le témoignage d'Aubert (1975, p. 36), elle aurait été observée aussi dans le Val-de-Travers par C.-E. Wegmann, mais on ne sait ni où, ni quand, et rien n'est venu par la suite confirmer cette observation.

Dans le synclinal de la Brévine, l'OSM est bien documentée et datée dans plusieurs sondages situés dans le secteur du lac des Taillères (notamment forage n° 1 et coord. 2534.944/1202.259). Son épaisseur ne devrait pas dépasser une quinzaine de mètres. Elle est représentée par des calcaires lacustres et par des marnes crayeuses et argileuses beiges ou grises à petits galets calcaires qui ont livré une faunule de gastéropodes d'eau douce et quelques dents de lagomorphes et de rongeurs (*Lagopsis penai, Megacricetodon collongensis*), cette dernière espèce étant typique de la biozone MN4b récente ou assemblage-zone de Tägernaustrasse du Burdigalien tardif (Kälin & Kempf 2009). D'après la géophysique RMT, la présence d'OSM est plausible aussi au cœur du synclinal à l'ouest de La Brévine sous les dépôts quaternaires (pl. I).

Dans le synclinal des Ponts, la géophysique montre que, sous les tourbes et argiles lacustres postglaciaires, l'OSM occupe presque toute la largeur de la vallée (Valley et al. 2004) et que son épaisseur est d'environ 250 m. Elle n'est cependant visible qu'en quelques points le long du Bied où elle fut décrite par Jaccard (1869), puis par Favre et al. (1937): marnes crayeuses et argileuses et épais bancs de calcaire lacustre. A sa base (coord. 2545.740/1204.820), Kälin et al. (2001) avaient isolé une faunule de micromammifères de la biozone MN5, plus précisé-

ment de l'assemblage-zone de Oberkulm-Sämlen du Burdigalien tardif (révision de KÄLIN & KEMPF 2009).

QUATERNAIRE

Les dépôts quaternaires de la région de la feuille Travers sont en grande partie liés aux glaciations (moraines, dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres), et dans une moindre mesure aux événements holocènes (dépôts fluviatiles, lacustres, palustres et éboulis). Les plus anciens dépôts quaternaires identifiables dans le périmètre de la feuille Travers sont des reliques de l'avant-dernière glaciation («Riss classique»), ou Glaciation de Beringen selon la nomenclature de GRAF (2009) qui a redéfini l'histoire des périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire pour le Plateau suisse. Selon PREUSSER et al. (2011), la Glaciation de Beringen est un peu moins étendue que celle de Möhlin, plus ancienne. Comme les corrélations avec la nomenclature «classique» ne sont pas fermement établies pour le nord de la Suisse (PREUSSER et al. 2011) et encore moins pour la Suisse occidentale, nous utilisons ci-après les termes d'avant-dernière glaciation («Riss classique») et de dernière glaciation («Würm», Glaciation du Birrfeld de GRAF 2009). PREUSSER (2004) fournit une chronologie détaillée à partir du dernier interglaciaire (Eémien, interglaciaire «Riss classique»/«Würm», env. 130–115 ka BP). Trois stades glaciaires ont marqué le Pléistocène tardif, dont le dernier est le plus important et correspond à l'extension maximale des glaciers (LGM, env. 22 ka BP, voir SCHLÜCHTER 2009).

Les travaux liés à la présente carte (GOGNIAT 2008, 2013, PASQUIER 2008, GIRARDCLOS et al. en prép., MOJON et al. en prép.) apportent des éléments nouveaux sur la nature des dépôts glaciaires, tardiglaciaires et postglaciaires. L'imagerie du MNT et les logs de nombreux forages, ainsi que des études plus générales sur le Quaternaire du Jura, telles que celles de ARN (1984), AUBERT (1986), ARN & CAMPY (1990) et BICHET (1997), ont grandement facilité l'intégration des observations dans un schéma cohérent.

L'avant-dernière glaciation a vu le glacier rhodanien (ou glacier valaisan, SCHLÜCHTER 2009) passer sur les reliefs locaux jusqu'à plus de 1400 m d'altitude, comme en témoignent des galets alpins (surtout des quartzites) et les placages argileux avec quelques éléments alpins disséminés sur les reliefs de la région de la feuille Travers, reconnus par les anciens auteurs (DU PASQUIER 1892, FREI 1912) et caractérisés plus récemment par SCHWAAR (1963) et par VUILLE (1965). Ce dernier auteur a cartographié une densité de galets alpins particulièrement élevée dans les régions du Rotel (coord. 2542.5/1201.5), de la Montagne de Plamboz (coord. 2548.5/1203.5) et de la Rotte (coord. 2540.0/1204.0).

La période interglaciaire de l'Eémien ainsi que les périodes stadiaires et interstadiaires du «Würm ancien» n'ont pas laissé de traces morphologiques ou sé-

dimentaires identifiées, si ce n'est des dépôts dans les grottes des Plaints et de Cottencher (voir plus bas).

Au dernier maximum glaciaire (LGM, pl. IV et fig. 4), le glacier rhodanien a atteint le Jura alors que celui-ci était déjà occupé par des glaciers locaux. Il pénètra d'abord dans les gorges de l'Areuse, provoquant le dépôt de limons glaciolacustres de progression à son front (fig. 5). Il envahit ensuite tout le Val-de-Travers jusqu'à Buttes et St-Sulpice (DU PASQUIER 1892, DUBOIS 1910), en bousculant les glaciers locaux, les recouvrant dans le fond de la vallée, les bloquant sur les hauteurs en bordure de la vallée. Bien qu'il n'ait pas laissé de moraine très développée entre Travers et Fleurier, le glacier rhodanien a atteint l'extrémité du Val-de-Travers comme en attestent les nombreux blocs erratiques et la moraine argileuse à éléments alpins dans le cirque de St-Sulpice. Le glacier devait accuser un léger gradient descendant vers le sud-ouest, estimé à 2‰ d'après les plus hauts blocs erratiques disséminés entre 960 et 930 m d'altitude de Noiraigue à St-Sulpice (pl. IV, détails sous Blocs erratiques). Quelques restes de moraines latérales et de terrasses de kames, principalement au nord de Travers, Couvet et Boveresse, se trouvent aux mêmes altitudes. En période de fonte, le glacier a dû conduire à la formation d'un lac de barrage. Les dépôts lacustres mentionnés par JEANNOTTAT (2005) vers 930 m d'altitude à la Corbière dans le cirque de St-Sulpice (juste en dehors du périmètre de la feuille) pourraient y être liés.

Durant le LGM, des glaciers locaux devaient occuper les reliefs au sud et au nord du Val-de-Travers (SCHLÜCHTER 2009), mais ils ne représentaient probablement qu'un sous-système relativement indépendant de la calotte du Jura vaudois décrite par AUBERT (1986) et ARN & CAMPY (1990), comme le suggère la répartition des dépôts morainiques aux Bayards et à l'ouest de la vallée de la Brévine (GOGNIAT 2013). ARN (1984, tab. 17) place la formation de cette calotte durant le «Würm récent» (env. 24 à 18 ka BP). Au-dessus de la zone d'influence rhodanienne de la dernière glaciation, à plus de 1000 m d'altitude, les moraines disséminées dans la vallée de la Brévine et sur les hauteurs entre St-Sulpice et la vallée des Ponts (pl. IV: J) correspondent selon toute vraisemblance à une extension des glaces jurassiennes lors de la phase du retrait du LGM, car durant ce dernier les glaces jurassiennes sont supposées avoir atteint le fond du Val-de-Travers (voir plus bas). Les cordons morainiques jurassiens bien marqués des Bayards à Martel Dernier sont probablement dus à une récurrence jurassienne postérieure au LGM. L'altitude de ces cordons morainiques suggère une calotte glaciaire locale centrée sur la Brévine et le Bois de l'Halle (coord. 2537/1201) descendant vers le nord-est et le sud-ouest. Au Val-de-Travers et sur le Littoral du lac de Neuchâtel, les moraines jurassiennes descendant au-dessous de la cote maximale d'influence du glacier rhodanien peuvent être attribuées soit à la fonte du glacier rhodanien libérant son rempart, soit à une récurrence jurassienne. ARN (1984) place la récurrence de langues glaciaires locales au Tardiglaciaire. ZWAHLEN (2008, tab. 1) place plusieurs phases de recrudescence des glaciers en Suisse au Tardiglaciaire, la plus impor-

tante entre 18 et 17 ka étal. BP, à une époque où les glaces rhodaniennes devaient avoir quitté le Val-de-Travers. Ces moraines jurassiennes basses s'observent principalement sous le Creux du Van et dans le cirque de St-Sulpice (pl. IV), ainsi qu'au pied de la Combe du Laga et de Roche Devant (coord. 2548–2549/1197–1198), mais aussi plus modestement au sud-est de Fleurier (Les Raisses, coord. 2536.3/1194.3), à l'ouest des Oeillons (coord. 2544.3/1199.4), dans les gorges de l'Areuse (DUBOIS 1910, qui avait même postulé un glacier jurassien descendant tout le Val-de-Travers et les gorges de l'Areuse pour s'étaler au pied de Boudry et de Colombier) et sur le Littoral au pied de Joux de Provence (coord. 2545.0/1194.7). La disparition des glaciers locaux a eu lieu en plusieurs phases, comme l'indiquent les trains successifs de moraines des Bayards, probablement entre 17,5 et 15,5 ka BP (GOGNIAT 2013).

Durant et après le LGM, la fonte des glaciers a généré des sillons d'écoulement au front des glaciers jurassiens sur les hauteurs en bordure de vallée, dans la zone supposé de contact avec le glacier rhodanien (vallées sèches, voir carte et pl. IV), et favorisé par décompression des éboulements et glissements sur les versants du Val-de-Travers et des gorges de l'Areuse avec une majorité de niches d'arrachement entre 880 et 940 m d'altitude. Selon SCHARDT (1901d), le lambeau de Malm glissé sur la molasse au sud-ouest de Fleurier peut relever de la même cause. Plus bas, la fonte des glaciers a généré des dépôts fluvioglaciaires sur les flancs de la vallée, des graviers et sables deltaïques à plusieurs niveaux et des dépôts glaciolacustres dans le thalweg. Les stades de retrait du glacier rhodanien sont difficilement identifiables et incertains au Val-de-Travers (terrasses et dépôts fluvioglaciaires, voir stades de retrait C_1 et C_2 de la pl. IV), mais plus marqués dans les gorges de l'Areuse, au Furcil (moraine frontale de Derrière Cheseaux, fig. 4, pl. IV), au Saut de Brot (graviers fluvioglaciaires sur les deux flancs de la vallée, stade D_2) et à la Verrière à l'extrémité est de la feuille Travers (accumulation glaciolacustre de Champ-du-Moulin, stade E_1). Sur le Littoral, les cordons les plus nets, à 640 et 560 m d'altitude, correspondent à la fois au stade E et aux deux stades de retrait de la région de Neuchâtel selon IMHOF (1975).

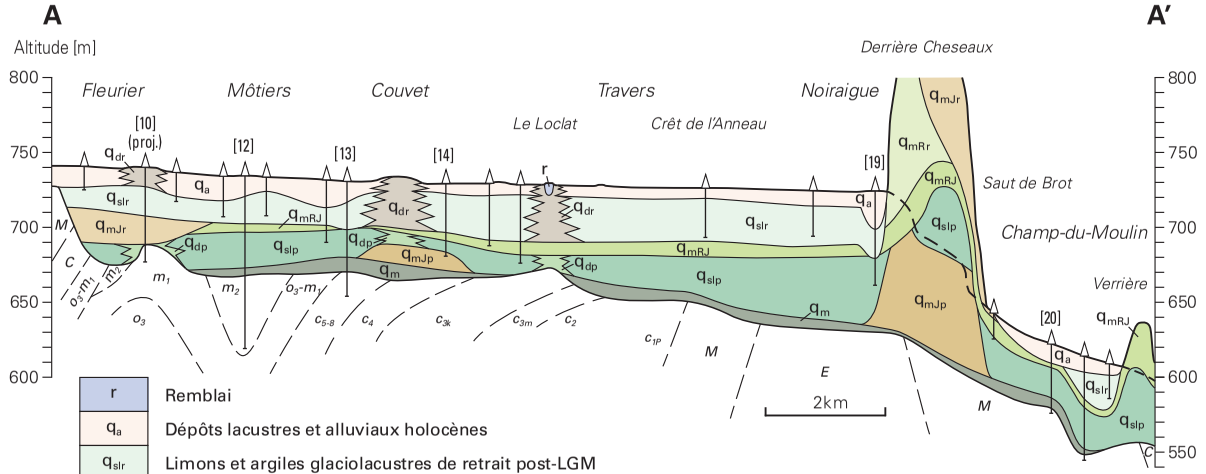
Le fond des vallées a été comblé par des dépôts morainiques et fluvioglaciaires, glaciolacustres, lacustres, palustres et alluviaux, grossiers en amont, fins en aval. Dans le Val-de-Travers (fig. 4), le fond de la vallée est estimé à environ 60 à 70 m sous le thalweg, soit aux altitudes suivantes: environ 670 m à Couvet (683 m au sondage n° 13, voir chap. Forages), 655 m à Travers (<650 m au Crêt de l'Anneau selon le profil topographique) et environ 645 m à Noiraigue (profil géophysique), 710 m au Furcil – cours épigénétique – et 630 m à l'aval du Saut de Brot. BURGER (1959, pl. 7) a estimé un profil en long assez semblable, un peu plus bas à Noiraigue (625 m) et à l'aval du Saut de Brot (615 m). Au-dessus des reliques morainiques et alluviales antérieures au «Würm récent» ($\mathbf{q_m}$ sur la fig. 4) et des moraines jurassiennes de progression ($\mathbf{q_{mJp}}$ sur la fig. 4), l'avancée des glaciers rhodanien et jurassiens puis leur retrait ont laissé des limons et argiles glaciolacustres de

progression ($\mathbf{q_{slp}}$), des dépôts glaciaires ou périglaciaires graveleux ($\mathbf{q_{mRJ}}$), et enfin une épaisse séquence tardiglaciaire de limons argileux récemment étudiée dans le forage nº 14 à Couvet (MOJON et al. en prép., GIRARDCLOS et al. en prép.). Les analyses palynologiques, micropaléontologiques et les datations au ^{14}C ont montré que le remplissage est tardiglaciaire jusqu'à quelques mètres sous la surface, et qu'une érosion plus récente a gommé les éventuels dépôts holocènes jusqu'au Moyen-Âge (voir détails plus bas sous $\mathbf{q_{slr}}$ et «Tourbière exploitée, sols tourbeux sur dépôt de comblement»). Plus en aval, entre Travers et Noiraigue, les dépôts lacustres et palustres proches de la surface ont été déposés entre le Préboréal et l'Atlantique, le toit des craies et la base des tourbes à Noiraigue étant datés du début de l'Atlantique récent (voir détails sous $\mathbf{q_c}$).

Des dépôts lacustres (limons varvés et craies) et palustres (tourbe) laissant supposer la présence d'un lac qui s'est comblé progressivement ont déjà été évoqués par DU PASQUIER (1894), JEANNET (1930) et BURGER (1959). Ces auteurs admettent un barrage à l'altitude d'environ 800 m par le glacier lui-même et/ou une moraine ou un éboulement à l'est de Noiraigue, au sortir du cirque du Creux du Van; ce barrage se serait progressivement abaissé par érosion. Un barrage à 800 m environ pourrait être le fait du glacier rhodanien, au stade de retrait du Saut de Brot si le glacier est étanche, et un barrage aux environs de 740 m correspondrait au stade de retrait de la Verrière. En réalité le glacier rhodanien n'était probablement ni étanche ni saturé en eau dans sa partie supérieure, il doit être considéré un peu comme un aquifère karstique avec un gradient de nappe, surtout en phase de fonte. Dès lors, il paraît raisonnable d'assimiler un barrage à 800 m à un stade de retrait aux environs de Couvet (stade C_2 de la pl. IV), avec un glacier plus ou moins flottant, ce qui pourrait expliquer les dépôts sous-glaciaires graveleux et peu argileux de l'unité $\mathbf{q_{mRJ}}$ de la figure 4 entre Môtiers et Travers.

La séquence de remplissage de la vallée entre Couvet et Noiraigue rappelle celle du lac des Brenets (lac de Chaillexon) en aval de Morteau (CAMPY & MACAIRE 1989, fig. IX. 7; BICHET 1997, fig. 85), en couches inclinées de progradation allant du Dryas ancien (à l'amont, partie inférieure) au Subatlantique (à l'aval, partie supérieure). BICHET (1997) mentionne un hiatus de sédimentation au Préboréal. De Fleurier à Travers, la dernière séquence sédimentaire est fluviatile (épandage de graviers, puis de limons).

Dans les gorges de l'Areuse, plus précisément au Furcil en aval du Pont de la Baleine, on trouve, sous les éboulis et la moraine locale du glacier du Creux du Van, des limons et argiles à lamines stériles et dropstones (les argiles feuilletées de SCHARDT & DUBOIS 1902 ou les «varves» de SCHAER et al. 1998), passant vers le haut à un faciès de moraine de fond rhodanienne témoignant d'un dépôt glaciolacustre et glaciaire de plus de 50 m d'épaisseur en phase de progression (fig. 5, détails sous $\mathbf{q_{slp}}$). L'altitude qu'atteignent ces dépôts et leur rareté plus en amont (à Couvet et à Môtiers, voir $\mathbf{q_{slp}}$) suggèrent qu'à ce moment les glaciers locaux occupaient au moins en partie le fond de vallée dans sa partie orientale.


A
A'
Altitude [m]
800
750
700
650
600
550
Fleurier
Môtiers
Couvet
Travers
Noiraigue
Derrière Cheseaux
Le Loclat
Crêt de l'Anneau
Saut de Brot
Champ-du-Moulin
Verrière
[10] (proj.)
[12]
[13]
[14]
[19]
[20]
2km
r
Remblai
Dépôts lacustres et alluviaux holocènes
Limons et argiles glaciolacustres de retrait post-LGM
Graviers et sables deltaïques de retrait post-LGM
Moraine jurassienne de récurrence post-LGM
Moraine frontale rhodanienne tardi-LGM
Moraine, dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres LGM
Graviers et sables deltaïques de progression LGM, supposés
Limons et argiles glaciolacustres de progression LGM
Moraine jurassienne de progression LGM, supposée
Moraine et alluvions pré-LGM
E, M, C, c1P–m2
Substratum rocheux mésozoïque et cénozoïque (indices voir fig.1)
Cours épigénétique de l'Areuse
Forage (n° de référence voir chap. Forages)
Tracé de la coupe
La Brévine
Les Ponts-de-Martel
Noiraigue
Travers
Couvet
Fleurier
feuille Travers

Dans la vallée de la Sagne et des Ponts, la présence d'un lac jusque vers la fin du Dryas ancien est aussi clairement démontrée (MOJON et al. en prép.; $\mathbf{q_{slr}}$ ci-après), avec une composante glaciaire (dropstones) et une hauteur d'eau d'au moins 40 m au-dessus du lit du Bied (990 m). Le barrage devait être constitué par le terrain naturel (seuil à 1032 m au sud de Combe Varin et du Joratel) et éventuellement par un glacier jurassien résiduel, ainsi que par l'obstruction des pertes des emposieux par de la moraine de fond. MATTHEY (1970) date le début des dépôts de tourbe entre 11 et 9 ka BP environ. Dans la vallée de la Brévine (Le Cachot), cette phase a été plus tardive (env. 6 ka BP).

Pléistocène

Pléistocène moyen

Blocs et matériel alpins

DELUC (1838) avait déjà observé des blocs erratiques alpins lors de son voyage en 1782, notamment aux Ponts-de-Martel (au sud-ouest, blocs non localisés). FAVRE (1884) signale un site à éléments alpins aux Sagnettes – La Chenailletta (coord. 2535.8/1199.8, 1130 m d'altitude) et à Solmont – Le Plan (coord. 2549.9/1203.2, 1180 m), et de nombreux autres sur la première chaîne du Jura, à Vers chez Bordon (coord. 2538.5/1194.6, 1130 m), La Russillonne – La Montagnette (coord. 2541/1194, 1325 à 1350 m), Vers chez les Pernet (coord. 2545.9/1196.7, 1370 m). DUBOIS (1921) observe que les blocs erratiques de grande dimension sont rares, il note un bloc de 1,5 m^3 de schiste amphibolitique à Jogne (coord. 2547.9/1202.3, 1140 m) sur le flanc nord du Solmont. Ces blocs signalés autrefois ont en partie disparu. VUILLE (1965) a donné une représentation cartographique statistique des éléments alpins dans la partie de la feuille Travers située au nord du Val-de-Travers (de 0 à 500 éléments au km^2, 68% de quartzites, sinon schistes, gneiss, calcaires alpins). Les concentrations minimales (<5 par km^2) se trouvent dans les vallées (La Brévine, Les Ponts) et dans certaines parties des reliefs probablement «nettoyés» par les glaciers locaux jurassiens (La Brévine, Les Fontenettes, Le Cervelet, Martel Dernier). Les concentrations maximales (>100 par km^2) se trouvent sur la Montagne de Plamboz (coord. 2548/1203), dans la zone de la Rotte (coord. 2540–

Fig. 4: Quaternaire du thalweg de Fleurier à Champ-du-Moulin. Tentative de corrélation des principales phases de sédimentation. $\mathbf{q_m}$: uniquement en forages, assez spéculatif; $\mathbf{q_{slp}}$: affleurant sur les cours épigénétiques au Furcil et à la Verrière; $\mathbf{q_{mRJ}}$: essentiellement en milieu aqueux à l'ouest de Travers; $\mathbf{q_{mJr}}$: vallon de Buttes (placage $\mathbf{q_{mJ}}$ non carté) et Creux du Van; $\mathbf{q_a}$: séquence sablo-graveleuse dans les zones à forte énergie de transport alluvial (Fleurier – Môtiers, Couvet, gorges de l'Areuse).

2541/1204) et dans la partie orientale des monts de Travers (Le Rotel – Les Parcs, coord. 2541–2545/1201–1202.5), à savoir dans les cuvettes à plus de 1000 m d'altitude de la moitié orientale de la feuille Travers, là où la calotte jurassienne devait être faible. Les éléments les plus gros (>50 cm) sont surtout des schistes (schistes verts?) et des gneiss. La direction de transport, vers le nord-ouest, indique un glacier rhodanien pénétrant dans le Jura par la Tourne (densité maximale) et par la «Trouée de Bourgogne» (Rochefort–Noiraigue). Par ailleurs, GRÜNIG (2012) signale de nombreux éléments alpins au sud des Emposieux (coord. 2543.7–2544.9/1201.6–1201.9, 1020 à 1055 m) et deux gros blocs de schiste vert au nord du Petit-Martel (au nord de la feuille, à 1045 m et 1080 m respectivement). Sur le flanc sud de la première chaîne, RIEDER (1995, p. 13) spécifie qu'aucun bloc de l'avant-dernière glaciation («Riss classique») n'a été trouvé (inventaire des blocs de grande taille sur la commune de Gorgier). Toutefois, des blocs attribuables à cette glaciation sont mentionnés par BURKHARD et al. (2000) aux Prés Baillod (coord. 2549.3/1199.1, 1330 m), aux Prés Cornu (coord. 2544.0/1196.2, 1305 m) et Sur la Joux (coord. 2544.1/1195.0, 1280 m). De même, des blocs à plus de 1150 m (limite des blocs de la dernière glaciation), tels qu'au nord-est de la Scie (coord. moyennes 2543.3/1194.7, 1200 m), sont attribués au «Préwürm», comme ceux du flanc nord de la chaîne du lac (Pré Baillod, 1150 à 1160 m).

q_{agR} Anciens graviers rhodaniens

Un seul affleurement, de faible extension, est noté sur la carte: il correspond à des dépôts graveleux, éventuellement fluvioglaciaires, présentant une granulométrie triée (galets alpins de 3 à 6 cm), dans le talus de la route au sud-ouest de la Châtagne dans la vallée de la Brévine (coord. 2538.855/1204.040).

q_{amR} Ancienne moraine (till) rhodanienne, remaniée, avec éléments jurassiens et limons

Des dépôts morainiques anciens remaniés lors de la dernière glaciation et durant l'Holocène se trouvent sporadiquement sur les chaînes du Jura. Ils sont pour la plupart identifiés de manière peu sûre par leur morphologie et leur altitude, et grâce à la présence de matériel alpin disséminé (documenté notamment par SCHWAAR 1963 et VUILLE 1965). On les trouve sur la chaîne du lac, le long de la vaste dépression située entre la Russillonne (coord. 2541.5/1194.0) et Vers chez les Colomb (coord. 2546.0/1197.0). Ils ont été signalés par FAVRE (1884, argile à galets striés et blocs erratiques) et par THIÉBAUD (1937, partie sud-ouest de cette dépression, essentiellement des quartzites à patine brune), ainsi que par RICKENBACH (1925, également essentiellement des galets de quartzite à patine brune, arrondis), le long de la gouttière de la Nouvelle Censière (coord. 2538.5/1194.0 à 2541.5/

1196.0). Nous avons observé des dépôts morainiques remaniés peu épais (quelques mètres au plus, limons argileux à cailloux jurassiens peu arrondis avec rares éléments alpins, principalement des quartzites arrondis) à la Baillode (coord. 2542.0/1196.5) – Le Crêt de l'Orge – Vers chez Sulpy, ainsi qu'entre la Caquerette et la Péterette (coord. 2543.250/1194.800, 1220 m). Ces dépôts sont en général situés au-dessous de 1330 m d'altitude. MATTHEY (1949) mentionne la présence de minéraux alpins (épidote, glaucophane, hornblende, rutile) dans les sols de la chaîne Chasseron – Creux du Van à plus de 1400 m d'altitude, attribués à de la moraine «rissienne». La présence de ces minéraux est probablement due à des dépôts éoliens.

A la Combe Jeanneret (coord. 2542.330/1201.950, 1071 m) affleure une argile grise avec des cailloutis alpins, et au bord de la route, 100 m plus à l'est, un terrassement a révélé des marnes varvées avec quelques cailloux alpins et un petit bloc de schiste vert. Une origine anthropique (remblai) n'est pas exclue pour ce dernier affleurement. La bordure méridionale de la vallée des Ponts a une composante «rissienne» selon SCHWAAR (1963). Le placage morainique entre les Alisiers et le Haut de la Côte (coord. 2547.3/1202.4 à 2546.1/1201.7) est signalé (jusqu'à Combe Varin, coord. 2545.0/1201.9) comme moraine mixte par SCHARDT & DUBOIS (1902), qui mentionnent (p. 306) que les galets alpins, assez rares (moins de 5%), sont des vestiges de la glaciation précédente. Il en est de même des blocs répertoriés par GRÜNIG (2012) entre 1070 et 1035 m d'altitude au sud des Emposieux (coord. 2544.0/1201.8, pour la plupart des quartzites de 1 à 5 dm^3).

SCHWAAR (1963) indique sur sa carte de vastes dépôts «rissiens» sur les reliefs (moraine généralement solifluée, très peu épaisse ou rare). Ses profils localisent, en général dans les dépressions, de la moraine de fond rhodanienne argilo-limoneuse, avec les relations stratigraphiques suivantes: sous des limons et de la tourbe au Bois des Lattes; sous la moraine jurassienne au Joratel; sous des limons de pente à la Combe Hory; sous de la moraine solifluée et au-dessus de la moraine jurassienne ancienne à Harta à 1050 m au nord de Travers, au Haut de la Côte (env. 1020 m) et sur les bordures sud et nord de la boutonnière des Sagnettes (ici sous de la moraine jurassienne de la dernière glaciation); sous de la moraine latérale ou de fond altérée mais non solifluée à la Nouvelle Censière (1150 m) et à Vuissens (1170 m); sous de la moraine solifluée à la Baillode et à la Bolène, ainsi qu'aux Prises Gaille et à la Russillonne. Quelques échantillons, prélevés jusqu'à 1,1 m de profondeur, sont décrits (minéralogie, granulométrie, minéraux lourds) au-dessus de Travers (Harta, 1050 m) et sur la première chaîne, dans la dépression de la Nouvelle Censière entre 1145 et 1420 m d'altitude (Vers chez Sulpy, La Baillode, Les Grandes Fauconnières et Croza de l'Eau): les minéraux les plus fréquents sont l'épidote, les grenats, l'anatase, le zircon et le rutile. L'association observée entre épidote et glaucophane est interprétée comme étant caractéristique du socle cristallin du Pennique moyen. Les dépôts cartographiés près de la crête du Solmont, au sud de Jogne et Thomasset, contiennent par endroits des cailloutis d'origine cryogénique associés à des limons bruns fins d'origine éolienne.

Les moraines anciennes dans les vallées sont difficiles à identifier. Au forage de Vers chez Joly à Noiraigue (coord. 2545.756/1200.135), sous la moraine et des alluvions «würmiennes» (ancien lit de l'Areuse), on trouve au-dessous de 37,2 m de profondeur des argiles graveleuses et sableuses consolidées qui pourraient dater du Pléistocène moyen. ROLLIER (1910) mentionne des argiles à galets alpins dans la partie nord-est du fond de la vallée de la Brévine (hors du périmètre de la feuille Travers).

Pléistocène tardif

Eémien

Dans la grotte de Cottencher, située 1,5 km à l'est du périmètre de la feuille Travers, à 665 m d'altitude, la présence de kaolinite dans la couche VI suggère une pédogénèse durant l'Eémien s.l. (ADATTE et al. 1991).

«Würm ancien»

Des dépôts interglaciaires du Pléistocène moyen ou interstadiaires du Pléistocène tardif ne sont pas connus avec certitude à ce jour mais sont probables dans la région de la feuille Travers. JEANNET (1925) signale un niveau organique entre deux séries argileuses au lac des Taillères, qu'il attribue à un interglaciaire. SCHWAAR (1963) mentionne l'existence d'un petit réseau hydrographique développé sur des sols limoneux. Selon BÜNZLI (2000), des poches de sédiments interglaciaires existent dans le secteur de la Béroche, comme ceux décrits à Grandson par JORDI (1996), ainsi qu'à Cortaillod par WEBER-TIÈCHE (1998). Nous avons attribué ces dépôts au Tardiglaciaire (**q_{slr}**, coord. 2549.5/1195.0). La grotte des Plaints (coord. 2538.290/1199.875, 1120 m) contient des fossiles attribués par LE TENSORER (1997, 1998) à l'interstade de Hengelo, au «Würm moyen» (voir chap. Archéologie), comme les dépôts moustériens de la grotte de Cottencher.

L'érosion antérieure au LGM, supposée «rissienne» par STETTLER (1990), est par contre connue dans l'ancienne vallée de l'Areuse, de Noiraigue à l'aval du Saut de Brot (SCHARDT & DUBOIS 1902) et entre Champ-du-Moulin et la Verrière (fig. 4). Entre le Saut de Brot et Champ-du-Moulin, un forage carotté (coord. 2548.910/1200.865, BMIC 1995) a révélé un bedrock à 65,5 m de profondeur, recouvert d'une série gravelo-limoneuse de 4 m, suivie d'une série limoneuse laminée d'environ 25 m d'épaisseur que l'on pourrait attribuer à un interstade «würmien», en raison de 8 lits de matière organique noire de quelques mm répartis entre 38,5 et 57,3 m de profondeur. Ces deux séries de base, recouvertes de 37 m de sédiments tardiglaciaires et holocènes, représentent à notre avis des dépôts fluviatiles et glaciolacustres de progression du dernier maximum glaciaire, à la suite d'une période un peu plus douce. Sans preuve, la question reste toutefois ouverte.

«Würm récent»

Blocs erratiques

Les blocs erratiques de la dernière glaciation d'origine alpine reportés sur la carte se caractérisent soit par leur taille importante, soit par leur position intéressante du point de vue de l'extension des glaciers. Ils sont composés essentiellement de granite du massif du Mont Blanc, et accessoirement de schistes verts, de gneiss, plus rarement de calcaires alpins. Les blocs erratiques jurassiens n'ont pas été étudiés, mais quelques-uns sont représentés sur la carte, à titre de témoins du phénomène. La plupart ont été déplacés sur de courtes distances.

Pour la dernière glaciation, les blocs erratiques permettent de reconstituer l'extension et l'altitude du glacier rhodanien lors du dernier maximum glaciaire (LGM). DELUC (1838) a déjà observé des blocs erratiques lors de son voyage en 1782, notamment au-dessus de Môtiers et de Couvet (Plancemont). DU PASQUIER (1894) en a donné la répartition, les concentrations et les altitudes maximales dans le Val-de-Travers, lui permettant de reconstituer une extension du glacier rhodanien lors du dernier maximum glaciaire, correspondant en gros à celle de la planche IV. FAVRE (1884) fournit une description cartographique qui permet de localiser les principaux sites à blocs et livre une synthèse du phénomène erratique (FAVRE 1898). SCHARDT & DUBOIS (1902) détaillent la région des gorges de l'Areuse. Les blocs erratiques se trouvent à une altitude maximale de 1180 m au-dessus de Boudry à l'entrée des gorges de l'Areuse, 980 m à la Clusette, 960 m à Noiraigue, 950 m à Couvet, 940 m à Môtiers, 930 m à St-Sulpice et 923 m aux Bayards, au Haut de la Tour. La faible pente en aval de Noiraigue est probablement due à la présence de glaces jurassiennes et d'eau et de glace de barrage sous le glacier rhodanien. L'amas de blocs de Derrière Cheseaux à Noiraigue est de loin le plus important; il a été intensément exploité par la commune de Noiraigue dans les années 1860. La commune de Boudry a fait protéger les principaux blocs. Enfin, RIEDER (1995) et GRÜNIG (2012) enrichissent l'inventaire des blocs erratiques, encore incomplet. La taille de ces blocs peut facilement dépasser le m^3 et aller exceptionnellement jusqu'à plus de 100 m^3 sur le Littoral: la Pierre à Miche à Gorgier, un bloc de granite de 174 m^3 (coord. 2549.075/1197.420, 890 m), et la Gaillarde à Montalchez (coord. 2547.100/1196.075, 915 m). Au Val-de-Travers, le plus grand bloc est celui de Champ Petit à 942 m, au nord-est de Couvet (coord. 2539.560/1198.650); c'est un bloc de granite de 70 à 80 m^3 (selon DU PASQUIER 1894) ou plus vraisemblablement de 38 m^3 (selon GRÜNIG 2012). Un bloc de granite de taille comparable, mais aujourd'hui disparu, se trouvait selon DU PASQUIER (1894) environ 200 m en aval du pont du Furcil.

Les *stries glaciaires* sont également des témoins de la présence des glaciers. Elles ne sont pas représentées sur la carte car assez rarement observées. On en trouve par exemple à Boveresse sur le chemin de Bellevue («Urgonien», coord. 2536.360/1196.830), et au bord de la route qui descend de l'est vers Champ-du-

Moulin (coord. 2549.950/1201.650). En dehors du périmètre de la feuille, on en trouve au carrefour de cette même route à partir de la H20 (stries généralement descendantes d'env. 15 à 20° vers l'ouest).

q_{slp} Limons et argiles glaciolacustres (progression glaciaire)

Ces dépôts fins à lamines et caractère glaciaire (limons et argiles feuilletées à dropstones, voir fig. 5 et photo in SCHAER et al. 1998, p. 208, «les varves du Pont de la Baleine») se trouvent dans les gorges de l'Areuse, au Furcil en face du Pont de la Baleine et à Champ-du-Moulin; VOUGA (1868) les reconnaît comme glaciolacustres, recouverts de moraine glissée. Selon SCHARDT & DUBOIS (1902), ces dépôts sont à associer à la moraine de fond (laminites sous-glaciaires proximales), car ils contiennent de nombreux petits éléments de la moraine et des figures de courant violent. Ces dépôts affleurent au-dessus de 687 m d'altitude et passent à un faciès de moraine de fond alpine au-dessus de 725 m environ. L'ensemble est recouvert en discordance par la moraine locale instable du Creux du Van. Les dépôts glaciolacustres sont riches en dropstones essentiellement jurassiens et montrent un léger pendage en direction de l'est suggérant qu'un glacier jurassien pouvait, au moment du dépôt, occuper le Creux du Van ainsi que la partie orientale du Val-de-Travers (GOGNIAT 2013). Dans le Val-de-Travers, des argiles à lamines de nature et position similaires ont été découvertes lors de travaux en 2013, à environ 744 m d'altitude à Môtiers (Le Pré Monsieur, coord. 2536.480/1194.950) et environ 748 m d'altitude à Couvet, sous les dépôts deltaïques (coord. 2538.160/1197.140). Ces altitudes plus élevées qu'au Furcil suggèrent des dépôts en bordure de glacier ou plus simplement un peu plus tardifs. Entre le Saut de Brot et Champ-du-Moulin, une série de forages carottés (BMIC 1995) a révélé, sous environ 15 à 35 m de sédiments holocènes, glaciolacustres et morainiques (voir plus bas), une série limoneuse gris souris à lamines d'environ 20 m d'épaisseur attribuée à la progression glaciaire du LGM (q_{slp}, voir fig. 4). DE TRIBOLET (1883b) avait déjà identifié entre le Saut de Brot et Champ-du-Moulin des argiles à lamines stériles.

q_{mR} Moraine (till) rhodanienne

Elle est composée essentiellement de matériaux alpins valaisans: principalement des granites (en particulier le Granite du Mont Blanc ou «protogine»), des

---

Fig. 5: Dépôts glaciolacustres du Pont de la Baleine (coord. 2546.530/1200.480). Les photos sont prises sur le même site, à quelques mètres de distance. a) La moraine rhodanienne surmonte les limons à lamines (argiles feuilletées ou «varves»), ce qui illustre une séquence de progression glaciaire. b) Limons à lamines déformées autour d'un bloc probablement libéré par les glaces flottantes. c) Intercalations grossières à caractère local (graviers sablo-limoneux beiges et blocs jurassiens anguleux) dans les limons glaciolacustres gris, ce qui reflète l'apport des glaciers locaux dans la genèse de ces dépôts. Photos F. Pasquier, 2013.

a)
20 cm
b)
20 cm
c)
20 cm

gneiss, des schistes micacés, des roches claires (aplites), des roches vertes et noires (amphibolites). On trouve la moraine rhodanienne sur le Littoral et le versant sud de la chaîne du lac, et aussi en partie dans les gorges de l'Areuse, sur les deux versants au-dessus de Champ-du-Moulin-Dessous (voir notamment JACOT 2011), et surtout au-dessus du Furcil à Derrière Cheseaux (coord. 2546/1200). Dans le Val-de-Travers, elle n'a été vue que localement (p.ex. au nord de Travers) sous forme de mince placage ou d'accumulation de blocs erratiques. SCHWAAR (1963) indique que les angles morts du relief par rapport à l'avancement du glacier sont plus riches en éléments alpins (42% aux Oeillons du Milieu et à Côte Bruette, au sud de Môtiers). Généralement, la moraine rhodanienne a été remaniée en moraine mixte (voir ci-dessous) par les glaciers locaux ou érodée et recouverte de limons de pente. Sur le versant littoral, la moraine latérale contient une proportion importante de matériel alpin; elle est souvent délavée et fréquemment recouverte d'éboulis dans sa partie supérieure. Elle atteint 1150 m d'altitude au sud-ouest de Vers chez Roulin (coord. 2543/1194). Les accumulations de moraine latérale se remarquent surtout à environ 620, 800 et 900 m d'altitude.

Moraine (till) rhodanienne argileuse

Une moraine de fond argilo-sablo-graveleuse à galets striés (argile à blocaux) a été trouvée dans les gorges de l'Areuse, à la STEP de Champ-du-Moulin (coord. 2549.3/1201.2, fouille), à la hauteur du Furcil (SCHARDT & DUBOIS 1902, bon affleurement aux coord. 2546.530/1200.480), ainsi qu'au-dessus de Travers (fouille coord. 2542.150/1199.550). Sur le Littoral, on la trouve au-dessous de l'altitude de 710 m environ (PORTMANN 1974).

Moraine (till) rhodanienne graveleuse, y c. graviers fluvioglaciaires (progression glaciaire)

Une moraine délavée ou remaniée (fluvioglaciaire de progression) est présente dans les gorges de l'Areuse sur les deux versants, notamment au-dessus de Champ-du-Moulin (sous Fretereules, coord. 2549.000/1201.300, et aux Côtes de Champ-du-Moulin, coord. 2549.100/1200.550). C'est la moraine stratifiée de DU PASQUIER (1894). Au-dessus du Vanel affleurent dans une gravière (coord. 2544.250/1199.600, 880 m) des graviers bien stratifiés à matériel rhodanien, probablement déposés en milieu aqueux en bordure du glacier alors proche de son niveau maximal. Leur aspect assez frais suggère qu'ils n'ont pas été recouverts de glace après leur dépôt. On pourrait éventuellement les considérer comme graviers de retrait ($\mathbf{q_{gf}}$).

Vallums morainiques

Il s'agit de cordons morainiques frontaux ou le plus souvent latéraux. Ils sont conservés sur le Littoral, à la Béroche, aux altitudes de 1020–1010, 930–915,

810–800, 640–630, 600–560 et 540–530 m. Les plus nets sont ceux situés à 640 et 560 m d'altitude. Leur prolongation vers le sud-ouest, sur la feuille Grandson, est décrite comme des drumlins par RIGASSI et al. (2006). Au Val-de-Travers, la digue de Derrière Cheseaux a jadis présenté «l'amas de blocs le plus formidable sans doute qui ait existé dans tout le Jura» (SCHARDT & DUBOIS 1902). Il s'agit d'un vallum frontal descendant de 900 à 820 m d'altitude, probablement remodelé par l'érosion (GOGNIAT 2013) et lié à un important stade de retrait après le LGM (stade D_1 sur la pl. IV, vallum $\mathbf{q_{mRr}}$ sur la fig. 4). De plus petits vallums, latéraux, sont conservés à Sur la Fin à l'est de Brot-Dessous (coord. 2548.4/1201.0, 820 m), au-dessus de Travers au Crépont (coord. 2540.9/1199.5, 870 m), ainsi qu'à Chaintin (coord. 2542.7/1199.9, 820 m) et à la Jotte (coord. 2540.8/1199.1, 810 m), correspondant respectivement aux stades de retrait D_2, C_1 et C_2 de la planche IV.

$\mathbf{q_{mRJ}}$ Moraine (till) mixte (rhodanienne et jurassienne)

Elle est présente dans les gorges de l'Areuse (voir notamment JACOT 2011) et au Val-de-Travers (y c. dans le cirque de St-Sulpice), où les glaciers locaux ont concurrencé le glacier rhodanien. Les dépôts actuels résultent du mélange, de la superposition et du remaniement de ces deux moraines. On trouve aussi la moraine mixte en forage (p.ex. entre 30 et 38 m au forage n° 14 à Couvet, et de 2,5 à 16 m au puits Joly de Noiraigue, coord. 2545.756/1200.135, avec des calcaires du Dogger provenant probablement de la zone du Furcil). Selon R. Arn (comm. pers.), on pourrait mettre en doute le fait que le glacier rhodanien ait pénétré jusqu'au fond du Val-de-Travers durant la dernière glaciation. Il serait possible que tout ou partie de cette moraine mixte corresponde à des dépôts jurassiens glaciaires ou glaciolacustres ayant remanié du matériel alpin d'une précédente glaciation.

Moraine (till) mixte argileuse

Une moraine argileuse (de fond) a été reconnue dans une fouille à Noiraigue (coord. 2545.150/1200.725), au-dessus de Travers à la Jotte (coord. 2540.6/1199.3), et dans un affouillement au Bois de Croix (coord. 2540.217/1198.450), ainsi que dans le cirque de St-Sulpice à la Linière (coord. 2532.950/1195.250).

Moraine (till) mixte graveleuse, y c. graviers fluvioglaciaires (progression glaciaire)

On la trouve au Vanel (coord. 2543.8/1199.5, entre 760 et 790 m), au Crépont et à la Jotte-Dessous sur Travers (860 à 875 m, resp. 790 à 770 m), à la Prise-Sèche sur Couvet (épandage ou zone de remaniement descendant de 940 à 820 m), à St-Sulpice sur la Foule (deux cônes de remaniement mêlés d'éboulis descendant de 890 à 810 m côté ouest et 770 m côté est, coord. 2534.0/1195.8), et à Fleurier-Sassel (tassée et non représenté sur la carte, dépôt estimé à 780–760 m à l'origine). Des dépôts constitués de graviers et cailloux essentiellement jurassiens peu arron-

dis et mal triés ont été reconnus par forage à la base des limons glaciolacustres dans le Val-de-Travers (forage nº 14, voir chap. Forages). Il pourrait néanmoins s'agir en partie de dépôts du delta du Sucre.

Vallums morainiques

On trouve des cordons morainiques latéraux au-dessus de Travers à la Jotte-Dessus et -Dessous (830 et 710 m), au-dessus de Couvet au Bas des Roches (880 à 850 m) et à Plancemont (925 et 905 m), à la Linière de St-Sulpice (820 à 870 m, les vallums supérieurs étant peut-être des formes d'érosion).

q_{mJ} Moraine (till) jurassienne

On la trouve essentiellement en dehors de la zone d'influence du glacier rhodanien (sur et au-delà de la deuxième chaîne jurassienne), mais aussi en aval des cirques locaux (Creux du Van, cirque de St-Sulpice). D'importants dépôts ont été identifiés sur la troisième chaîne, entre les Parcs à l'ouest et la Rocheta au-dessus des Ponts-de-Martel à l'est, avec débordement à Martel Dernier. Des dépôts significatifs ont été identifiés sur la deuxième chaîne au Bas des Roches et du Sapel au Joratel, ainsi qu'au nord-ouest de la feuille sur le pourtour du Mont Châteleu, et au sud-est de la feuille sur le flanc sud de la première chaîne, au-dessous de la combe du Laga et de la Roche Devant. Les dépôts morainiques de la troisième chaîne qui prolongent le système des Bayards ont un à faciès de blocs et graviers de calcaires subanguleux provenant essentiellement du Malm, légèrement polis, sans granoclassement, enrobés d'une matrice limono-argileuse beige-jaune plus ou moins compacte (GOGNIAT 2008).

Dans le Val-de-Travers, les moraines jurassiennes correspondent d'une part à des dépôts antérieurs à l'arrivée du glacier du Rhône, idée déjà proposée par AGASSIZ (1842), corroborée par SCHWAAR (1963) qui indique de la moraine jurassienne sous la moraine rhodanienne ou mixte au nord et au sud de Travers vers 850 et 860 m d'altitude (à Vers chez le Bois et aux Crozats), et d'autre part à des dépôts locaux contemporains à ce glacier ou postérieurs (récurrence jurassienne).

Les moraines argileuse et graveleuse n'ont pas été distinguées l'une de l'autre. La moraine jurassienne est généralement argileuse sur les versants (Val-de-Travers, Mont Châteleu) et plutôt graveleuse sur les reliefs. Dans des forages du thalweg, la moraine jurassienne est décrite comme plutôt graveleuse (en partie remaniée), avec quelques niveaux plus argileux (p.ex. à Couvet au forage nº 14, dès 40 m de profondeur).

Vallums morainiques

Le principal système de cordons morainiques latéral et frontal s'étend sur la bordure sud de la troisième chaîne du Jura, des Bayards aux Combes Dernier et

même à Brot-Dessus (Joratel et Rondel). Ce système est particulièrement développé entre les Parcs et les Charbonnières, au Mont Brenin – Châtagne, au Sapel, à la Grande Coeudre et aux Favarges, à Martel Dernier et aux Emposieux – Joratel. Il est composé de plusieurs vallums parallèles, en général deux à trois, que l'on peut rattacher à des fluctuations climatiques du Tardiglaciaire constituant la récurrence jurassienne placée par ARN (1984) vers 18 à 16 ka BP (GOGNIAT 2013). L'altitude de ces cordons morainiques est maximale (1240 m) entre le Mont Brenin et le Cervelet, elle décroit vers le nord-est (1190 m à la Rocheta) et vers le sud-ouest (1160 m aux Charbonnières, 1100 m aux Parcs). On trouve aussi des systèmes locaux à plusieurs vallums parallèles et probablement du même âge dans les cirques de St-Sulpice et du Creux du Van, au nord et nord-est du Mont Châteleu, ainsi que sous la Roche Devant (un seul vallum cartographié).

Tardiglaciaire

q_{gf} Graviers et sables fluvioglaciaires (retrait glaciaire)

Il s'agit de dépôts graveleux longeant le bord des glaciers, ainsi que de moraines latérales ou frontales remaniées par les eaux de fonte. Des chenaux et épandages ont été identifiés par la géophysique RMT sur le flanc sud du Val-de-Travers, entre Fleurier et Couvet. DU PASQUIER (1894) a relevé la présence de tels dépôts au sud de Fleurier (sans en indiquer l'emplacement exact, voir dépôts deltaïques ci-dessous). On en trouve également plus à l'est sur les versants du Val-de-Travers où ils forment quelques replats à des altitudes généralement supérieures à 800 m (au nord de Couvet: 915 et 800 m à Prise Sèche et 880 m dans le vallon du Sucre; au sud de Travers: 840 m aux Lacherels), ainsi qu'à l'extrémité occidentale des gorges de l'Areuse, au sud de Brot-Dessous (850 à 720 m) et sur le flanc opposé, à Grande Côte (coord. 2548.0/1199.8, entre 820 et 750 m). Les épandages graveleux et sableux à l'ouest du lac des Taillères et à la vallée des Ponts, entre le Joratel et Martel Dernier, sont issus du lessivage des moraines durant le Tardiglaciaire. Sur le Littoral, ils forment des replats à l'arrière de cordons morainiques au Devens et aux Ouches (respectivement à 600 et 650 m d'altitude).

q_{slr} Limons et argiles glaciolacustres (retrait glaciaire)

Les dépôts fins glaciolacustres forment l'essentiel du remplissage du fond du Val-de-Travers et de la vallée de la Sagne et des Ponts. Dans le Val-de-Travers, une épaisse séquence tardiglaciaire de moraine et de limons argileux a été reconnue par H. Schardt en 1927 dans un forage de recherche d'eau (JEANNET 1930). Des forages effectués en 2012 dans la zone industrielle à l'est de Couvet (notamment le forage n° 14) ont permis de reconnaître entre 30 et 7,5 m de profondeur une série tardiglaciaire de limons glaciolacustres laminés à petits galets datés au ^{14}C du

Dryas ancien (GIRARDCLOS et al. en prép.). Leur étude comprend des analyses palynologiques (A.-M. Rachoud-Schneider, en cours) sur environ 22 m d'argiles à lamines du Dryas ancien (datées au sommet de la série de la fin du Dryas I, 15,1 ka étal. BP). Cette séquence est surmontée de quelques mètres de limons crayeux lacustres du Bølling et de l'Allerød (13,7 à 13,2 ka étal. BP), qui se terminent par un niveau d'érosion à environ 5 m de profondeur.

L'étude micropaléontologique des dépôts tardiglaciaires de ces mêmes forages (MOJON et al. en prép.) permet de bien caractériser les dépôts lacustres de cette période et d'y reconnaître les paléoenvironnements typiques de la fin de la dernière glaciation. Une riche microfaune a été récoltée dans le forage n° 14 au-dessus de 29 m de profondeur (marnes varvées grises à dropstones), avec principalement des ostracodes (*Leucocythere mirabilis, Cryptocandona reducta, Candona candida, Cytherissa lacustris, Potamocypris zschokkei, Limnocytherina sanctipatricii, Ilyocypris gibba, Cyclocypris ovum, Cypridopsis vidua, Fabaeformiscandona levanderi, Heterocypris incongruens, Herpetocypris reptans*), ainsi que des lamellibranches au-dessus de 9 m (*Pisidium amnicum*) et des gastéropodes vers 5,5 m (*Bathyomphalus contortus, Valvata cristata, Gyraulus crista*). Entre 4,5 et 7,5 m, la partie supérieure des dépôts tardiglaciaires (marnes gris-verdâtre ferrugineuses à crayeuses) est également caractérisée par une grande quantité de débris végétaux, avec des characées (*Nitella* et *Chara* spp., *Chara globularis*), des diatomées, ainsi que des plantes aquatiques (potamots, myriophylles, lentilles d'eau, nénuphars jaunes, cyperacées, graminées) ou terrestres (*Helianthemum* spp., *Gypsophila repens, Linaria alpina, Linum alpinum, Papaver alpinum,* poacées, armoises, arbousiers, génévriers, pins, bouleaux, saules, peupliers). Les graines d'armoises (*Artemisia* spp.) et d'arbousiers (*Hippophaë rhamnoides*) deviennent particulièrement abondantes au-dessus de 7 m, de même que les restes (aiguilles, cônes) de genévriers (*Juniperus communis*) ou de pins à crochets (*Pinus mugo uncinata*) qui prédominent entre 5 et 6 m, ce qui permet de mettre en évidence dans ces niveaux les stades de réchauffement du Bølling et de l'Allerød (cf. fouilles archéologiques de la région de Neuchâtel, THEW et al. 2009). Concernant l'évolution du milieu lacustre, les premiers ostracodes présents à partir du bas du forage (*L. mirabilis, C. reducta, C. candida*) et en particulier *C. lacustris* caractérisent avec les *Pisidium* des eaux froides et profondes de plus de 40 m. Entre 7,5 et 6,5 m, la transformation et la diversification du contenu micropaléontologique indique un brusque réchauffement et une nette réduction de la tranche d'eau jusqu'à environ 2 m, ainsi qu'une eutrophisation progressive et importante générée par le développement d'une végétation palustre. Les restes de végétaux terrestres indiquent l'expansion sur les reliefs du Jura de landes d'arbustes nains et de prairies steppiques au Bølling, avec une flore arctico-alpine de plantes héliophiles colonisant les éboulis et les clairières des forêts de pins de montagne qui se développent à l'Allerød conjointement à l'extension des forêts riveraines autour du lac du Val-de-Travers.

A Champ-du-Moulin, une série de forages carottés (BMIC 1995) a révélé, sous 4 à 14 m de sédiments holocènes, une série de 5 à 20 m d'épaisseur, limono-sableuse grise à brune à lamines, attribuée au Tardiglaciaire ($\mathbf{q_{slr}}$ de la fig. 4).

A la vallée des Ponts, P.-O. Mojon a identifié sur les rives du Bied des marnes argileuses lacustres varvées à dropstones (coord. 2546.945/1204.595), de la partie supérieure du Dryas ancien comme au Val-de-Travers. Ces dépôts d'environ 5 m d'épaisseur sont caractérisés par des ostracodes (*Cytherissa lacustris, Candona candida, Leucocythere mirabilis*) et de petits bivalves (*Pisidium amnicum, Pisidium pseudosphaerium*) d'eau froide et profonde, indiquant une tranche d'eau significative atteignant 40 m dans un grand paléolac de barrage généré par le relief et éventuellement un glacier jurassien résiduel. Les datations de MATTHEY (1970) à Sous-Martel-Dernier et Sur les Bieds (tab. 3) placent les limons sous-jacents aux tourbes vers la fin du Tardiglaciaire ou au tout début de l'Holocène. Dans la vallée de la Brévine, aucun limon glaciolacustre tardiglaciaire n'a été identifié, les sédiments palustres reposant sur des limons attribués à l'Holocène.

Sur le Littoral, plusieurs forages au-dessus de Gorgier ont révélé des limons sableux par endroits à lamines, gris à jaunes, en partie argileux, avec des niveaux fossilifères (MEIA 1974) entre 523 et 543 m d'altitude (coord. 2549.260/1194.848 et forage n° 22, voir chap. Forages). Ces dépôts témoignent de petits lacs supposés tardiglaciaires, barrés probablement par l'arête de la Pierre jaune de Neuchâtel telle qu'elle affleure juste au sud à 548 m d'altitude.

q_{d1} Graviers et sables deltaïques, terrasses >770 m
q_{d2} idem, terrasses 750–770 m
q_{d3} idem, terrasses <750 m

Il s'agit de dépôts deltaïques dans un lac tardiglaciaire du Val-de-Travers. Les plus importants sont à Buttes (feuille Ste-Croix), à Môtiers, à Couvet et au Vanel (coord. 2543.5/1199.6). Ils sont en général gravelo-sableux à éléments assez arrondis, reconnus dans des forages à Couvet (coord. 2538.439/1197.515) et à Fleurier (coord. 2534.900/1195.015 et 2535.360/1195.130). Des lambeaux de terrasses se trouvent encore à St-Sulpice, Fleurier, Travers et Noiraigue. DU PASQUIER (1894) a reconnu leur caractère de deltas tardi- ou postglaciaires (contenant quelques galets alpins). La stratification oblique observée dans la terrasse inférieure de Fleurier montre un pendage vers le nord-est de 10 à 15° (fouille aux coord. 2535.300/1195.100), jusqu'à 30° (fouille profonde aux coord. 2534.876/1195.071 révélant une épaisseur de 3 m de graviers sur des limons et sables glaciolacustres). BURGER (1959) a tenté de classer les terrasses selon leur niveau, sans grand succès (peu de terrasses corrélables). La carte distingue trois domaines de niveaux, les terrasses élevées (>770 m), moyennes (750 à 770 m) et basses (<750 m). Selon BURGER (1959), les deltas du Sucre (à Couvet) et du Vanel (au Crêt de l'Anneau) ont séparé l'ancien lac en trois sous-bassins qui se sont comblés progressivement.

Holocène

Masses tassées

Les masses tassées et fauchages sont marqués sur la carte par des contacts anormaux où des formations plus anciennes chevauchent des formations plus jeunes pour des raisons gravitaires. Des glissements et tassements postglaciaires sont mentionnés par RICKENBACH (1925) près de Fleurier au Sassel: plaque de Malm (probablement de la Formation de Reuchenette, voir SCHARDT 1901d) sur l'USM; côté nord, un affleurement récent (coord. 2534.270/1194.535) montre un tassement complexe (non représenté sur la carte) de molasse gréseuse OMM sur l'USM observée plus à l'ouest; cette OMM est recouverte de moraine graveleuse remaniée mixte, à forte composante rhodanienne, elle-même coiffée de molasse gréseuse, d'éboulis locaux et de calcaires du Malm. Il en va de même à la Caroline (Formation du Twannbach sur l'«Urgonien») ainsi qu'au-dessus de Travers (Formation du Twannbach sur l'«Urgonien» à la Jotte, Formation de Reuchenette tassée et éboulée au Plan du Four). A Champ-du-Moulin, un important tassement affecte le versant nord au-dessus des Marnes du Furcil (voir pl. II, coupe 7).

Masses glissées

Les glissements de terrain sont très nombreux sur le versant sud du Val-de-Travers, occupé par un synclinal renversé de Molasse et recouvert de moraine. Ce sont généralement des glissements semi-profonds (2 à 10 m) et lents (SDI-BEG 2007b). Plusieurs d'entre eux sont évoqués dans le chapitre Données historiques, notamment le dernier glissement majeur, survenu à Travers en 2006, et le premier dont on ait un souvenir, avant le 18e siècle, au Burcle à Couvet. Sur le versant nord, la construction de la H10 a généré en amont de Noiraigue un important glissement à la Côte de Rosières et des glissements dans la craie lacustre au sud du viaduc du Crêt de l'Anneau (voir chap. Données historiques). Dans les gorges de l'Areuse, les glissements de moraines sur les argiles glaciolacustres en face du Pont de la Baleine et sous le tunnel des Verrières sont commentés par VOUGA (1868) et SCHARDT & DUBOIS (1902). D'autres zones de glissements se trouvent là où le substratum est marneux et partiellement recouvert de moraine, principalement sur le pourtour du Mont Châteleu (nord-ouest de la feuille) et dans les boutonnières de marnes du Membre d'Effingen de l'anticlinal A3 La Baume – La Grande Joux (St-Sulpice, Sagnettes – Trémalmont, Les Combes Dernier). Des éboulis, limons de pente et matériaux cryogéniques subissent aussi des glissements lents. PANCZA (1979) a mesuré quelques mouvements lents dans une coulée centrale à matériaux fins et moyens à la Côte Lambercier (coord. 2543.20/1200.55); les vitesses de glissement y décroissent avec la profondeur (env. 6 cm/an à 10 cm de profondeur, 1 cm/an à 40 cm de profondeur). A la Roche Devant (coord. 2547.6/1197.7),

quelques gros blocs reposant sur des gélifracts fins se sont déplacés de quelques cm/an.

Amas de blocs, dépôts d'éboulement

Les principaux éboulements et amas de blocs sont liés à des couches verticales ou renversées, peut-être déstabilisées suite au retrait glaciaire. Ils sont nombreux dans les gorges de l'Areuse et au pied du Creux du Van (accumulés sur de la moraine), ainsi que sur le flanc sud du Val-de-Travers (p.ex. au Burcle à Couvet, coord. 2539.0/1196.5). Sur le versant nord, signalons ceux de la Caroline à Fleurier (coord. 2534.7/1195.7).

Eboulis, voiles d'éboulis

En général secs, parfois avec limons, déposés en cônes ou voiles, on les trouve au pied des parois et sur les versants pentus (p.ex. Bas des Roches, coord. 2537.7/1198.9; Côte de Rosières, coord. 2543.7/1201.3; Creux du Van, coord. 2545.5/1198.2; Roche Devant, coord. 2547.6/1197.7). Les voiles d'éboulis majeurs ont une pente variant entre 26 et 34°.

Limons caillouteux, dépôt d'altération et de gélifraction

Ces matériaux grossiers de gélifraction, parfois mêlés à du limon et de l'argile d'altération, sont seulement représentés là où il y a une accumulation de débris cryogéniques, éboulis mis à part. On les trouve essentiellement sur les reliefs, par exemple au Soliat. PANCZA (1979) évoque des dépôts de gélifraction principalement dans le domaine périglaciaire.

q_L Limons de pente, colluvions (avec composante lœssique)

Les limons et argiles d'altération et d'accumulation, sur les pentes plutôt douces ou dans les cuvettes des reliefs, ont été cartographiés en grande partie à partir du MNT, ainsi qu'à l'aide d'observations directes, de fouilles, de sondages et de mesures RMT. Les limons de pente sont présents là où la moraine ne prédomine pas (p.ex. flanc sud de la vallée des Ponts). Sur les reliefs, les limons sont en partie d'origine éolienne, en partie cryogénique. A la Châtagne (vallée de la Brévine), ils forment un agrégat argileux rouge-brun foncé contenant beaucoup de grains de quartz (ni arrondis ni mats, peut-être d'origine molassique).

Les dépôts éoliens sont présents un peu partout sur les reliefs comme composant des limons d'accumulation et jouent un rôle important dans la brunification des sols (HAVLICEK & GOBAT 1997). Des dépôts éoliens significatifs n'ont pas été identifiés avec certitude dans la région la feuille Travers. SCHWAAR (1963) in-

dique des limons à caractère lœssique au Joratel, dans la vallée des Ponts. Au sud du Creux du Van, MATTHEY (1949) et BÉGUIN & POCHON (1971) ont identifié dans les sols des minéraux allochtones attribués aux apports éoliens. POCHON (1975) signale que les sols bruns d'accumulation présentent une association minéralogique très répandue et très constante dans le Jura, et qu'ils ont une signature allochtone marquée (quartz, feldspath potassique et chlorite ferrique), dénotant un apport éolien à partir des moraines rhodaniennes et sariniennes du Plateau. MATTHEY (1949) a identifié des cristaux d'épidote, de hornblende, de glaucophane et de rutile dans des couches parfois décimétriques de limons argileux des sols de la chaîne Chasseron – Creux du Van; ces minéraux allochtones lui permettent de corréler ces dépôts au socle cristallin du Pennique moyen, à association épidote-glaucophane typique (WEGMANN 1922). POCHON (1975, 1978), BOUYER et al. (1978), KÜBLER et al. (1990) et HAVLICEK & GOBAT (1996) considèrent que la majorité des dépôts éoliens datent de la fin de la dernière glaciation, du Tardiglaciaire et du Postglaciaire. Des apports récents sont aussi avérés, à partir de tempêtes lointaines, par exemple sahariennes. En raison de la faible couverture quaternaire et des apports allochtones, les sols de la région de la feuille Travers contiennent relativement beaucoup de radon, environ 200 Bq/m^3 ou plus, selon le cadastre neuchâtelois du radon (RACINE 2004).

L'épaisseur des sols est en général faible, souvent inférieure à 30 cm. Sur une quarantaine de stations du bassin de la source de l'Areuse (essentiellement vallée de la Brévine et ses reliefs), BMIC (2010) a noté des épaisseurs de sol de 5 à 50 cm, en moyenne environ 30 cm. Dans les gorges de l'Areuse, ils sont d'une épaisseur comparable, de 30 à 50 cm (voir notamment JACOT 2011). Les sols n'ont pas été cartographiés. Pour la feuille Travers, on se référera à POCHON (1978), AUBERT et al. (1979) et HAVLICEK (1999). En général les sols occupant les hauteurs du Jura sont bruns et plutôt acides (composante éolienne), alors que les sols sur lapiez, dans les pentes régulières et souvent enforestées, sont plutôt brun foncé et basiques. Au Creux du Van, le sous-sol gelé en permanence a permis le maintien d'une flore alpine d'épicéas nains produisant un organosol insaturé à humus brut de type hydromoor, seul représentant suisse à figurer dans l'Atlas écologique des sols du monde de P. Duchaufour (GOBAT 1997).

Tuf calcaire

Il s'agit de dépôts mineurs, par exemple à Vers chez Montandon au sud de Travers, et à la cascade de Môtiers. On en trouve aussi à Gorgier (coord. 2549.470/1194.050, THIÉBAUD 1937) ainsi que tout près de Chez-le-Bart (feuille Neuchâtel, VAUTHIER 1985) et à St-Aubin (feuille Grandson, c'est du tuf qui ferme la Grotte aux Filles, GIGON 1976).

Cônes d'alluvion

Ces dépôts de déjection en éventail représentent un cas particulier d'alluvions sablo-graveleuses (voir plus bas $\mathbf{q_{asg}}$). Selon les formations encaissantes, les matériaux sont grossiers et peu arrondis dans certains cônes (delta, p.ex. à Couvet) et nettement plus fins dans d'autres (colluvions, p.ex. à Travers: Belletta, Sur l'Abbaye, Les Quarres).

q_t Dépôts de laves torrentielles

Il s'agit de coulées de boue avec des cailloux et petits blocs. De tels dépôts avérés sont rares; on en trouve dans le cirque de St-Sulpice et à Vers chez le Bois au nord de Travers (événement de 1761, signalé par J.-J. Rousseau en 1763). Des laves torrentielles potentielles sont signalées par les études de dangers naturels (STUCKY & GEORÉPONSES 2000, MFR et al. 2004, SDI-BEG 2007a, b, 2008, STUCKY 2008) dans des couloirs alimentés par des matériaux quaternaires.

q_b Dépôts torrentiels

Ces dépôts fluviatiles indifférenciés se trouvent dans le fond des petits vallons, par exemple à Tartemont (coin nord-ouest de la feuille), à Martel Dernier et Molta, aux Sagnettes, au Breuil de Môtiers. Ils sont grossiers ou fins, comme le montrent des sondages dans le vallon du Sucre à Couvet (coord. 2538.3/1198.0, sable gravelo-limono-argileux gris olive à matériel alpin).

q_d Sables graveleux deltaïques (lac de Neuchâtel)

Il s'agit de dépôts lacustres en terrasses, le long du Littoral. Ces terrasses sont situées à 433–432 m d'altitude à Gorgier, à St-Aubin et à Vaumarcus (feuille Grandson), témoins des rives du lac avant la correction des eaux du Jura.

q_{asg} Alluvions récentes sablo-graveleuses

Ces alluvions fluviatiles grossières se trouvent essentiellement dans la plaine entre Fleurier et Môtiers, où elles constituent un aquifère exploité (voir chap. Hydrogéologie) d'une dizaine de mètres d'épaisseur ayant érodé partiellement et recouvert les dépôts lacustres fins. Cet aquifère a été reconnu par forages et géophysique RMT (BMIC & BIELER 1994, CORNAZ 1995, BADERTSCHER 2001). Des dépôts similaires caractérisent aussi les alluvions de l'Areuse à St-Sulpice, du Buttes et de la Raisse en amont de Fleurier et du Bied à Môtiers.

q_{asL} Alluvions récentes sablo-limoneuses

Ces alluvions fluviatiles fines, à Môtiers, forment la partie aval de l'épandage alluvionnaire provenant de Fleurier (BMIC & BIELER 1994, CORNAZ 1995, BADERTSCHER 2001).

q_{aL} Alluvions récentes limoneuses (y compris limons et argiles lacustres)

Ces dépôts fins se rencontrent essentiellement dans le thalweg du Val-de-Travers et ont été reconnus par de nombreux forages sur une épaisseur d'environ 2 à 6 m. On les trouve en surface entre Môtiers et Travers et aux extrémités du lac des Taillères, sous des sédiments d'atterrissement (craie lacustre et tourbes) entre Travers et Noiraigue et à l'ouest de la vallée des Ponts, ainsi que sous des alluvions grossières de Fleurier à Môtiers et à Champ-du-Moulin.

DU PASQUIER (1894) décrit les limons très fins du Val-de-Travers comme des dépôts lacustres (nombreuses coquilles d'eau douce: limnées, planorbes, *Pisidium*). MATTHEY (1970) a daté la couche supérieure de ces sédiments, à la base de la séquence tourbeuse, du Dryas récent – Préboréal dans les vallées des Ponts et de la Brévine, et de l'Atlantique récent à Noiraigue (voir tab. 3). Le diagramme palynologique de MATTHEY (1970) établi à Noiraigue I (coord. 2545.075/1200.350) indique le début du Préboréal (*Pinus, Artemisia*) à 10 m de profondeur, le début du Boréal (*Corylus*) à 9,3 m, le début de l'Atlantique (chênaie mixte) vers 5,8 m, le début de l'Atlantique récent (*Fagus*) à 1,4 m. A Sur le Vau (coord. 2543.385/1199.845), les limons lacustres affleurent sous environ 5 m de craie lacustre. Dans la zone industrielle de Couvet (forage n° 14, voir chap. Forages) les limons lacustres holocènes manquent, et les dépôts tourbeux d'atterrissement (craie et tourbe, voir ci-dessous) se trouvent directement sur les dépôts érodés de la fin du Pléistocène (Allerød et Dryas récent).

q_c Craie lacustre

Les craies lacustres se sont développées essentiellement dans la partie aval du Val-de-Travers, sur plusieurs mètres d'épaisseur. THIÉBAUD (1937) a prélevé des échantillons sur 3 m d'épaisseur dans la rive gauche de l'Areuse en aval de Travers (coord. env. 2542.340/1198.990). Ce sont des craies argileuses grises ou des craies blanches constituées par une accumulation de thalles calcifiés de characées. A. Favre (in THIÉBAUD 1937) en a déterminé la faune malacologique, assez proche des espèces actuelles (limnées, *Valvata,* planorbes, *Pisidium*). A l'est de Couvet (zone industrielle, forage n° 14), la craie, essentiellement formée de débris de tiges de characées, apparaît au-dessus de 5,5 m de profondeur, avec des bivalves et des gastéropodes. A Sur le Vau, un affleurement de craie lacustre d'environ 5 m d'épaisseur sur la rive gauche de l'Areuse (coord. 2543.385/1199.845) a livré de

nombreux microfossiles (MOJON et al. en prép.), avec des gastéropodes (*Radix balthica, Planorbis carinatus, Valvata piscinalis, Valvata cristata, Bathyomphalus contortus, Gyraulus crista, Hippeutis complanatus*), des bivalves (*Sphaerium corneum, Pisidium* spp.), des characées (thalles calcifiés et gyrogonites de *Chara globularis*), des ostracodes (*Candona candida, Fabaeformiscandona levanderi, Pseudocandona rostrata, Candonopsis kingsleii, Cryptocandona reducta, Cyclocypris ovum, Limnocythere inopinata, Limnocytherina sanctipatricii, Metacypris cordata, Potamocypris villosa, Cypridopsis vidua, Herpetocypris reptans*) et des restes de lentilles d'eau (*Lemna* spp.) particulièrement abondants dans la partie basale argileuse. L'ensemble de ces microfossiles indique une tranche d'eau estimée à quelques mètres au maximum. Une datation au ^{14}C de la partie basale de ces sédiments, effectuée dans le cadre d'une étude du Tardiglaciaire au Val-de-Travers (GIRARDCLOS et al. en prép.), indique un âge de la fin du Préboréal (10,577 à 10,744 ka étal. BP).

Tourbières exploitées, sol tourbeux sur dépôt de comblement

Il s'agit de dépôts palustres, essentiellement des dépôts tourbeux (tourbe de bas-marais, avec craie lacustre et limons argilo-calcaires), qui occupent une grande partie des fonds de vallée et forment en général la base des tourbières, pour la plupart exploitées et drainées (leur extension peut en général être lue sur l'image MNT). A Couvet (forage n° 14), la série postglaciaire commence par un hiatus de sédimentation à 4,5 m de profondeur au-dessus duquel se trouvent des dépôts palustres datés au ^{14}C de 0,55 ka étal. BP (GIRARDCLOS et al. en prép.), et se termine par une mince couverture alluviale.

Tourbières

De très importantes accumulations de tourbe existaient autrefois dans les vallées de la Brévine et des Ponts. Après l'exploitation intensive du 19e et du début du 20e siècle, il reste quelques témoins importants, aujourd'hui protégés. Des accumulations d'extension significative occupaient aussi le fond du Val-de-Travers, entre Môtiers et Couvet et entre Travers et Noiraigue, sur une épaisseur de 1 à 3 m. D'autres accumulations plus petites se trouvent sur les reliefs anticlinaux, généralement sur les marnes du Membre d'Effingen de boutonnières (Les Sagnettes, Le Câble, Les Combes Dernier). Les tourbières reposent sur des substrats imperméables: molasse, moraine ou dépôts d'atterrissement (craies lacustres ou limons fins).

Les recherches de SPINNER (1926, 1929) près du lac des Taillères (Placettes, Varodes) et au Grand Cachot montrent 3 à 5 m de tourbe reposant sur de la moraine. Les analyses palynologiques illustrent l'évolution du climat et de la végétation durant l'Holocène, en principe dès le Préboréal. Vers la fin de la période atlan-

tique, le climat devient plus humide et tempéré, et les steppes garnies de quelques pins font place à une forêt de conifères et de hêtres. Cela correspond à l'établissement des lacustres sur le Littoral. Au Grand Cachot, cette transition se situe au milieu de l'épaisseur des accumulations de tourbe, vers 2,5 m de profondeur, et se caractérise par le passage des tourbes de type Eriphoretum à celles de type Sphagnetum. Durant tout l'Holocène, le taux d'accumulation des tourbes est estimé à 0,4 mm/an en moyenne. Selon DRUARD et al. (2010, p. 4), la tourbe atteint généralement 4 m d'épaisseur dans la vallée de la Brévine (jusqu'à 6 m au Grand Cachot). Dans les conditions les plus favorables, au Bois des Lattes (vallée des Ponts), elle atteint jusqu'à 8 m d'épaisseur.

MATTHEY (1970) a daté la formation des tourbières (tab. 3) dans les vallées de la Brévine (Le Cachot), de la Sagne et des Ponts (Martel Dernier et Sur les Bieds) et au Val-de-Travers (Noiraigue). Le comblement des lacs a été semble-t-il plus précoce dans la vallée des Ponts.

Les tourbières actives sont protégées par la législation fédérale. Celle des Sagnes Rouges à Noiraigue présente une structure typique de haut-marais, tandis que celle des Bochats à Môtiers est caractéristique d'une forêt alluviale régulièrement inondée (ECOCONSEIL & PATURAGE CONSEIL ET PROJETS 1993).

Tab. 3: *Datation des accumulations de tourbe (MATTHEY 1970).*

Localisation du sondage	Période	Datation ^{14}C (non étal.)
Sous-Martel-Dernier (coord. 2544.750/1203.430)	Dryas récent (III)	Base de la séquence tourbeuse: 10,95 ± 0,12 ka BP
Sur les Bieds (coord. 2546.740/1203.450)	Préboréal	Base de la séquence tourbeuse: 9,36 ± 0,1 ka BP
Tourbière du Cachot[1] (coord. 2542.050/1206.450)	Atlantique ancien	Premier tiers de la séquence tourbeuse: 6,22 ± 0,1 ka BP
Noiraigue (coord. 2544.875/1200.550)	Atlantique récent	Base de la séquence tourbeuse: 5,82 ± 0,1 ka BP

[1] Feuille Le Locle

Marais

Les marais, bas-marais et zones humides en dehors des tourbières sont en général de faible extension. Des zones humides se développent fréquemment sur les dépôts d'atterrissement. Ce figuré est peu utilisé sur la carte, on le trouve par exemple au Châteleu-Loge, à l'extrémité ouest du lac des Taillères, au Châble sur Couvet, aux Sagnettes. Les zones drainées indiquées dans les bas-versants et les fonds de vallée par le système d'information du territoire neuchâtelois (SITN

2011) se rapportent généralement à des dépôts morainiques, alluviaux ou tourbeux plutôt qu'à des marais.

Terrains modelés artificiellement

Les terrains remodelés sont généralement liés aux réaménagements de glissements (p.ex. à Travers) et ne sont pas représentés en tant que tels. De plus en plus modifications sont liées aux aménagements agricoles. Les cibleries de stands sont des terrains remodelés à petite échelle et ne sont pas représentés, de même que les terrains construits, sauf exception. Les déblais accompagnent généralement les remblais sur les terrains en pente et ne sont pas représentés, sauf exception comme à Gorgier pour les voies CFF ou à la Combe de la Racine (coord. 2538.38/1203.42).

Dépôts artificiels, remblais

Les remblais se sont développés d'abord pour les voies de communication (lignes ferroviaires au 19e siècle, routes cantonales vers le milieu du 20e siècle) et en relation avec les exploitations souterraines du début du 20e siècle (mines à St-Sulpice, Travers et Noiraigue), puis principalement au tournant des 20e et 21e siècles, pour la construction des autoroutes (région de Gorgier), l'installation de zones industrielles (à l'est de Couvet) et l'agrandissement des exploitations forestières et agricoles. Les remblais importants ont souvent donné lieu à des études géotechniques accompagnées de forages.

Les décharges sont des remblais constitués de matériaux anthropogènes, souvent déposés dans des excavations (gravières, marnières) ou des dépressions naturelles (vallons, dolines). Elles dépassent souvent le niveau du sol, comme c'est parfois le cas dans la plaine alluviale entre Couvet et Fleurier. Elles ont été cartographiées selon le cadastre neuchâtelois des sites pollués (SENE 2009). Götschmann (1995) a étudié les principales décharges du Val-de-Travers. Des études sont en cours sous l'égide du canton pour l'assainissement des décharges de Clos-Donzel à Fleurier (coord. 2535.7/1195.1), Petits Marais à Couvet (coord. 2538.0/1196.7) et Entre-Roches à St-Aubin (coord. 2548.2/1194.3), dont le contenu présente une menace pour l'environnement. Les épaisseurs sont variables, ainsi que la composition des matériaux. La décharge de la Combe de la Racine dans la vallée de la Brévine (coord. 2538.2/1203.1) a été assainie par l'ISSKA en 2011.

MORPHOLOGIE

Modèle numérique de terrain (MNT)

Le MNT est une base très utile pour apprécier la morphologie; il a fourni de très nombreuses informations, telles que repères topographiques (routes, bâtiments, remblais, cours d'eau), zones d'affleurement, suivi des limites de couches, repérage des discontinuités, dolines, identification de la couverture quaternaire (moraines, vallums). Il permet un repérage et des ajustements des limites de formation, par exemple à Fretereules (les meilleurs levés sont ceux de J. Meia et d'E. Frei, mais ni l'un ni l'autre ne correspondent bien aux limites de couches). En outre, certaines couches ressortent bien en contexte favorable et sont donc plus faciles à cartographier, par exemple les biohermes de la Formation de Günsberg. Sous forme de courbes de niveau, il sert enfin à l'analyse des pentes et ruptures de pente.

Mouvements de terrain

Masses tassées, masses glissées

Elles sont décrites au chapitre Holocène. On trouvera des inventaires sur les mouvements de terrain dans les études sur les dangers naturels (STUCKY & GEORÉPONSES 2000, MFR et al. 2004, SDI-BEG 2007a, b, 2008, STUCKY 2008). Les craies lacustres représentent un milieu difficile pour les fondations d'ouvrages. Les caractéristiques géotechniques de la craie et des limons lacustres sont décrites en détail par HÄFELI (1957b) dans le cadre des fondations sur pieux du viaduc du Crêt de l'Anneau. Des événements particuliers sont évoqués au chapitre Données historiques.

Effondrements anthropogènes (fontis)**, affaissements anthropogènes**

L'effondrement des galeries souterraines à St-Sulpice, à la Presta et au Furcil (Noiraigue) a provoqué des fontis et des affaissements de routes (voir chap. Données historiques). D'autres effondrements sont naturels, soit d'origine karstique (p.ex. à Sur le Crêt au sud de Couvet, coord. 2539/1195, F. Dessaules, comm. pers.), soit hydrologique (par lessivage de niveaux sableux dans les alluvions limoneuses, p.ex. entre Pré Monsieur et Môtiers). L'affaissement différentiel de nombreuses maisons, notamment à Travers le long de la route cantonale, dénote la présence de terrains instables (craies et limons lacustres).

Modelé

Pertes

Les pertes, appelées aussi ponors dans les poljés, font partie des inventaires spéléologiques (Baron 1969, Gigon 1976, Deriaz 2007). Les principales pertes sont situées à la Brévine et au Moulin du lac des Taillères, ainsi que dans la vallée des Ponts, au Voisinage et sous la Roche Berthoud. D'autres pertes, plus petites, se trouvent à l'ouest des Charmottes (coord. 2537.70/1205.15). Les pertes n'ont pas été représentées si elles se situent dans une doline (Brot-Dessus, Combe Varin).

Dolines

Les dolines se trouvent de manière préférentielle en bordure des terrains marneux et gypsifères (p.ex. le long de la Formation du Goldberg dans la vallée de la Brévine) et le long de discontinuités tectoniques (p.ex. le long de décrochements sénestres au sud-ouest du Soliat). Elles sont aussi plus nombreuses aux points de flexure ou aux points bas des anticlinoriums (notamment dans la Formation de Reuchenette), et en bordure des synclinaux. Les dolines signalées dans les moraines jurassiennes se prolongent dans le substratum, par exemple aux Grands Prés (coord. 2533.640/1197.745) et à la Rocheta (coord. 2543.4/1205.0).

Dépressions sans exutoire superficiel, ouvalas

Outre l'ouvala du Soliat (coord. 2545/1196–1197) où plus de trente dolines se concentrent à l'intérieur d'un losange allongé de 1450 m, les principales dépressions fermées, dues à l'érosion karstique, se retrouvent autour du Crêt des Allemands (coord. 2532–2535/1197–1199), du Bois de l'Halle (coord. 2536–2537/1200–1202) et au sud de la Brévine (coord. 2537/1202). La vallée de la Brévine comme celle des Ponts sont des dépressions fermées d'origine tectonique, puisque ce sont la structure synclinale du substratum calcaire et le remplissage molassique et morainique imperméable qui forcent l'eau à s'infiltrer par les bords du bassin puis à circuler sous pression pour rejoindre les sources de l'Areuse ou de la Noiraigue 280 ou 270 m plus bas. Le fichier SIG (BDSIG 30 à 38) de Burkhard et al. (2000) inventorie et décrit les ouvalas, ponors et dolines (58 grandes dolines et 256 petites, de diamètre inférieur à 50 m).

Grottes, gouffres, glacières

Ces cavités karstiques sont décrites dans les inventaires spéléologiques (Baron 1969, Gigon 1976, Deriaz 2007), qui en décrivent 84 sur le territoire de la feuille Travers, dont 66 en territoire neuchâtelois. Elles se sont formées le long de

Tab. 4: *Quelques cavités karstiques représentatives et glacières (d'après* GIGON *1976, sauf mention contraire).*

Grotte de la Cascade de Môtiers (coord. 2537.625/1195.265, 770 m), dans la Formation du Twannbach, développement exploré sur 1542 m et profondeur de 85 m le long des couches et de diaclases de direction NW.
Grotte du Chapeau de Napoléon (coord. 2533.950/1195.225, 840 m), dans la Formation de Reuchenette, développement de 264 m et profondeur de 82 m, constituée d'une galerie descendante, de salles, galeries et puits.
Gouffre du Cernil Ladame (coord. 2538.050/1194.050, 1100 m), dans les Formations du Twannbach et de Reuchenette, développement de 750 m et profondeur de 177 m, constituée de galeries, puits, cheminées et salle (BOURRET 1980).
Grotte 1 des Cambudes (coord. 2538.310/1199.925, 1040 m), dans la Formation de Balsthal, développement de 175 m parallèle à la stratification et fonctionnant comme source temporaire.
Gouffre 1 de la Côte de St-Aubin (coord. 2548.1/1197.7, 1280 m), dans la Formation de Reuchenette, développement de 135 m et profondeur de 42 m, comprenant un puits de 35 m, une galerie montante, des diaclases.
Grotte de l'Ubena (coord. 2534.025/1196.375, 940 m), dans la Formation de Günsberg, développement de 125 m et profondeur de 9 m, composée de salles et galeries de direction NE, le long de couches montrant des plissements locaux, et comprenant un ruisseau souterrain temporaire.
Glacière de Monlési (coord. 2534.962/1198.985, 1135 m), dans la Formation de Reuchenette, 3 puits, 110 m de développement et 38 m de profondeur, petit glacier de 40 × 29 × 15 m (en 1976 environ).
Glacière du Creux Bastian (coord. 2543.045/1196.590, DERIAZ 2007), dans la Formation de Reuchenette, volume de glace env. 400 m^3 dans les années 1970, 50 m^3 en juillet 2002.
Glacière du Gouffre de Bellevue (coord. 2542.095/1194.860, DERIAZ 2007), dans la Formation de Balsthal, la masse de glace a fondu, de 1000 à 2000 m^3 dans les années 1959–1984 à 160 m^3 en août 2002.

discontinuités tectoniques ou de joints de stratification, avec un développement moyen de 20 à 30 m et une profondeur d'une quinzaine de mètres. La glacière la plus connue et la plus grande est celle de Monlési (GIGON 1976). Des glacières sont également présentes au Creux Bastian et au Gouffre de Bellevue (DERIAZ 2007). Une liste annotée des glacières et de quelques autres cavités karstiques parmi les plus représentatives est donnée dans le tableau 4.

De nombreux gouffres ont été pollués par des déchets divers; quelques-uns ont été assainis (p.ex. ceux de Combe de la Racine: coord. 2538.2/1203.1, et de Prise Fège: coord. 2532.630/1198.430, par l'ISSKA). Certains gouffres sont récents (gouffre de la Victorine: coord. 2536.875/1201.050, 1120 m, petite cavité qui s'est ouverte en 1963, orifice de 0,3 × 0,4 m, profondeur de 5,5 m, actuellement comblé).

Vallées sèches

Il s'agit de dépressions locales allongées, généralement liées aux écoulements en bordure ou au front des anciens glaciers. Seules les plus importantes sont indiquées. On les trouve généralement sur les hauteurs (p.ex. à la Baillode, coord. 2542.4/1196.5), au sommet des versants (p.ex. en haut de la Combe Hory, coord. 2546.5/1201.5) ou dans les versants. Les vallées sèches se sont probablement développées plus particulièrement au front des glaciers jurassiens atteignant la bordure des versants. Il y a par ailleurs dans la moraine de la Béroche toute une série de sillons d'érosions dans deux directions proches du sens de la pente, bien marqués entre 1000 et 700 m d'altitude, entre les Prises de Montalchez à l'ouest et les Ouches à l'est.

Axes de paléovallée

Ancienne vallée alluviale, paléosillon: le plus important paléosillon va de Noiraigue à l'aval du Saut de Brot, sous les moraines rhodanienne et jurassienne (Creux du Van); voir la carte de SCHARDT & DUBOIS (1902). Cette carte mentionne aussi un paléosillon à Champ-du-Moulin, dans la moraine dominant la rive gauche, jusqu'à la combe de la Verrière. Il s'agit dans les deux cas de l'ancien axe de la vallée, comblé au cours de la dernière glaciation. D'autres sillons, plus petits et d'origine fluvioglaciaire, ont été détectés par la géophysique RMT dans le flanc sud du Val-de-Travers, entre Fleurier et Môtiers.

Bords de terrasse fluviatile ou deltaïque

Ils ont été cartographiés sur les bas versants du Val-de-Travers, en tant qu'indices ou témoins de deltas déversés dans un ancien lac. Les terrasses se situent à différentes altitudes correspondant à différents niveaux du lac. Elles ont été regroupées et cartographiées en niveaux supérieurs (>770 m), intermédiaires (de 750 à 770 m) et inférieurs (<750 m). Les terrasses les plus élevées se situent à 800 m environ (delta du Sucre à Couvet), et les moins élevées à 733 m environ (entre Travers et Noiraigue).

Bords d'érosion

Ils ont été cartographiés dans le cirque de St-Sulpice, sur les versants du Val-de-Travers et dans la partie ouest des gorges de l'Areuse. Ils peuvent être l'indice de bordure de glacier, de rivage d'ancien lac ou de mouvements de terrain. Ces bords d'érosion sont à des altitudes variables, mais nombre d'entre eux se trouvent aux environs de 800, 760 et 740 m d'altitude, des altitudes qui pourraient correspondre à des niveaux de l'ancien lac du Val-de-Travers.

Niches d'arrachement

Elles sont indiquées au-dessus des glissements, nombreux sur le flanc sud du Val-de-Travers.

Fissures ouvertes, diaclases de décompression

Elles sont indiquées à la Clusette (coord. 2546.3/1200.9, MEIA 1986) et au-dessous des Rochers des Miroirs (coord. 2549.85/1200.25).

Les autres formes de modelé figurant sur la carte (vallums, voiles d'éboulis, cônes d'alluvion) sont décrites au chapitre Quaternaire.

TECTONIQUE

Généralités

Le territoire couvert par la feuille Travers se situe entièrement dans le Jura plissé. Les grands traits structuraux (chevauchements, décollements, séparation en compartiments par les grands décrochements sénestres et dextres) sont schématisés dans les synthèses sur la géologie de la Suisse (p.ex. TRÜMPY 1980), les cartes géologique et tectonique de la Suisse au 1:500 000, ainsi que par la carte géologique française au 1:250 000 (feuille Thonon-les-Bains, BROQUET et al. 1985). Des données plus précises sont fournies au 1:50 000 pour le canton de Neuchâtel (KIRALY 1973), notamment la carte représentant le toit du Membre d'Effingen («Argovien»), revue par JEANNIN (1997) qui y a apporté quelques modifications. Ces deux dernières cartes structurales sont basées en partie sur des travaux antérieurs, par exemple la carte du toit du Membre d'Effingen de RICKENBACH (1925) pour la partie ouest de la feuille.

Les travaux de SCHARDT (1920) et d'AUBERT (1958, 1975), ainsi que les anciennes cartes régionales (RICKENBACH 1925, THIÉBAUD 1936, FREI 1942, MEIA 1986) fournissent la base de l'image tectonique. De nouvelles données importantes proviennent de la prospection géophysique pour la recherche pétrolière (SOMMARUGA 1997, VALLEY et al. 2004, TURRINI et al. 2009) ou d'interprétations récentes (C. Robert-Charrue in PGN 2008, U. Eichenberger in ISSKA 2011).

Coupes géologiques

Une série de 7 coupes au 1:50 000 orientées NW–SE illustrent les structures géologiques présentes sur la feuille Travers (pl. II). Ces coupes sont construites jusqu'au socle au sens large (Buntsandstein, Permo-Carbonifère et socle cristallin) afin d'insérer dans un cadre général cohérent la partie affleurante de la série sédimentaire, jusqu'au Dogger. Le toit du Buntsandstein tel que présenté sur la figure 6 a servi de contrainte inférieure pour nos coupes et les informations de surface figurant sur la carte géologique de contrainte supérieure. Le toit du Buntsandstein a été défini sur la base des résultats de TURRINI et al. (2009), présentés de manière plus détaillée pour la région de la feuille Travers dans CELTIQUE ENERGIE NEUCHÂTEL (2011). L'extrapolation des structures en profondeur s'est largement inspirée des coupes d'anciens auteurs (SCHARDT & DUBOIS 1902, RICKENBACH 1925, THIÉBAUD 1937, FREI 1964, MEIA 1986) et d'auteurs plus récents (SOMMARUGA 1997, 2011, BURKHARD 2000, C. Robert-Charrue in PGN 2008, BURKHARD et al. 1998, VALLEY et al. 2004), ainsi que des cartes structurales existantes (RICKENBACH 1925, KIRALY 1973). Entre la zone peu profonde et le toit du Buntsandstein, l'interpolation a été ajustée dans toute la mesure du possible aux profils sismiques

décrits par SOMMARUGA (1997) et TURRINI et al. (2009), ainsi qu'à un profil sismique de VALLEY et al. (2004) dans la vallée des Ponts (voir chap. Géophysique).

Les épaisseurs des formations sur les coupes sont schématiquement celles indiquées au chapitre Stratigraphie et résumées sur la figure 1, à savoir 50 m pour le Buntsandstein, 750 m pour le Muschelkalk, 250 m pour le Keuper et les marnes rhétiennes, 250 m pour le Lias et les Argiles à Opalinus, 260 m pour le Dogger calcaire (D), 180 m pour le Malm inférieur marneux (E), 365 m pour le Malm supérieur calcaire (M) et 220 m pour le Crétacé (C).

La principale différence avec les coupes existantes récentes est la participation partielle du socle aux structures de plissement, malgré la présence d'un décollement basal. Le rôle du socle dans les déformations de la couverture est souligné par RIGASSI (2011), qui s'appuie notamment sur les résultats de PAVONI (1961) et WEGMANN (1963). USTASZEWSKI & SCHMID (2007) ont démontré ce rôle dans la déformation du Jura septentrional au Pliocène. Sur les coupes, ce rôle est illustré notamment par deux failles inverses tardives (N1 et N2 sur la fig. 7) qui prennent racine dans le socle et traversent toute la couverture, ainsi que par des chevauchements dont la rampe est initiée par une rupture de courbure du toit du socle. Ces deux phénomènes sont lisibles sur les profils sismiques.

Les modèles 3D développés dans la région méridionale de la vallée des Ponts (VALLEY 2002, BORGHI 2008) permettent de contrôler la cohérence des géométries. Ainsi le récent modèle de FOURNIER (2012) pour Celtique Energie Neuchâtel SA souligne-t-il la pertinence d'une faille rétrochevauchante à la Côte de Rosières qui relie la région du Rotel à celle du Furcil (pl. II, coupe 5, fig. 7).

Schéma tectonique

L'esquisse tectonique (en marge de la carte), les isohypses du toit du Buntsandstein (fig. 6) et du Dogger (pl. III), l'écorché (pl. I) et les coupes (pl. II) illustrent les structures générales de la région de la feuille Travers, schématisées sur la figure 7.

Selon TURRINI et al. (2009, fig. 6), le socle s.l. est bombé sous l'axe Fleurier – vallée des Ponts, et limité du côté nord-ouest par un accident tectonique SW–NE (faille chevauchante?) qui pourrait correspondre à l'accident du socle décrit par RIGASSI (2011, p. 78s) entre le Locle et Fleurier et se prolongeant jusque dans la région de Ste-Croix. Ce bombement du socle traduit un raccourcissement, correspondant soit à un chevauchement plus profond, soit à une inversion d'anciens grabens. Comme BROQUET et al. (1985) et SOMMARUGA (2011, fig. 5), nous avons admis une zone de décollement basal généralisé vers la base du Muschelkalk, avec un déplacement vers le nord-ouest (raccourcissement de 25 à 30 km) et des rétrochevauchements locaux à la base des séries chevauchantes, notamment sous le troisième anticlinal (St-Sulpice – Les Combes Dernier, voir plus bas). L'épaisseur

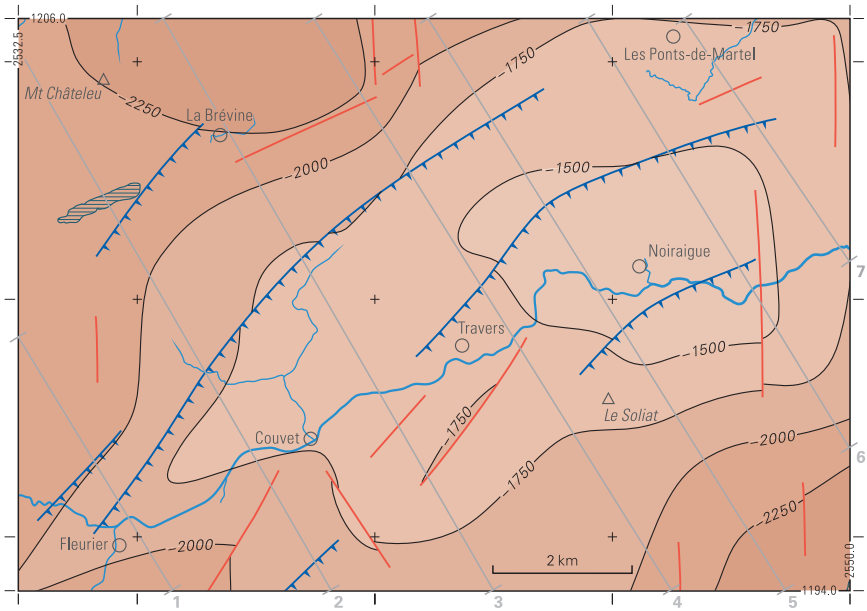


Fig. 6: Isohypses du toit du Bundsandstein (m s.m.), modifié d'après TURRINI et. al. (2009) et CELTIQUE ENERGIE NEUCHÂTEL (2011). Les failles normales sont en rouge, les failles inverses en bleu.

du Muschelkalk varie en fonction des déformations lors des charriages, essentiellement au niveau des couches de sel (voir la coupe de D. Rigassi passant par Couvet in BROQUET et al. 1985, fig. 6).

La couverture sédimentaire a été déformée et présente des plis orientés principalement SW–NE suggérant une poussée perpendiculaire à cette direction (en réalité différents modèles sont possibles, voir BURKHARD 1990). Les plis majeurs sont combinés à des chevauchements. Le massif plissé est subdivisé en compartiments par des failles espacées de 2 à 8 km de direction N–S (décrochements sénestres parallèles au décrochement KT de la Tourne, fig. 7) ou WNW–ESE (décrochements dextres parallèles au décrochement LL de la Lance). A grande échelle, ces discontinuités se marquent par de légers abaissements affectant les reliefs, et surtout par des changements d'orientation des axes anticlinaux et synclinaux, bien visibles sur le MNT, dénotant une possible composante rotationnelle de la déformation (à ce sujet voir AFFOLTER & GRATIER 2004). Ainsi la rupture d'orientation de l'anticlinal de Trémalmont au Sapel correspond à un décrochement dextre (L4, fig. 7). Ce décrochement est aussi responsable de la déformation de l'axe anticlinal du Mont de Travers vers l'est (vers Solmont). Il se poursuit à l'est par la faille du

Laga et par une faille analogue bien visible dans les gorges de l'Areuse au Saut de Brot (voir pl. I). Le coin du Creux du Van s'insère entre les zones cisaillantes K5 (sénestre) et L4 (dextre, fig. 7); cette dernière déplace les chevauchements B1, B2 et C1 vers le sud-est, dans les gorges de l'Areuse. De même, au sud de Môtiers, la faille cisaillante L0 déplace le chevauchement B1 vers le sud-est. Les ruptures d'orientation des vallées aux Charmottes, à la Châtagne et aux Combes Dernier correspondent à un autre décrochement dextre (L5) conditionnant l'ouverture de la vallée des Ponts et un changement de vergence des chevauchements (C2' et C1', comparer pl. II, coupes 5 et 6). Par le Bois de l'Halle et la Brévine passe une grande zone de failles N–S apparemment sans décrochement sénestre (K2), qui sépare des chevauchements à vergence nord du côté occidental de la vallée de la Brévine, de chevauchements à vergence sud du côté oriental (comparer pl. II, coupes 3 et 4). D'autres décrochements sénestres, moins importants, affectent le massif (p.ex. K7 à l'anticlinal de Solmont). Le système K6, entre le Voisinage et Martel Dernier, est peut-être le correspondant de K5 sur la première chaîne. Globalement les décrochements dextres influencent davantage les directions des plis et des chevauchements que les décrochements sénestres.

Sur les coupes 1 à 7 (pl. II), la déformation se présente en grands plis coffrés sur des rampes chevauchantes de plusieurs kilomètres, comme décrit par SCHAER et al. (2008). Les chevauchements sont dirigés de manière préférentielle vers le nord avec des rétrochevauchements secondaires. L'importance des rétrochevauchements a été montrée par BITTERLI (1990) dans l'anticlinal du Weissenstein. Les régions où les chevauchements ont une vergence nord sont séparées des régions à vergence sud par des zones de failles, comme à la Brévine. Les structures sont relativement simples sous le premier anticlinal et le Val-de-Travers, elles se compliquent sous le deuxième anticlinal et surtout sous le troisième, où les vergences des chevauchements changent de sens.

Selon BURKHARD (1990), le plissement du Jura a eu lieu principalement au début du Miocène moyen tardif (Serravallien), mais une phase précoce a pu avoir lieu à l'Oligocène (AUBERT 1975). VALLEY et al. (2004, p. 288) suggèrent un bombement à l'Oligocène tardif, une dépression du Miocène précoce (Burdigalien) à la fin du Miocène moyen (Serravallien), et un plissement au Miocène tardif. Une phase tardive probable se déroule entre le Tortonien et le présent, dont l'occurrence et l'extension temporelles sont toujours débattues (BURKHARD 1990). On peut probablement y rattacher les failles chevauchantes jugées tardives affectant le troisième anticlinal (N1, fig. 7) et le deuxième anticlinal (N2). Les coupes 1 à 5 (pl. II) la décrivent comme déplaçant les chevauchements, alors que sur la carte elle paraît déplacée par des décrochements.

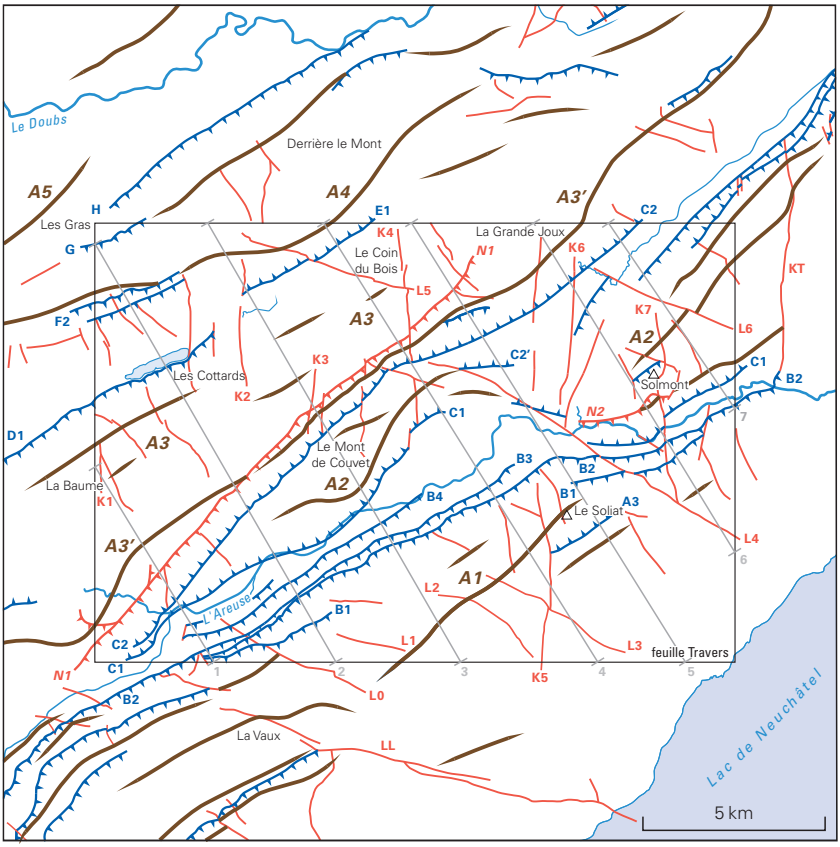


Fig. 7: Schéma tectonique simplifié. B2 et C2 sont les chevauchements et rétrochevauchements principaux du Val-de-Travers, LL est le décrochement dextre de la Lance, KT le décrochement sénestre de la Tourne.

Structures

Plissements, orientations et pendages

Le massif jurassien de la région de la feuille Travers est plissé en anticlinaux et synclinaux orientés globalement SW–NE (fig. 7) et formant, du sud-est au nord-ouest:

- **A1**: La première chaîne du Jura (chaîne du lac, anticlinal Le Chasseron – La Russillonne – Le Soliat/Creux du Van – Montagne de Boudry); il s'agit d'un pli coffré présentant une dépression en son centre (La Nouvelle Censière) et déversé vers le nord, avec un repli synclinal important (Le Breuil – Riau – Haut de la Côte – Les Oeillons). L'axe montre un plongement globalement dirigé vers les deux extrémités du secteur de la feuille, avec une culmination dans la zone centrale.
- Le Val-de-Travers et les gorges de l'Areuse (synclinal Buttes/Fleurier – Travers – Les Oeillons – Champ-du-Moulin); c'est un synclinal ouvert à l'ouest et pincé à l'est, où il rejoint le repli synclinal de la première chaîne; le plongement axial est dirigé vers le centre de la feuille.
- **A2**: La deuxième chaîne du Jura (anticlinal Plancemont – Mont de Couvet – Le Sapelet – Rotel – Noiraigue – Solmont); c'est un pli asymétrique (déversé vers le sud) dont l'axe plonge fortement vers l'ouest dans le centre du secteur de la feuille et qui disparaît dans la partie ouest de celle-ci.
- Le deuxième système de vallées (replats de Sassel et Boveresse, vallons des Cambudes et de Roumaillard, Combe Pellaton et vallée des Ponts); c'est un synclinal pincé à l'ouest et au centre de la feuille, qui s'ouvre brusquement à l'est sur la vallée des Ponts, et dont l'axe plonge aux extrémités nord-est et sud-ouest de la feuille (voir pl. III), là où le synclinal rejoint celui du Val-de-Travers (Fleurier–Buttes).
- **A3, A3'**: La troisième chaîne du Jura (anticlinal St-Sulpice – Trémalmont – Les Combes Dernier – La Molta); c'est un large anticlinal coffré à dépression centrale (Bois de l'Halle – La Rotte), asymétrique, déversé vers le sud-est (en partie aussi vers le nord-est, au lac des Taillères). L'axe plonge légèrement à l'extrémité sud-ouest de la feuille (cluse de St-Sulpice).
- La vallée de la Brévine (synclinal présentant au moins un repli en son centre, affleurant à la Brévine).
- **A4**: La quatrième chaîne du Jura (anticlinal Les Gras – Le Rozet et Les Cerneux – Nid du Fol) s'ouvrant avec une dépression vers le nord-est (Mont Châteleu), à charnière sud abrupte (Nid du Fol – Les Chamottes).

L'orientation des axes anticlinaux et synclinaux est modifiée à la faveur de décrochements sénestres et dextres, comme décrit plus haut. Meia (1969) fournit des valeurs de plongement pour les axes anticlinaux dans la région du Creux du

Van: les axes de plis sont bombés au centre, avec des plongements axiaux de 4 à 10°, plus prononcés aux extrémités; une culmination axiale est observée au voisinage du décrochement du Soliat, et une dépression axiale au voisinage de celui du Lessy. L'axe de l'anticlinal couché du versant sud des gorges de l'Areuse plonge assez fortement vers le nord-est, de 12° à hauteur de Champ-du-Moulin, jusqu'à 35° au recoupement par l'Areuse à l'usine de Combe Garot.

Les directions et pendages des couches provenant des travaux antérieurs (notamment SOMMARUGA 1997) ont été complétés par de nombreuses mesures nouvelles, notamment sur la trace de chevauchements secondaires (p.ex. B1, fig. 7) ou pour l'identification de failles (p.ex. à l'est du Mont Châteleu, coord. 2535/1205). Les pendages mesurés en galerie (mines de la Presta) ne sont pas représentés sur la carte pour des raisons de clarté.

Discontinuités

Failles normales, failles décrochantes, diaclases

Il peut s'agir de décrochements sénestres (grands systèmes orientés N–S) ou dextres (grands systèmes d'orientation WNW–ESE). Ces derniers sont moins marqués que les décrochements sénestres, mais déforment assez fortement le massif sur de grandes distances. Ils jouent donc un rôle plus important pour les structures. Il peut s'agir aussi de failles de même orientation mais non cisaillantes qui séparent simplement deux compartiments ayant évolué indépendamment au niveau de l'absorption d'énergie (p.ex. plis): c'est le cas pour le système de faille N–S passant par la Brévine, et peut-être aussi pour la faille à mouvement dextre passant par la Châtagne. Les principales diaclases sont perpendiculaires à l'axe des plis (distension). On les voit particulièrement bien sur le flanc nord du premier anticlinal, où elles segmentent les versants (voir les affleurements de l'«Urgonien» et des sédiments aptiens–albiens au sud-est de Travers). Ces diaclases peuvent s'ouvrir et se déformer (rotation) en lien avec des décrochements. La carte représente quelques rares directions et pendages de failles (également en sous-sol, p.ex. au gouffre de Bellevue, coord. 2542.095/1194.860).

Chevauchements, failles inverses

Les principaux chevauchements (avec charriage) marquent en général le passage des anticlinoriums aux synclinoriums (p.ex. flanc sud du Val-de-Travers et des gorges de l'Areuse) et sont fréquemment dédoublés ou multiples. Un grand chevauchement a été reconnu dans la galerie de Pré Dernier dans les gorges de l'Areuse (JEANNET 1934). En profondeur, ces chevauchements peuvent se suivre grâce à la géophysique. Ils se prolongent de manière subhorizontale sur de grandes distances, permettant le charriage sur plusieurs kilomètres de grands paquets sédimentaires (voir profils de SOMMARUGA 1997). Le chevauchement de la troisième

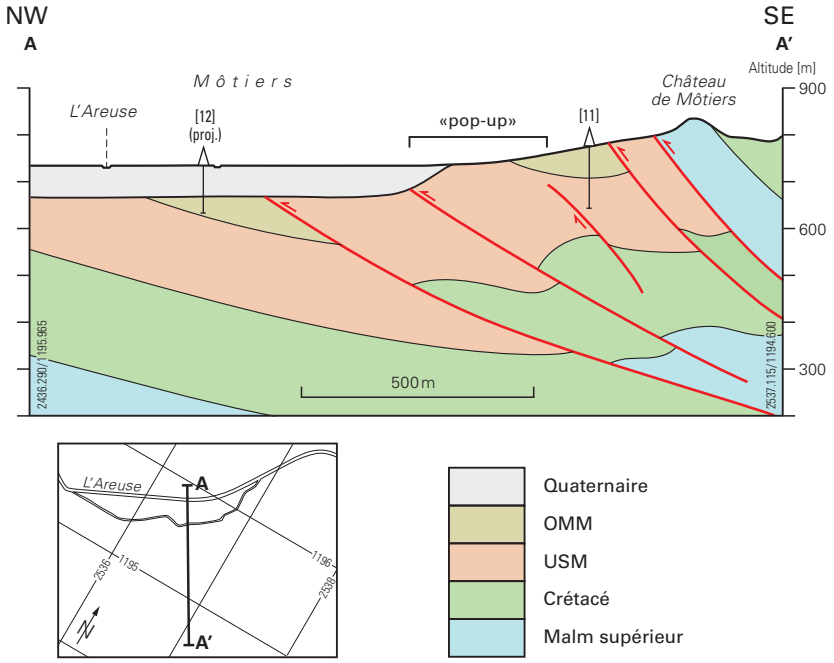


Fig. 8: Coupe auxiliaire montrant des écailles chevauchantes de type «pop-up» dans le flanc sud du Val-de-Travers. Construite à partir d'affleurements, de forages et de géophysique (campagne RMT 2008, voir ci-après).

chaîne vers le sud-est (rétrochevauchement) est commenté notamment par SCHARDT (1905b) dans le vallon du Sucre au-dessus de Couvet: il a occasionné le plissement intense et la fracturation du synclinal à cœur crétacé chevauché, visible le long de la route au-dessus de Plancemont jusqu'au Chablais, dont la photo de la jaquette montre un extrait. Selon H. Schardt, le déplacement est de plus de 200 m. DROXLER (1978) parle de déformation cataclastique-plastique non continue, avec dissolution dans les zones de compression et recristallisation dans les zones d'extension, ainsi que de glissements couche sur couche. Des failles chevauchantes complètent souvent les chevauchements, par exemple sur l'anticlinal de la troisième chaîne, dans sa partie sud-ouest (pl. II, coupe 1; la proximité du chevauchement est révélée par des plis observés dans la grotte de l'Ubena, GIGON 1976), ou dans sa partie nord-est (pl. II, coupes 4 à 7), en particulier aux Combes Dernier sur les deux flancs de l'anticlinal. Un soulèvement de l'axe fait apparaître le Membre de Birmenstorf au centre de la boutonnière et cette zone est affectée par

des décrochements dextres. Les résultats du forage de la Châtagne (nº 4, voir chap. Forages) conduisent à admettre une faille rétrochevauchante dextre (compression avec compartiment nord-est surélevé).

Des écailles chevauchantes sont aussi fréquemment observées, conformément à l'image tectonique illustrée dans le vallon des Verrières par MARTIN et al. (1991). On voit particulièrement bien ce type de système dans le flanc sud du Val-de-Travers. Ces écailles sont parfois éjectées vers le haut par compression, ce qui donne un système en «pop-up» comme illustré par la figure 8 au Val-de-Travers. A la fromagerie des Ponts-de-Martel, une écaille en «pop-up» complique le chevauchement de l'«Urgonien» sur la Molasse OMM en redoublant ce contact (esquissé sur la pl. II, coupe 7). Un tel système est aussi décrit à la vallée de la Sagne et des Ponts sur la coupe «Plamboz» (SUTER & LÜTHI 1969, fig. 1).

La faille chevauchante tardive mentionnée plus haut est un cas particulier et est représentée comme telle sur la figure 7 (N1). On peut la suivre sur une grande distance vers l'ENE grâce au MNT et à des affleurements. Elle se prolonge vers le sud-ouest en recoupant aussi en biais l'axe de l'anticlinal A3', et correspond vraisemblablement en profondeur à une grande discontinuité qui atteint le socle cristallin et sa couverture adhérente (Permo-Carbonifère et Buntsandstein, TURRINI et al. 2009, fig. 6). Selon S. Schmid (comm. pers.), il s'agit probablement d'une réactivation des structures du socle. Cette discontinuité est interprétée comme une faille inverse (fig. 6). Cette faille chevauchante tardive peut être étudiée dans le cirque de St-Sulpice: sur la coupe 1 (pl. II), elle soulève le compartiment sud d'environ 40 m. SCHARDT (1906, p. 256) avait conclu à un rejet d'environ 100 m, compartiment ouest abaissé en rive droite et soulevé en rive gauche (sic!), en raison d'une torsion sur la faille; il rappelle à cette occasion la faille surréaliste de la Combe des Quignets faisant apparaître le Lias (SCHARDT 1903a). PFIFFNER (1990) a étudié en détail cette faille qu'il qualifie de rétrochevauchement. Selon lui, l'accident est enraciné dans la couverture («wedging» par failles conjuguées), et le raccourcissement a eu lieu lors d'une phase de plissement précoce. Cette interprétation diffère du modèle de réactivation du socle en phase tardive décrit ci-dessus. La faille inverse chevauchante et subverticale passant au nord de Brot-Dessous (N2) est probablement une faille tardive semblable à celle de St-Sulpice (voir pl. II, coupe 6).

GÉOPHYSIQUE

Sur le territoire de la feuille Travers, nous disposons de données sismiques, gravimétriques et électromagnétiques.

Sismique

Profils sismiques BP 1988
(in SOMMARUGA 1997)

Nous avons utilisé les lignes de sismique réflexion parcourant la feuille Travers parallèlement et perpendiculairement aux plis (WSW–ENE et SSE–NNW), à savoir les sections sismiques 2 à 15 (line drawing, numérotation A. Sommaruga), et le profil sismique 11 orienté NW–SE, ainsi que les profils sismiques 2 et 14 orientés ENE–WSW. Les réflecteurs identifiés par SOMMARUGA (1997) représentent le sommet du Crétacé (A), le sommet du Malm (B), le sommet du Malm inférieur (Membre d'Effingen) (C), le sommet du Dogger (D), le sommet du Trias (G), le sommet du Muschelkalk (H) et le sommet du Permo-Carbonifère (I). Ces réflecteurs sont repris avec quelques nuances dans l'Atlas sismique du Bassin molassique suisse (SOMMARUGA et al. 2012). Selon les données de ces derniers auteurs, les vitesses sismiques extrapolées pour la région de la feuille Travers sont plus lentes que dans la région du forage d'Essertines-1, en raison d'une tendance à la diminution des valeurs des vitesses sismiques dans le Jura où les profondeurs des formations étudiées sont plus faibles. Les valeurs de vitesse sismique estimées sont: 2500 m/s pour le Paléogène–Néogène, 3600 m/s pour le Crétacé (peu sûr), 4700 m/s pour le Malm supérieur (calcaire), 3000 m/s pour le Malm inférieur (marneux), 4000 m/s pour le Dogger calcaire, 3600 m/s pour les sédiments aaléniens et le Lias, 4300 m/s pour le Keuper et 4900 m/s pour le Muschelkalk.

Le profil sismique AS9 (numérotation de SOMMARUGA 1997) réinterprété par TURRINI et al. (2009) et CELTIQUE ENERGIE NEUCHÂTEL (2011) indique dans la région de la feuille Travers une structure bombée limitée par des failles inverses, en particulier côté nord, sous l'anticlinal A3. Celtique Energie Neuchâtel SA (comm. pers. 2013) admet pour la couverture Trias–Quaternaire une vitesse moyenne de 4750 m/s.

Les réflecteurs les plus marquants (D et G de SOMMARUGA 1997) ont été utilisés dans les coupes 1 à 7 (pl. II) pour identifier le sommet du Dogger et le Lias. Le réflecteur B (sommet du Malm) est également bien marqué par endroits. Dans le Trias, les réflecteurs sont discontinus et variables, plus difficiles à identifier. Les épaisseurs admises pour les différentes formations sur les coupes géologiques de la feuille Travers (voir chap. Tectonique) sont cohérentes avec les résultats de SOMMARUGA et al. (2012, encl. 20). Les failles en profondeur à la base des couches

du Mésozoïque sont peu documentées dans le Bassin molassique romand (SOMMARUGA et al. 2012, encl. 21), mais il y a entre les forages de Treycovagnes-1 et Cuarny-1 des failles inverses parallèles à la chaîne du Jura, à vergence nord-ouest, comme interprété sur la feuille Travers.

Les autres profils sismiques disponibles sont:

Profil sismique de la vallée des Ponts
(in VALLEY et al. 2004)

Les résultats sont présentés sous différentes versions. Le stack brut du 4.9.1996 présente un profil normal mais avec des artefacts dus à une ligne trop courte (cercles concentriques surtout sur les bords et dès 0,8 sec TWT). L'interprétation de VALLEY et al. (2004) est bonne pour le Quaternaire, le Paléogène–Néogène et la partie sommitale du Crétacé, marno-gréseuse (jusqu'à 400 m d'épaisseur du côté nord), mais faible dans le reste du Mésozoïque. Une faille chevauchante affecte le milieu de la vallée.

Petits profils sismiques dans la vallée de la Brévine
(CPGF 1966)

Accompagnés de sondages géoélectriques, ce sont des profils de sismique réfraction longitudinaux et transversaux situés entre la Brévine et le lac des Taillères, destinés à identifier les aquifères karstiques. Ils sont peu utiles pour l'étude structurale, mais mettent néanmoins en évidence une anomalie correspondant aux failles de cisaillement sénestre au Pré Berthoud, environ 1 km à l'ouest de la Brévine (zone à vitesses de propagation plus élevées d'orientation N–S séparant deux zones à vitesses plus lentes aux Varodes côté sud-ouest et à Bonne Fontaine côté nord-est).

Petite sismique

Elle fournit des informations locales sur le toit du substratum, pour le puits Joly à Noiraigue (MÜLLER 1986b, sismique réfraction) et pour le projet de forage de prospection gazière à Noiraigue (CELTIQUE ENERGIE NEUCHÂTEL 2010).

Gravimétrie

Des travaux récents (CREGE 2012, KUHN 2012, KUHN et al. 2013) de traitement des anomalies de Bouguer dans le canton de Neuchâtel ont fourni des cartes d'anomalies résiduelles assez précises (0,1 à 0,2 mgal) qui mettent en évidence des structures géologiques locales. Pour la région de la feuille Travers, une carte gravi-

métrique du CREGE (2012, fig. II-19) révèle une anomalie négative orientée SW–NE sous la vallée des Ponts, assez forte (–7 mgal) pour n'être pas seulement due au synclinal molassique (300 m d'épaisseur), et une forte anomalie positive (+2 à +3 mgal) orientée SSE–NNW entre les Rochats et la Brévine. Cette dernière est partiellement oblitérée par une anomalie négative sous le Val-de-Travers (synclinal avec molasse), mais reste intacte entre la Béroche et Combe Garot du côté oriental, et entre Vers chez Bordon et les Varodes du côté occidental. Ce horst s'accentue dans la partie nord-est, entre le Mont Châteleu et les Gras. Les cartes élaborées par KUHN (2012) confirment cette situation, mais le décalage entre les données réelles et le modèle géologique 3D fait ressortir des différences dues au modèle géologique adopté (une forte anomalie négative fictive sous les Sagnettes, d'orientation WSW–ENE, engendrant une anomalie positive fictive sous Provence – La Châtagne, d'orientation NNW–SSE). Les anomalies gravimétriques résiduelles illustrées par ces deux travaux sont probablement dues à des structures profondes sous le Trias. Il n'est pas facile de détecter de telles structures sur les profils sismiques en raison de probables artefacts sur les bords et en profondeur, mais il semble que le horst entre la Brévine et le lac des Taillères soit visible dans le profil longitudinal de cette vallée (TWT 1,3 sec, contre 2,2 plus à l'ouest et 1,8 plus à l'est, ce qui donne une très grande différence d'altitude du socle, d'environ 800 m à l'est et 1500 m à l'ouest, en admettant une vitesse de propagation de 3500 m/s dans le Permo-Carbonifère).

Electromagnétique

Profils et cartes géoélectriques

Des profils et cartes géoélectriques anciens destinés à la prospection d'aquifères (in BADERTSCHER 2001) fournissent quelques informations locales (résistivité apparente) sur les corps alluviaux du Val-de-Travers (Binrée–Fleurier, Boveresse, Bois de Croix). Une campagne réalisée à la Brévine pour la localisation de forages d'exploration d'eau souterraine dans les calcaires (CPGF 1966) fournit quelques orientations de discontinuités, à interpréter avec prudence. La méthodologie de ces campagnes géoélectriques et de leur interprétation (résistivité des formations géologiques) est décrite par TRIPET & WAGNER (1970), avec des exemples pris dans la vallée des Ponts (hors cadre).

Profil magnétotellurique CS-AMT

Un profil magnétotellurique CS-AMT de la vallée des Ponts est fourni par VALLEY et al. (2004, p. 283). Entre Brot-Dessus et Martel Dernier, le modèle tridimensionnel de résistivité du sous-sol indique une couche résistante (env.

4000 Ωm) correspondant au Crétacé entre 250 à 350 m de profondeur environ. Au-dessus vient une couche conductrice (env. 15 Ωm) d'environ 100 m d'épaisseur pouvant correspondre aux sédiments aptiens–cénomaniens (estimés à 25 m) et à de la molasse (OMM?), puis une couche moyennement résistante (env. 160 Ωm) correspondant à de la molasse (OSM?). Une dernière couche plus conductrice (env. 60 Ωm) d'environ 25 m d'épaisseur correspond au Quaternaire (limons lacustres). Des séries plus résistantes (env. 600 Ωm) situées sur les bords, surtout sud-est, correspondent vraisemblablement à de la moraine. Le remplissage paléogène–néogène est ainsi estimé entre 200 et 300 m d'épaisseur.

VLF-RMT

Diverses campagnes magnétotelluriques (VLF-RMT) réalisées sur le territoire de la feuille Travers fournissent des cartes et des profils de la résistivité apparente des couches proches de la surface et une décomposition multicouches en résistivité vraie et profondeur. La méthodologie est décrite notamment par GRETILLAT & MÜLLER (1989). GRETILLAT (1986) l'a utilisée comme aide à la construction de nombreux profils géologiques entre la vallée des Ponts et le Sapel. A Gorgier, une campagne de BORREGUERO (2003) permet de caractériser la couverture morainique dans le versant de la Béroche. A Môtiers, TURBERG (2002) caractérise les alluvions du Bied. A Noiraigue, une campagne de recherche de ressources en eau et de localisation de puits (MÜLLER 1986a, b) a révélé des limons lacustres jusqu'à 45 m de profondeur dans la plaine, puis des sables, ainsi que des graviers sous le cône de déjection de Vers chez Joly. A Combe Varin – Joratel, GRETILLAT et al. (1987) ont identifié des directions de fracturation et de karstification (deux systèmes, N10° et N150°, séparés par une ligne orientée comme un décrochement sénestre). Au Bois de l'Halle, DOERFLIGER (1992) a identifié des directions de fissuration fournies par l'anisotropie des résistivités et des phases (composante principale N–S liée à un grand décrochement sénestre, composante secondaire «E–W» liée à une déformation dextre).

Campagne RMT 2008

Une vaste campagne RMT, réalisée en 2008 pour les besoins de la cartographie dans les vallées de la Brévine et des Ponts et le Val-de-Travers (PASQUIER 2008) a débouché sur une série de profils permettant l'identification et l'orientation des formations conductrices (séries marneuses du Jurassique, du Crétacé et du Paléogène–Néogène) et des formations résistantes (séries calcaires du Jurassique et du Crétacé, grès du Paléogène–Néogène, dépôts graveleux du Quaternaire). La méthode et les principaux résultats sont résumés par PASQUIER & TURBERG (2009). Un exemple est donné dans la figure 9. L'interprétation n'est pas toujours univoque: le flanc sud du Val-de-Travers par exemple, occupé par un

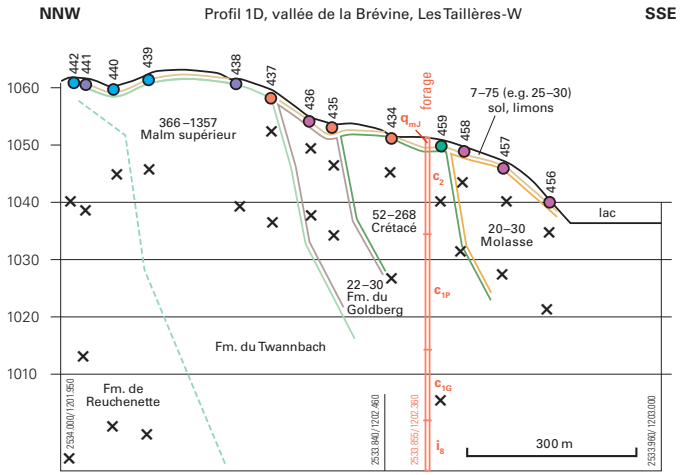


Fig. 9: Exemple d'interprétation de la géophysique RMT (vallée de la Brévine, lac des Taillères, PASQUIER 2008). Les valeurs de résistivité et de phase pour trois longueurs d'ondes permettent une interprétation multicouche des résistivités, différentes selon les formations; les croix marquent la profondeur de pénétration.

synclinal de molasse chevauché et recouvert d'un placage irrégulier de moraine, n'est pas facile à interpréter dans le détail. La molasse marneuse USM ($\mathbf{o_3}$-$\mathbf{m_1}$) est interrompue par de la molasse gréseuse OMM ($\mathbf{m_{2-3}}$) en de nombreux endroits: il s'agit probablement d'écailles chevauchantes (voir fig. 8). Des niveaux plus résistants sont interprétés soit comme des chenaux graveleux quaternaires (fluvioglaciaires), soit comme des calcaires d'eau douce, marquant notamment les ruptures de pente inférieures dans le versant. Des valeurs de résistivité très élevées côtoyant des valeurs très faibles indiquent en général des failles.

FORAGES

De très nombreux forages ont été réalisés sur le territoire de la feuille Travers. Ils sont principalement concentrés le long de la route H10 dans le Val-de-Travers (MEIA 1971, GRETILLAT 2008, SENE 2013), ainsi que le long de l'autoroute N5 et de la voie CFF sur le Littoral (BLANT 1990, 2001, 2002, MEIA 1992). Une liste compilée et complétée à partir de la banque de données BDSIG_60 de BURKHARD et al. (2000) les regroupe. Seule une sélection des forages significatifs pour la compréhension de la géologie est reportée sur la carte, avec la profondeur du toit des formations représentées, parfois aussi la profondeur totale, et un numéro de référence pour les forages les plus importants, décrits brièvement ci-dessous.

La qualité des informations est très variable. Certains forages au levé lithologique incertain sont pris en compte pour leurs informations accessoires (épaisseur du Quaternaire) et interprétés en fonction du contexte local (couleur et nature des cuttings). Les forages carottés, profonds ou ayant fait l'objet d'analyses paléontologiques ou sédimentologiques sont les plus importants, notamment ceux atteignant le substratum dans les vallées ou ceux des recherches hydrogéologiques dans les vallées de la Brévine et des Ponts (DE BOSSET & SWISSBORING 1964, DE BOSSET 1965, DE BOSSET & SIF-GROUTBOR 1965) ou dans les gorges de l'Areuse (BMIC 1995). Les forages de calibrage de la campagne sismique de BP 1988 levés par M. Weidmann dans la Molasse ne sont pas publiés (BERGER & WEIDMANN 1989).

Description sommaire des principaux forages:

Légende

SENE	Service de l'énergie et de l'environnement, Neuchâtel
MW	Marc Weidmann
FP	François Pasquier
SIG	Banque de données BDSIG_60 in BURKHARD et al. (2000)
Indices	voir légendes fig. 1 et 4

1 *Les Taillères, PAC Dumont* | énergie | 2010
2534.280/1202.415 | alt. 1049 m | prof. 50 m | SENE (2013) | levé Hydro-Geol Sàrl, MW, FP

	$\mathbf{q_{mJ}}$	Moraine jurassienne
3 m	$\mathbf{m_4}$	Molasse d'eau douce supérieure (OSM)
7 m	$\mathbf{m_{2-3}}$	Molasse marine supérieure (OMM)
19 m	$\mathbf{c_2}$	Marnes d'Arzier et Calcaire roux

2 *Les Cottards Jura-Eau* | eau | 1970
2535.140/1202.075 | alt. 1090 m | prof. 161 m | SIMEONI (1970), SENE (2013) | révision FP

	$\mathbf{q_{mJ}}$	Moraine jurassienne
10 m	$\mathbf{i_8}$ renversé	Fm. du Twannbach, série renversée
138 m	$\mathbf{c_2}$ renversé	Marnes d'Arzier et Calcaire roux
139 m	$\mathbf{c_{3m}}$ renversé	Marnes d'Hauterive
143 m	$\mathbf{c_{3k}}$ renversé	Pierre jaune de Neuchâtel
147 m	chevauchement	
147 m	$\mathbf{m_{2-3}}$	Molasse marine supérieure (OMM)

3 *La Brévine Jura-Eau* | eau | 1964
2536.810/1203.420 | alt. 1048 m | prof. 450 m | DE BOSSET (1965), SIMEONI (1971), SENE (2013) | révision FP

	$\mathbf{q_L}$	Limons de pente, colluvions
4,5 m	$\mathbf{c_{1G}}$	Fm. du Goldberg
58 m	$\mathbf{i_8}$	Fm. du Twannbach
180 m	$\mathbf{i_7}$	Fm. de Reuchenette (FP)
380 m	$\mathbf{i_6}$	Fm. de Günsberg et de Balsthal (FP)
révision FP:		toits $\mathbf{i_7}$ et $\mathbf{i_6}$ déduits de la lithologie, des pendages et épaisseur des Fm.

4 *La Châtagne, PAC 811* | énergie | 2011
2539.470/1204.610 | alt. 1053 m | prof. 60 m | SENE (2013) | levé Hydro-Geol Sàrl, MW, FP

	$\mathbf{q_{mJ}}$	Moraine jurassienne
2 m	$\mathbf{c_{1P}}$	Fm. de Pierre-Châtel et de Vions
8 m	$\mathbf{c_{1G}}$	Fm. du Goldberg, fossiles (MW)
38 m	$\mathbf{i_8}$	Fm. du Twannbach

5 *Martel Dernier Jura-Eau* | eau | 1971
2543.585/1203.740 | alt. 1023 m | prof. 302 m | MATHEY (1971), MATHEY & SIMEONI (1971), SENE (2013) | révision FP

	$\mathbf{q_b}$	Dépôts torrentiels
2 m	$\mathbf{i_6}$ renversé	Fm. de Günsberg et de Balsthal, série renversée
150 m	$\mathbf{i_7}$ renversé	Fm. de Reuchenette

6 *Martel Dernier PAC 309 Kämpf* | énergie | 2006 |
2544.442/1203.832 | alt. 1003 m | prof. 160 m | SENE (2013) | levé ABA-Geol, modifié FP (géologie locale) | révision FP

	$\mathbf{q_{mJ}}$	Moraine jurassienne
6 m	$\mathbf{o_c}$	Conglomérat à matrice rouge ou grise, discordant sur $\mathbf{i_8}$
36 m	$\mathbf{i_8}$ renversé	Fm. du Twannbach, série renversée
108 m	$\mathbf{c_{1G}}$ renversé	Fm. du Goldberg

7 *Brot Dessus Jura-Eau* | eau | 1964 |
2546.750/1202.370 | alt. 1019 m | prof. 451 m | DE BOSSET (1965), SENE (2013)

	$\mathbf{q_L}$	Limons de pente, colluvions (introduit FP)
1 m	$\mathbf{c_{3k}}$	Pierre jaune de Neuchâtel
168 m	$\mathbf{i_8}$	Fm. du Twannbach
271 m	$\mathbf{i_7}$	Fm. de Reuchenette
450 m	$\mathbf{i_6}$	Fm. de Günsberg et de Balsthal

8 *St-Sulpice PAC Renaud-F1* | énergie | 2010
2532.709/1195.746 | alt. 773 m | prof. 60 m | PASQUIER (2010), SENE (2013)

	$\mathbf{q_{d1}}$	Graviers et sables deltaïques
4 m	$\mathbf{q_{mJ}}$	Moraine jurassienne
8 m	$\mathbf{q_{slp}}$	Limons et argiles glaciolacustres, progression
20 m	$\mathbf{q_{mJ}}$	Moraine jurassienne
28 m	$\mathbf{q_{mR}}$	Moraine rhodanienne
34 m	$\mathbf{i_{5E}}$	Mb. d'Effingen

9 *Fleurier UH24* | hydrocarbures | 1988
2534.380/1194.000 | alt. 752 m | prof. 104 m | Berger & Weidmann (1989), Weidmann & Pasquier (2013) | levé MW

	q_{aL}	Alluvions récentes limoneuses
15 m	q_{slr}	Limons et argiles glaciolacustres, retrait
33 m	q_{mJr}	Moraine jurassienne de récurrence, graveleuse
45 m	o_3	USM (Chattien)

10 *Fleurier PAC Waeber HMS* | énergie | 2008
2535.360/1195.130 | alt. 741 m | prof. 60 m | SENE (2013) | levé Géoréponses, FP, MW

	q_{d3}	Graviers et sables deltaïques
12 m	q_{slr}	Limons et argiles glaciolacustres, retrait
30 m	q_{mJr}	Moraine jurassienne de récurrence, graveleuse
48 m	o_3-m_1	Molasse d'eau douce inférieure (USM)

11 *Môtiers UH26* | hydrocarbures | 1989
2536.900/1194.960 | alt. 775 m | prof. 131 m | Berger & Weidmann (1989), Weidmann & Pasquier (2013) | levé MW

	q_{mRJ}	Moraine mixte
6 m	m_2	Molasse marine supérieure (OMM, Burdigalien), failles à 18 et 50 m
69 m	m_1	Molasse d'eau douce inférieure (USM, Aquitanien)
105 m	o_3	Molasse d'eau douce inférieure (USM, Chattien)

12 *Môtiers PAC200 Barrelet* | énergie | 2006
2536.888/1195.895 | alt. 735 m | prof. 110 m | SENE (2013) | levé Augsburger/G. Schmutz | révision FP

	q_{asg}	Alluvions récentes sablo-graveleuses
7 m	q_{aL}	Limons lacustres récents
14 m	q_{slr}	Limons et argiles glaciolacustres, retrait
32 m	q_{mRJ}	Moraine graveleuse, remaniée
36 m	q_{slp}	Limons et argiles glaciolacustres, progression
60 m	q_{m}	Moraine graveleuse, remaniée, artésien
64 m	m_2	Molasse marine supérieure (OMM)

13 *Couvet Schardt 1927* | eau | 1927
2538.150/1197.000 | alt. 733 m | prof. 77 m | Jeannet (1930), SENE (2013) | SIG/Jeannet-1

	q_{aL}	Limons lacustres récents
14 m	q_{slr}	Limons et argiles glaciolacustres, retrait
31 m	q_{slp}	Limons et argiles glaciolacustres, progression
48 m	q_{m}	Moraine graveleuse, remaniée
58 m	c_7	Marnes à pyrite et grès verts

14 *Couvet Cartier F3* | géotechnique | 2012
2539.443/1197.812 | alt. 729 m | prof. 43 m | Girardclos et al. (en prép.), Mojon et al. (en prép.), voir chap. Quaternaire

	q_{asg}	Alluvions récentes sablo-graveleuses
1,7 m	q_{aL}	Limons lacustres, érosion et hiatus à 4,9 m
7,4 m	q_{slr}	Limons et argiles glaciolacustres, retrait
30 m	q_{mRJ}	Moraine mixte graveleuse
39 m	q_{slp}	Limons et argiles glaciolacustres, progression
41 m	q_{mJp}	Moraine jurassienne de progression, graveleuse

15 *Couvet Presta F1* | géotechnique | 1972
2539.860/1197.490 | alt. 790 m | prof. 76 m | GINDRAUX (1975), SENE (2013) | SIG/Gindraux-1

	q_{mRJ}	Moraine mixte, glissée
4 m	q_{gf}	Graviers et sables fluvioglaciaires, retrait
6,7 m	o_3-m_1	Molasse d'eau douce inférieure (USM)
15 m	c_7	Marnes à pyrite et grès verts
25 m	o_3-m_1	USM par chevauchement, révision FP
35 m	c_7	Marnes à pyrite et grès verts
46 m	c_5	Calcaire et grès phosphatés
54 m	c_4	«Urgonien»

16 *Crêt de l'Anneau E2* | géotechnique | 1955
2543.057/1199.596 | alt. 729 m | prof. 30 m | Laboratoire de géotechnique de l'EPFL (1955) | glissement généré par remblai H10

		Remblai et éboulis
6,0 m	q_c	Craie lacustre
8,4 m	q_{slr}	Limons et argiles glaciolacustres, retrait

17 *Noiraigue PAC 232* | énergie | 2006
2545.080/1200.805 | alt. 730 m | prof. 100 m | SENE (2013) | levé Augsburger / G. Schmutz

	i_{3e}	Dalle nacrée
32 m	i_2	Marnes du Furcil
62 m	i_{1c}	Calcaire roux marneux
68 m	i_{1B}-i_{1o}	Couches de Brot et Oolithe inferieure, révision FP

18 *H10-Furcil_S3* | géotechnique | 1969
2546.160/1200.725 | alt. 845 m | prof. 60 m | MEIA (1971), SENE (2013) | SIG/964.2

		Eboulis
2,8 m	i_{5E}	Mb. d'Effingen, pendage 45°
26 m	i_{5B}	Mb. de Birmenstorf, asphalte
54 m	i_4	Fm. de Bärschwil
55 m	i_{3e}	Dalle nacrée

19 *Noiraigue H10_S22* | géotechnique | 1969
2545.730/1200.420 | alt. 725 m | prof. 62 m | SENE (2013) | levé J.-P. Schaer, J. Meia

	q_{asL}	Alluvions récentes sablo-limoneuses
17 m	q_{asL}	idem, plus graveleux
26 m	q_{slr}	Limon et argiles glaciolacustres gris, à lamines
42 m	q_{slp}?	idem, gris foncé à olive

20 *Champ-du-Moulin F2* | eau | 1991
2548.340/1200.415 | alt. 626 m | prof. 46 m | BMIC (1995), SENE (2013) | 2 niveaux aquifères (q_{mRJ}, q_m)

	q_{aL}	Alluvions et limons lacustres
12 m	q_{mRJ}	Moraine graveleuse, compacte
13 m	q_{slp}	Limons et argiles glaciolacustres (progression?)
37 m	q_m	Moraine remaniée ou dépôts fluvioglaciares
40 m		Limons et argiles glaciolacustres, progression
43 m	i_7	Fm. de Reuchenette

21 *St-Aubin SA2* | eau | 2000
2548.931/1194.149 | alt. 480 m | prof. 383 m | Bossy (2003), SENE (2013) | SIG/CHYN1

	q_{asL}	Alluvions récentes sablo-limoneuses
4 m	**c_{3m}**	Marnes d'Hauterive
17 m	**c_{1P}** et **c_2**	Fm. de Pierre-Châtel et de Vions (prob. dès 43 m), Marnes d'Arzier et Calcaire roux
87 m	**c_{1G}**	Fm. du Goldberg
117 m	**i_8**	Fm. du Twannbach
221 m	**i_7**	Fm. de Reuchenette
340 m	**i_6**	Fm. de Günsberg et de Balsthal

22 *Gorgier SI3* | géotechnique | 1974
2549.581/1195.075 | alt. 528 m | prof. 26 m | SENE (2013) | levé J. Meia | SIG/3563.13

	q_{slr}	Limons et argiles glaciolacustres, retrait
5,2 m	**c_{3m}**	Marnes d'Hauterive
24 m	**c_2**	Marnes d'Arzier et Calcaire roux

23 *Gorgier N5_205* | géotechnique | 1986
2549.607/1194.416 | alt. 491,14 m | prof. 101,3 m | SENE (2013) | levé J. Meia | pendage 12 à 20°

	q_{mR}	Moraine rhodanienne remaniée
2,6 m	**c_{3k}**	Pierre jaune de Neuchâtel
41 m	**c_{3m}**	Marnes d'Hauterive
75 m	**c_2**	Marnes d'Arzier (noires, brécho-conglomératique) et Calcaire roux
95 m	**c_{1P}**	Fm. de Pierre-Châtel et de Vions

MATÉRIAUX EXPLOITABLES

Matériaux de construction

Taille des blocs erratiques

Aujourd'hui terminée (interdite), cette exploitation s'est développée surtout pendant et après la construction de la ligne de chemin de fer du Franco-Suisse inaugurée en 1860, grâce au savoir-faire italien. Au Val-de-Travers, c'est la région de Noiraigue qui conserve le plus de blocs taillés. Le clocher en granite de ce village est un des seuls de ce type, voire le seul dans tout le Jura.

Tuf

Le tuf est présent en de nombreux endroits d'exutoire des eaux souterraines ou de dégazage de cours d'eau (cascades, comme celle de Môtiers), mais les exploitations en carrière sont rares. Mentionnons celle de la Tufière à Chez-le-Bart (hors périmètre de la feuille, coord. 2550.280/1194.770), qui fut probablement utilisée par les Romains déjà (VAUTHIER 1985). Le pigeonnier du Château de Gorgier est en tuf.

Calcaire de construction, pierre de taille, chaux

Les nombreuses petites carrières locales sont toutes abandonnées, de même que la plus grande carrière des Ponts-de-Martel (coord. 2546.2/1205.8). La plupart de ces carrières exploitaient les calcaires du Malm, à l'instar de la dernière grande carrière encore exploitée, pour la production de chaille, à la Bondetta à Couvet (coord. 2538.250/1198.200, Formation du Twannbach et Formation de Reuchenette à la base). Autrefois, des carrières étaient exploitées pour la pierre de taille, notamment à la vallée de la Brévine (JACCARD 1870, p. 22), au Crêt de l'Anneau (carrière des Quarres, coord. 2543.0/1199.7, «Marbre bâtard» neuchâtelois, THÉBAUD 1937, p. 26), à Boveresse («Pierre jaune de Boveresse», «Urgonien», paroi coord. 2536.15/1196.73 non cartographiée comme carrière) et à la Béroche, dans le «Marbre bâtard» neuchâtelois au Devens (coord. 2548.45/1195.20). Les carrières exploitant la Formation du Twannbach dans la zone du Chanet (coord. 2549.575/1197.050), de la Benette et de Places Blanches fournissaient le calcaire pour la fabrication de la chaux (VAUTHIER 1985).

Marne et calcaire à ciment

Lors de la construction de la ligne de chemin de fer du Franco-Suisse, des marnes et calcaires à ciment ont été identifiés à St-Sulpice et à Noiraigue, et

presqu'aussitôt exploités. A Noiraigue, les Marnes du Furcil ont été exploitées en galeries de 1857 à 1935 au Furcil (coord. 2546.25/1200.60). Le périmètre des galeries représenté sur la carte est tiré d'une compilation de GRÜNIG (2010). SCHARDT (1910) mentionne en outre les failles nord et sud du complexe de galeries ouest, sous le Mont, qui ont borné l'exploitation. L'extraction de plus d'un million de m^3 de roche dans une région déjà sensible aux instabilités a généré des effondrements de 1894 à 1916, ainsi qu'une fissuration du massif qui a finalement conduit à la construction du tunnel de la Clusette inauguré en 1975 (VAUCHER 2008). A St-Sulpice, la Fabrique suisse de Ciment Portland (puis Ciment Portland SA) a exploité les marnes du Membre d'Effingen de 1877 à 1945, d'abord à ciel ouvert en rive gauche (coord. 2532.9/1196.1) puis sur les deux rives en galeries. Le périmètre des galeries représenté sur la carte est tiré d'une compilation de GRÜNIG (2010). Il s'agit d'un réseau d'environ 25 km en rive gauche et d'à peu près autant en rive droite. L'effondrement de galeries a généré des tassements sur les deux versants de la vallée dans les années 2000, de la route cantonale H10 au nord et de la petite route du Chapeau de Napoléon au sud.

Gravier et sable

Sur tout le territoire de la feuille, de nombreuses petites gravières locales ont exploité des cônes ou voiles d'éboulis, voire des moraines jurassiennes (les Grands Prés, coord. 2533.9/1197.8). Dans le Val-de-Travers, d'anciennes gravières ont exploité les graviers et sables deltaïques à Fleurier (côté ouest, coord. 2534.3/1194.8 et côté est, coord. 2535.7/1195.1) et à Môtiers (coord. 2537.2/1195.0), les laves torrentielles à St-Sulpice (coord. 2533.2/1196.2), les voiles d'éboulis au nord du Crêt de l'Anneau (coord. 2543.3/1200.3), la moraine graveleuse aux Oeillons (coord. 2544.2/1199.6). Sur le Littoral, de petites gravières ont exploité la moraine jurassienne (p.ex. à la Prise Henchoz, coord. 2545.970/1195.235), l'apport en sable provenant aussi du dragage du lac (région de Sauges et Vaumarcus, au sud du périmètre de la feuille).

Argile

Les marnes albiennes ont été exploitées dans la glaisière de la Presta à Travers (coord. 2540.00/1197.75) pour la fabrication de tuiles et briques, sur environ 20 m d'épaisseur. Elles sont composées d'environ 60% de minéraux argileux, principalement d'illite et de kaolinite, contiennent aussi du quartz et de la calcite (KÜNDIG et al. 1997) et sont riches en montmorillonite (J.-P. Schaer, comm. pers.). Les Marnes d'Hauterive ont été exploitées à St-Aubin sous la ciblerie (glaisière non cartographiée) et à Montalchez (l'Argilaz, coord. 2547.750/1194.080, VAUTHIER 1985). Les marnes de l'USM ont été exploitées à Couvet dans la glaisière du Burcle (coord. 2538.9/1197.0, tuilerie Quadri, de 1834 à 1915 environ) pour la fabrication

de tuiles. Dès le 16e siècle, de la marne issue du glissement du Burcle a été exploitée en rive droite de l'Areuse dans le quartier St-Gervais (QUARTIER-LA-TENTE 1893, p. 482). Quant aux fameux covets[1], ils étaient fabriqués au moins jusqu'en 1893 (DELACHAUX 2000) à Champs Girards (coord. 2539.6/1197.1) où le terrain chahuté garde la trace d'une exploitation de marne, présumée de l'USM. Une petite exploitation de marne est mentionnée à Fleurier de 1841 à 1870 environ (à la Tuilerie, non localisée, Courrier du Val-de-Travers du 22. 12. 2005, p. 28).

Minerais

Gypse

Le gypse de la Formation du Goldberg a été exploité autrefois dans la vallée de la Brévine: FERBER (1789) cite l'ancienne Mine du Creux du Gypse au nord-ouest du lac des Taillères (Creux du Gypse, coord. 2533.430/1202.390, et l'Aneta, coord. 2532.900/1202.170). Cette mine, abandonnée avant 1788, est supposée à ciel ouvert. Le gypse fibreux du Moulin du Lac (coord. 2534.300/1202.020) n'a pas été exploité, à notre connaissance, ni les marnes gypseuses du Chattien.

Phosphate

Les couches d'âge albien (grès glauconieux phosphatés) contiennent du phosphate. Dans son étude des gisements potentiels, GLAUSER (1943) évoque les affleurements connus du Val-de-Travers (gare de Boveresse, environs de la Presta, galerie de Plan Dernier à Champ-du-Moulin) qui ne sont guère favorables à des recherches de couches exploitables.

Fer

Il n'y a pas d'exploitation connue de minerai de fer sur le territoire de la feuille Travers. Le premier haut fourneau de Suisse romande, à St-Sulpice, actif dès 1461 (GRÜNIG 2010), utilisait probablement la limonite des sédiments valanginiens de la région de la Côte-aux-Fées et de la Dénériaz, ainsi que de la Franche-Comté voisine. A St-Aubin, de la limonite est présente en plusieurs endroits dans le Calcaire roux au sud de la Nalière, le long de la route qui mène à Montalchez (coord. 2548.4/1194.3, THIÉBAUD 1937, p. 28). Au sud du périmètre de la feuille, la carrière des Russilles au-dessus de Fresens, dans le Calcaire roux (coord. 2546.900/1193.450), a été exploitée jusque dans les années 1960 (VAUTHIER

[1] Covet: pot dans lequel on conservait des braises, et qui sert d'emblème à la commune de Couvet.

1985, p. 41). Des fonderies et forges se sont développées à St-Sulpice (la Ferrière à la limite ouest du périmètre de la feuille) et à Noiraigue (fabrication de clous de 1584 à la fin du 19e siècle).

Or

L'or que l'on trouve au Val-de-Travers a été apporté par le glacier rhodanien depuis le massif du Mont Blanc. Il a été exploité durant des siècles en petite quantité dans les alluvions de l'Areuse, qui ont fourni presque exclusivement des paillettes d'environ un millimètre (MENÉTREY 2008). Une première concession a été accordée en 1470. Une interdiction de l'orpaillage dans l'Areuse a été décrétée par le Conseil d'Etat en 2008.

Combustibles et hydrocarbures

Bois

De grandes surfaces ont été déboisées jusqu'au 19e siècle pour obtenir le combustible nécessaire à l'artisanat et à l'industrie, notamment le travail du fer. Au 16e siècle, la métallurgie vallonnière périclite suite aux mesures gouvernementales interdisant la plupart des hauts fourneaux alimentés au charbon de bois, afin de protéger les forêts (VAUCHER 2008).

Tourbe

De grandes étendues de tourbières ont été exploitées jusque dans les années 1980 dans les vallées de la Brévine et des Ponts, ainsi qu'au Val-de-Travers. Dans les endroits les plus favorables, la tourbe pouvait atteindre 8 m d'épaisseur. Elle servait au chauffage, puis à l'horticulture. L'initiative de Rothenthurm acceptée en votation fédérale en 1987 a mis fin à cette exploitation. Les tourbières actives encore existantes sont protégées par la législation fédérale et cantonale (voir p.ex. ECOCONSEIL & PATURAGE CONSEIL ET PROJETS 1993).

Asphalte

Les imprégnations d'asphalte (bitume ou pyrobitume) représentées sur la carte sont tirées de la compilation de LAGOTALA (1937), en grande partie selon HESS (1936). Elles se trouvent dans les fissures ou les pores des roches, dans le Dogger (Oolithe inférieure, Calcaire roux marneux et Marnes du Furcil au Furcil et Dalle nacrée au Châble), dans le Malm (Membre de Birmenstorf aux Sagnettes, Membre d'Effingen à St-Sulpice, aux Sagnettes et à la Clusette; Formations de

Günsberg et de Balsthal, de Reuchenette et du Twannbach sur les Sagnettes, sur Plancemont et au Tourniron de Couvet, au Crêt de l'Anneau et à la Clusette), dans le Crétacé (principalement «Urgonien» à Travers, à Fleurier près de la Caroline, aux Chenées sur Môtiers, mais aussi dans les sédiments aptiens à la Presta, aux Lacherels sur Travers et à Sur le Vau) et dans l'USM à Sagneule et à la Tuilerie au-dessus de Couvet. La présence d'asphalte dans ce dernier site est confirmée par WEIDMANN & PASQUIER (2013).

L'asphalte de St-Aubin

Sur le Littoral, les calcaires «urgoniens» sont imprégnés d'asphalte à St-Aubin, entre la gare (limite sud du périmètre de la feuille Travers) et le village de Sauges 1,7 km plus au sud-ouest (FREY 1922, p. 34). Ce gisement d'asphalte concentré essentiellement dans trois bancs vers le sommet de l'«Urgonien jaune» et la base de l'«Urgonien blanc» (SCHARDT 1911b) est le deuxième plus important du Jura neuchâtelois et nord-ouest vaudois (ZWEIDLER 1985); il fut exploité déjà par les lacustres (environ 3 ka BP). L'ancienne mine à ciel ouvert (coord. approx. 2549.3/1193.8) a fourni environ 13 000 m^3 d'asphalte jusque vers 1870. Les affleurements étudiés par ZWEIDLER (1985) se situent dans l'«Urgonien» au sud du périmètre de la feuille (coord. 2549.540/1193.960) et dans la Pierre jaune de Neuchâtel à l'est du périmètre de la feuille (coord. 2550.120/1194.670). De l'asphalte a été identifié également dans le Calcaire roux à St-Aubin (en forage, coord. 2549.242/1194.480).

Mine d'asphalte de la Presta

Les gisements d'asphalte de l'«Urgonien blanc» au Bois de Croix et à la Presta à Travers ont été reconnus en 1711 par Eirini d'Eyrinis, un homme à l'origine de nombreuses découvertes et d'une rare érudition, selon J. J. Scheuchzer qui l'a rencontré à Thoune en mai 1711 (WEIDMANN 1991). La première description des mines d'asphaltes de la Presta est celle de DE RAZOUMOWSKY (1785, p. 135ss), qui décrit les mines à ciel ouvert du Bois de Croix, en rive gauche de l'Areuse. Il identifie un banc asphaltifère affleurant sur environ 150 m de large (500 pieds) où se trouvent deux carrières, une principale de 11 à 12 m de hauteur où s'exploite un asphalte riche, terreux et tendre, et une carrière secondaire plus petite d'environ 3 m de hauteur où l'asphalte est plus pauvre, dur, dans une roche calcaire. De part et d'autre le calcaire devient stérile (calcaire jaune), et l'eau d'un ruisseau proche ne révèle pas de trace de bitume. MEIA (1987), SPYCHER (1994) et JELMINI (1987, 2008, p. 183ss) résument l'histoire de l'exploitation de l'asphalte au Bois de Croix et à la Presta. En rive gauche (Bois de Croix), elle a cessé en 1840. L'exploitation a alors commencé à la Presta en rive droite, à ciel ouvert puis en galeries dès 1869, et a duré jusqu'en 1986. Le gisement est constitué par un niveau de calcaires de l'«Urgonien» imprégnés sur 4 à 6 m d'épaisseur avec une teneur de 9%. Les mines

forment un réseau d'une centaine de kilomètres de galeries plongeant vers le sud, qui ont livré près de deux millions de tonnes de minerai brut. L'extraction culmina en 1913 avec 53000 tonnes d'asphalte brut. L'asphalte de la Presta était exporté dans le monde entier. Le gisement a été décrit et étudié plus spécifiquement par JACCARD (1895), FREY (1922) et ZWEIDLER (1985), à la Presta (coord. 2540/1198), à Vers chez le Blanc (coord. 2542.150/1198.675) et à la Petite Mine de Vers chez Montandon (coord. 2542.825/1199.025). Ce dernier auteur a mis en évidence le caractère fortement migrateur des hydrocarbures et leur piégeage anté-déformation. L'origine de l'asphalte reste encore incertaine. SCHARDT (1911b) évoque la possibilité d'une migration à partir des argiles salifères du Trias, à la faveur des surfaces de chevauchement (scénario envisageable à la Presta mais pas à St-Aubin). Il tient cependant comme plus probable une migration vers le bas à partir des argiles et sables à fossiles et nodules phosphatés de l'Albien. HESS (1936) est d'avis que l'asphalte provient de la molasse chattienne, dont elle aurait été localement expulsée vers l'«Urgonien» lors de l'orogénèse jurassienne.

Gaz naturel

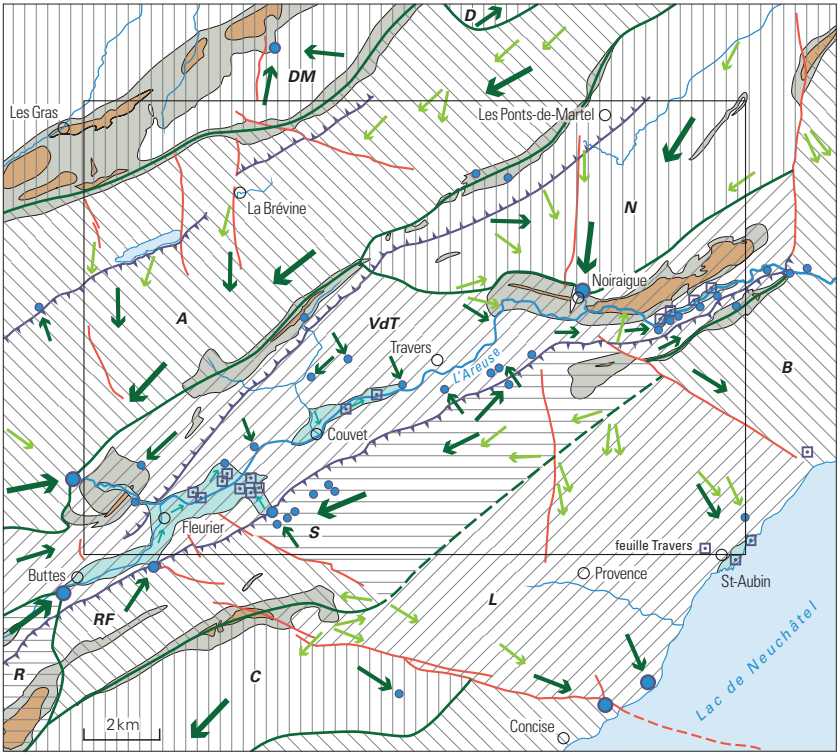
Un projet d'exploration par forage à Noiraigue, visant un réservoir potentiel dans le Buntsandstein, a été déposé par CELTIQUE ENERGIE NEUCHÂTEL (2011). Ce projet a été refusé début 2012 par le Conseil d'Etat en raison des risques que cela ferait courir aux sources des gorges de l'Areuse. Un projet révisé a été déposé par Celtique Energie Neuchâtel SA en 2013, mais les autorités compétentes ont décidé d'un moratoire de 10 ans.

HYDROGÉOLOGIE

Les informations hydrogéologiques sont tirées principalement de la carte hydrogéologique de la Suisse au 1:100 000, feuille Vallorbe – Léman nord (PASQUIER et al. 2006), qui reprend les données de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel au 1:50 000 (KIRALY 1973) et les complète, notamment à l'aide des inventaires cantonaux (NE et VD) des sources et des puits. Cette synthèse fournit également des compléments sur les traçages, les débits et les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la région, ainsi que les références d'un grand nombre de travaux publiés et inédits. Les principaux documents utilisés sont liés à la gestion des ressources (SCHARDT 1905a, BURGER 1959, TRIPET 1972, KIRALY & MOREL 1974, MOREL 1976, MÜLLER 1982, BOSSY 2003, SCHÜRCH et al. 2006) et à la protection des sources (principalement THIERRIN 1987a, b, BMIC & BIELER 1990, 1994, BMIC 1994, 1995, 2010, BLANT 2001, 2002, BORREGUERO 2003).

L'hydrogéologie de la région de la feuille Travers est essentiellement de type karstique, avec de vastes zones d'infiltration situées sur les anticlinaux, de grandes cuvettes de drainage constituées par les vallées élevées de la Brévine et des Ponts et des exutoires peu nombreux représentés par les sources karstiques majeures. L'aquifère principal est constitué par les calcaires du Malm. Les bassins d'alimentation des grandes sources karstiques (fig. 10) sont délimités pour l'essentiel par les reliefs structuraux (voir STETTLER 2012, fig. 8), les marnes de la Formation de Wildegg constituant le principal aquiclude. Dans une mesure plus difficile à définir, ces bassins d'alimentation sont aussi délimités par les éléments tectoniques (failles et diaclases). Les discontinuités correspondant à des décrochements dextres semblent jouer un rôle important pour les sources du Littoral (la Raisse et la Lance), ainsi que pour la branche occidentale du bassin de l'Areuse (traçage Chez le Brandt – source de l'Areuse). La limite des bassins d'alimentation fluctue quelque peu selon l'état hydraulique des eaux souterraines, et comporte quelques incertitudes ou zones floues selon PASQUIER (2009, fig. 4.1). Les essais de traçage (BADERTSCHER 2001, PASQUIER et al. 2006) sont la principale méthode pour délimiter les bassins d'alimentation, mais aussi pour caractériser les réseaux karstiques. Les vitesses d'écoulement usuelles dans les aquifères du Malm de la région de la feuille Travers sont d'environ 100 m/h, les pics de restitution des traceurs variant généralement entre 30 et 350 m/h. Les perméabilités calculées dans les forages de recherche d'eau des vallées de la Brévine et des Ponts (MATHEY & SIMEONI 1971, TRIPET 1972, SIMEONI 1976) sont en moyenne d'environ $2 \cdot 10^{-6}$ m/s (perméabilité à l'échelle locale). La modélisation des aquifères karstiques a permis à KIRALY (1973) de constater un effet d'échelle pour la perméabilité, celle-ci augmentant de manière exponentielle avec la taille de l'échantillonnage, de l'affleure-

Fig. 10: Sources majeures et bassins d'alimentation principaux de la région de la feuille Travers.



Malm inférieur (Fm. de Wildegg)	Bassins d'alimentation
Dogger	***A*** Areuse
Chevauchement	***B*** Bevaix
Faille	***C*** Covatanne
Aquifère alluvial, direction d'écoulement	***D*** Doubs
Puits filtrant	***DM*** Derrière le Mont
Source, Q 60 – 6000 l/min	***L*** Lance
Source, Q 6000 – 60 000 l/min	***N*** Noiraigue
Source, Q > 60 000 l/min	***R*** Raies
Ecoulement identifié par traçage	***RF*** Raisse Fleurier
Direction générale d'écoulement	***S*** Sourde
Limite de bassin d'alimentation	***VdT*** Val-de-Travers

ment au forage, et du forage au bassin. Une fourchette des perméabilités locale et régionale pour les différents aquifères de la région neuchâteloise est livrée par FOURNIER (2012, fig. 1.5). L'effet d'échelle y est d'un facteur 1000 pour l'aquifère du Malm.

Sous les réservoirs aquifères du Malm se trouve encore l'aquifère du Dogger qui affleure dans quelques boutonnières anticlinales sur la feuille Travers, et dont les eaux sont en partie captées dans deux galeries des gorges de l'Areuse (galerie Bossy et galerie des Moyats, voir BURGER 1986, AFFOLTER & NOSEDA 2002, BOSSY 2004). Cet aquifère a une perméabilité un peu plus faible que celui du Malm, et présente des indices de circulation profonde (léger subthermalisme). L'aquifère du Muschelkalk n'affleure nulle part dans la région, il est nettement plus profond, peu puissant et probablement moins perméable. Il constitue avec celui du Dogger une ressource géothermique potentielle (PGN 2008). Au-dessus du Malm, des aquifères plus petits, situés dans les calcaires du Crétacé, alimentent des sources locales, principalement sur les flancs du Val-de-Travers (vallons du Breuil et de Riau, gouttière du Coeufier – Les Oeillons du côté sud, Monts de Boveresse et de Couvet du côté nord) et sur le Littoral (Gorgier et St-Aubin). Ils sont généralement bien perméables. Les domaines de perméabilité des différentes roches cohérentes rencontrées sur le territoire de la feuille Travers sont résumés dans PASQUIER et al. (2006, fig. 3.1). Sur le Littoral (Gorgier – St-Aubin), l'aquifère du Malm est captif sous celui du Crétacé (KIRALY 1973). L'implantation du puits de St-Aubin (coord. 2548.931/1194.149, BOSSY 2003), ainsi que les travaux des voies de communication Rail 2000 et N5 (BLANT 1990, 2001, 2002, BLANT & ZWAHLEN 1990–1997, 1990–2000), ont permis l'étude locale de ces aquifères, notamment de leurs pressions respectives.

Les formations paléogènes–néogènes et les placages morainiques du Quaternaire offrent des aquifères mineurs. Le versant sud du Val-de-Travers est constitué de molasse marneuse et gréseuse recouverte de moraine argileuse ou graveleuse. Ces dépôts sont le siège d'écoulements locaux alimentant de nombreuses petites sources, dont le débit moyen est en général inférieur à 60 l/min. BURGER (1959) en a décrit les principales caractéristiques.

Les formes karstiques cartographiées (ouvalas, dolines, pertes, grottes) indiquent des zones d'alimentation des réservoirs aquifères. Les réseaux karstiques peuvent être appréhendés indirectement par les structures géologiques, la fracturation en surface, les essais de traçage, le comportement hydraulique en forages, ainsi que par la localisation, l'ampleur et le régime des sources karstiques. Les forages profonds de recherche d'eau en milieu calcaire (vallées de la Brévine et des Ponts, TRIPET 1972) permettent d'établir un niveau moyen de la zone saturée et d'appréhender les grands systèmes de circulation karstique. Pour la vallée des Ponts, une simulation 3D a été réalisée par FOURNIER (2012), basée sur le modèle géologique de VALLEY et al. (2004) ainsi que sur les pertes et la fissuration pour la génération d'un réseau karstique.

Hydrologie et climat

Le bilan hydrologique pour le Jura neuchâtelois est résumé par PASQUIER et al. (2006). Les coefficients d'écoulement global des cours d'eau et de l'eau souterraine (ruissellement + infiltration) sont de l'ordre de 900 à 1300 mm/an dans le Jura et de 600 à 900 mm/an au pied du Jura. Dans les bassins karstiques, on compte une infiltration efficace d'environ 30 l/s au km², ou pour la source de l'Areuse 36 l/s soit 78% des précipitations (1530 mm/an) selon TRIPET (1972). Pour le bassin de la Noiraigue, FOURNIER (2012) estime la recharge à 72% des précipitations (années 1994 à 1997). Ces taux sont nettement inférieurs là où un écoulement superficiel a lieu, soit sur les versants molassiques et morainiques du Val-de-Travers et du Littoral.

Le réseau des cours d'eau est très peu développé dans les vallées de la Brévine et des Ponts, caractérisées par de rares et courts ruisseaux de drainage, disparaissant dans des pertes. Au Val-de-Travers, le réseau des affluents de l'Areuse est bien développé, il est en partie issu de sources karstiques. Les principaux affluents de l'Areuse sont le Buttes et la Raisse à Fleurier, le Bied à Môtiers, le Sucre à Couvet et la Noiraigue à Noiraigue. Des torrents jalonnent le flanc nord de la vallée, leurs crues peuvent être dévastatrices (MONBARON 1973). L'Areuse est encore alimentée par les apports des sources non captées, des sources temporaires et du trop-plein des sources captées le long de son cours, spécialement à Boveresse (exutoire de la nappe alluviale) et dans les gorges de l'Areuse (BURGER 1986, BMIC 1995). Les principaux cours d'eau sont décrits dans les études de dangers naturels (STUCKY & GEORÉPONSES 2000, MFR et al. 2004, SDI-BEG 2007a, b, 2008, STUCKY 2008).

Le climat local permet le maintien de glacières. La plus connue est celle de Monlési (coord. 2534.962/1198.985; GIGON 1976). D'autres glacières sont décrites par DERIAZ (2007) dans le gouffre de Bellevue (coord. 2542.095/1194.860) et au Creux Bastian (coord. 2543.045/1196.590). Le permafrost est connu au Creux du Van, sous les éboulis du pied de la paroi ouest. L'eau qui circule à cet endroit et sort à la source de la Fontaine Froide est maintenue à une température d'environ 5°C grâce au sous-sol gelé.

Sources et puits

Les sources sont généralement localisées au contact de formations imperméables, essentiellement les marnes du Membre d'Effingen, de la Formation du Goldberg, des Marnes d'Hauterive et de l'USM. Les deux plus grandes sources karstiques de la région, celle de la Noiraigue et celle de la Doux (l'Areuse), émergent au-dessus du Membre d'Effingen, dans la partie supérieure de la Formation de Balsthal, sur les marnes séparant l'Oolite nuciforme du Membre de Ste-Vérène.

Les sources karstiques majeures du Val-de-Travers (fig. 10) sont: au sud-ouest du périmètre de la feuille Travers, les source de l'Areuse à St-Sulpice, des Raies à Buttes et de la Raisse à Fleurier; dans le secteur de la feuille Travers les sources de la Sourde à Môtiers, de la Noiraigue, et le groupe des sources des gorges de l'Areuse; au sud du périmètre de la feuille Travers, les sources du Littoral (La Lance et La Raisse à Concise); au nord du périmètre de la feuille Travers, les sources du versant du Doubs (Derrière le Mont, Les Brenets – La Rançonnière). Les sources karstiques de l'Areuse et de la Noiraigue drainent l'essentiel des vallées fermées de la Brévine et des Ponts. Ces faits ont déjà été reconnus et décrits très tôt par SCHARDT (1905a) et par JEANNET (1925, 1926).

La source de l'Areuse (coord. 2532.225/1196.010) est une source karstique de première importance qui a fait l'objet de nombreuses études inventoriées par PASQUIER (2009). Son bassin d'alimentation (SCHARDT 1905a, c, BMIC 2010) de 130 km² comprend toute la vallée de la Brévine et le vallon des Verrières. L'étude de cette source comprend des forages profonds (TRIPET 1972), des traçages et des enregistrements des paramètres physico-chimiques de l'eau (MÜLLER 1982), y compris le radon (EISENLOHR & SURBECK 1995), et des simulations (KIRALY 1973, KIRALY & MOREL 1974). Les conduits karstiques principaux génèrent un effet d'échelle des perméabilités. L'écoulement souterrain est essentiellement parallèle aux structures, mais aussi perpendiculaire, y compris à travers les marnes, avec un rôle déviateur ou diviseur des zones de cisaillement (p.ex. au Bois de l'Halle). La source de la Noiraigue a également été bien étudiée (GOGNIAT 1995). Elle draine la vallée de la Sagne et des Ponts. Une synthèse des informations sur cette source et son bassin d'alimentation est donnée par ATTEIA et al. (1996) et FOURNIER (2012). ATTEIA et al. (1998) y ont étudié la nature des colloïdes et leur transport.

De nombreuses sources karstiques se trouvent dans les gorges de l'Areuse (BMIC 1995). Elles alimentent les villes de la Chaux-de-Fonds (rive gauche) et de Neuchâtel (rive droite). Ces captages sont complétés par des galeries (STETTLER 1990, 2012) dont l'une fait partie du réseau Naqua (AFFOLTER & NOSEDA 2002). Ils sont très importants pour l'alimentation en eau potable de la population neuchâteloise. Les besoins augmentant, un appoint par les eaux souterraines des mines de la Presta a été envisagé (BMIC 2004). Sur les versants du Val-de-Travers, les sources des Lacherels à Travers (PASQUIER 2006a) et du vallon de Riau à Môtiers (BMIC & BIELER 1990) alimentent le réseau public, mais la plupart des sources sont privées et alimentent des fermes ou hameaux. Rares sont les réseaux privés ayant fait l'objet d'une étude hydrogéologique: citons à Couvet les réseaux des sources du Câble, de Champ Uda et de la Fontaine Verte (PASQUIER 2006a, b, 2007). Sur le versant du Littoral, de nombreuses sources sortent de la moraine, mais elles sont alimentées en partie par le karst sous-jacent à faible profondeur (BORREGUERO 2003). La plupart des sources sont concentrées au-dessus de Montalchez et au-dessus de la Prise Benoit (coord. 2548/1196). Entre ces deux secteurs, la forêt du Devens ne comprend que très peu de sources. Les sources sont repré-

sentées sur la carte sans distinction de débit. La plupart ont un débit moyen inférieur à 60 l/min (petites sources) ou à 600 l/min (sources moyennes). Les grandes sources karstiques dépassent quant à elles 6000 l/min. Celle de la Noiraigue atteint 117 000 l/min et celle de l'Areuse 275 000 l/min (PASQUIER et al. 2006c).

Sources non captées, sources en général

Ce sont soit des sources karstiques au régime très variable (La Noiraigue, La Sourde, Pont de la Roche), soit des sources trop petites, trop variables ou trop éloignées des points d'utilisation pour justifier un captage. Cette catégorie englobe aussi les sources insuffisamment ou non documentées, notamment sur le territoire français de la feuille. Les informations proviennent principalement de KIRALY (1973).

Sources temporaires

Les sources temporaires sont souvent des sources karstiques (p.ex. au Crêt de l'Anneau ou encore au Loclat, décrit par BURGER 1959). Accessoirement, ce sont aussi de petites sources identifiées sur le terrain dans les placages morainiques, notamment sur les flancs du Val-de-Travers.

Sources minérales

Ce sont les sources ferrugineuse (**Fe**) et sulfureuse (**S**) au coude du Bied dans la vallée des Ponts (coord. 2546.6/1204.4, avec respectivement 0,28 mg/l Fe et env. 70 mg/l SO_4). Selon DRUARD et al. (2010, p. 77), la présence caractéristique d'hydrogène sulfuré et d'oxyde ferrique peut s'expliquer par l'activité bactérienne au sein des tourbières. Les quelques sources autrefois qualifiées de ferrugineuses ne sont pas marquées en tant que telles, par exemple la Bonne Fontaine à la Brévine (EVARD 1985). Au Burcle à Couvet, KLAUSER (1996) mentionne une «source ferrugineuse» dont la première analyse date de 1729, ainsi que quelques autres sources au Val-de-Travers (sous le château de Travers, à la Crincinière à Môtiers, etc.).

Sources captées

En règle générale, les sources sont captées. La plupart de ces sources sont privées. Les informations proviennent essentiellement de KIRALY (1973) et des cadastres des cantons de Vaud et de Neuchâtel. Les principales sources captées publiques se situent dans les gorges de l'Areuse, dans le vallon de Riau au-dessus de Môtiers, et sur le versant Littoral au-dessus de Gorgier et de Montalchez.

Puits artisanaux

Les puits artisanaux sont de petits puits creusés à la main, en général peu profonds, destinés au captage d'eau dans des dépôts morainiques ou colluviaux où les sources manquent. Il se situent typiquement sur les bords des vallées de la Brévine et des Ponts, mais aussi dans la gouttière anticlinale de Trémalmont.

Puits filtrants

Les puits filtrants forés sont des puits verticaux crépinés destinés au captage de l'eau, généralement dans les roches meubles. Certains de ces puits sont à drains rayonnants (dans les gorges de l'Areuse, BURGER 1986). Des puits forés en roche dure se trouvent à la Brévine (DE BOSSET & SWISSBORING 1964, THIERRIN 1987b) et à St-Aubin (BOSSY 2003).

Galeries de captage et d'adduction d'eau

Il s'agit de trois galeries horizontales destinées au captage de l'eau dans les gorges de l'Areuse, à savoir les galeries Bossy, des Moyats et de Pré Dernier (AFFOLTER & NOSEDA 2002, BOSSY 2004, STETTLER 1986, JEANNET 1934). Ce réseau est complété par une galerie d'adduction d'eau des Moyats vers la Chaux-de-Fonds, avec sortie à Jogne (coord. 2547.680/1202.410; une nouvelle galerie est en projet, ISSKA & MFR 2013).

Nappes alluviales

Un aquifère alluvial important occupe le fond du Val-de-Travers entre Buttes et Boveresse. D'autres nappes alluviales de moindres dimensions sont liées aux deltas et cônes d'alluvions (Au Village à Môtiers, Bois-de-Croix à Travers, Vers chez Joly à Noiraigue). Enfin, un petit aquifère alluvial occupe le fond des gorges de l'Areuse, entre le Saut de Brot et Champ-du-Moulin.

Le principal aquifère alluvial est situé au Val-de-Travers, entre Fleurier et Boveresse, avec une branche principale provenant de Buttes et une plus petite de St-Sulpice, encore complété par un apport latéral depuis Môtiers. Cet aquifère alimente le réseau d'eau de Fleurier (deux puits), de Boveresse (un puits) et de Couvet (un puits à Boveresse), ainsi que plusieurs installations industrielles à Fleurier. Il a été décrit dans le cadre de l'étude pour la protection des eaux souterraines par BMIC & BIELER (1994, étude de base avec forages), puis par CORNAZ (1995, compléments sur la géométrie de la nappe par géophysique RMT) et enfin par BADERTSCHER (2001, modélisation de l'ensemble). Il est constitué d'un corps alluvial gravelo-sableux d'environ 5 à 12 m d'épaisseur dont la base est érodée dans des limons glaciolacustres et lacustres et qui est recouvert de sédiments lacustres en gé-

néral fins (fig. 4). La branche de Môtiers est due à l'apport latéral des alluvions du Bied (ruisseaux du Breuil et de Riau). Décrite par BMIC & BIELER (1990), cette branche présente dans la partie aval deux aquifères superposés séparés par des limons lacustres et glaciolacustres. L'aquifère inférieur (moraine graveleuse) est en charge (forage aux coord. 2536.888/1195.895) et représente une ressource potentielle encore non utilisée et en principe bien protégée (PASQUIER 2006d).

Un petit aquifère alluvial se trouve au Bois de Croix, au débouché du cône d'alluvions du Crozet à la limite entre Couvet et Travers. Il possède un puits dont l'eau est de qualité médiocre (PASQUIER 2006a), qui a été récemment déconnecté du réseau d'eau potable. Le cône d'éboulis de Vers chez Joly possède un puits qui alimente le village de Noiraigue.

Un aquifère alluvial existe aussi dans les gorges de l'Areuse, entre le Saut de Brot et Champ-du-Moulin (BURGER 1986). De petite section et reconnu par 6 forages principaux (BMIC 1995), il est alimenté par l'Areuse et de nombreuses sources karstiques. Il alimente cinq puits.

Sur le Littoral, le petit delta qui débouche à Gorgier constitue un aquifère d'une épaisseur de 20 m, exploité par le puits du Rafour (NISILLE & TACHER 1989) 90 m au sud du périmètre de la feuille et par le puits de Chez la Tante (LAVANCHY 1984) 40 m à l'est du périmètre de la feuille.

Qualité et distribution des eaux souterraines

Les caractères physiques et chimiques des eaux souterraines du bassin de l'Areuse ont été décrits selon les types d'aquifères par BURGER (1959) et sont résumés par STETTLER (2012). Globalement, les eaux sont moyennement dures (environ 250 mg/l $CaCO_3$), bien oxygénées, peu sulfatées et peu ferrugineuses. Les sources sulfureuse et ferrugineuse des Ponts-de-Martel font exception, ainsi que certaines sources ferrugineuses de la vallée de la Brévine. Les eaux karstiques sont en général plus douces (valeur extrême de 110 mg/l $CaCO_3$ à la Fontaine Froide, coord. 2545.650/1198.585) et plus vulnérables aux pollutions. L'eau des aquifères alluviaux est un peu plus dure (CORNAZ 1995). Actuellement, toutes les eaux captées pour les réseaux de distribution sont traitées. MISEREZ (1973) a étudié les eaux karstiques du bassin de la source de l'Areuse et accessoirement de la source de la Noiraigue (pour les gorges de l'Areuse, voir BMIC 1995). Le fer en liaison avec les sols dans le bassin de la source de la Noiraigue a été étudié par BOUYER et al. (1978). Selon POPESCU (1989), les teneurs en radon des eaux souterraines sont très variables dans l'espace et dans le temps: quasi nulles à la source de l'Areuse suite au dégazage (voir aussi EISENLOHR & SURBECK 1995), elles atteignent moins de 5 kBq/m^3 au puits de Couvet, et facilement plus de 20 kBq/m^3 dans les alluvions au pied du Rorthier en amont de Noiraigue. Des teneurs de plus de 40 kBq/m^3 au puits Joly sur le même versant dénotent une alimentation par le karst.

Les réseaux de distribution sont de plus en plus interconnectés. Les plus importants s'alimentent dans les gorges de l'Areuse (BMIC 1995, STETTLER 1986, 1990, 2012, ISSKA 2011). Sur la rive gauche, le réseau de la Chaux-de-Fonds créé par G. Ritter en 1887 capte onze sources (dont deux galeries dans le Dogger) et neuf puits. Les eaux sont refoulées par conduites ascensionnelles depuis l'usine des Moyats. Sur la rive droite, le réseau de Neuchâtel capte une trentaine de sources en aval du Saut de Brot, dont deux dans la galerie de Pré Dernier à Champ-du-Moulin. A la limite du périmètre de la feuille, il capte aussi la galerie de la Verrière en rive gauche (coord. 2549.9/1201.45), qui draine le remplissage quaternaire de l'ancienne vallée et le massif jurassique. Les données relatives à la surveillance de la qualité des eaux sont centralisées aux services de l'environnement des cantons de Neuchâtel (SENE) et de Vaud (SESA). La surveillance des eaux souterraines dans le cadre des voies de communication N5 et Rail 2000 a fourni sur le Littoral de nombreuses informations géologiques et hydrogéologiques (BLANT & ZWAHLEN 1990–1997, 1990–2000, BLANT 2002 pour la piézométrie à long terme).

PALÉONTOLOGIE

Quelques gisements fossilifères sont célèbres depuis le 19e siècle et le début du 20e siècle. Certains sites méritent d'être protégés (voir chap. Géotopes). Parmi les principaux sites décrits sur le plan paléontologique, citons à titre d'exemples: pour le Dogger et le Malm inférieur (marneux) le Pont de l'Ile à St-Sulpice (DE TRIBOLET 1873) et le Pont de la Baleine à Noiraigue – Brot-Dessous (SCHARDT 1911a, BOLLE et al. 1996), ainsi que le col du Mont Châteleu (DE TRIBOLET 1872); pour le Malm supérieur (calcaire) le cirque de St-Sulpice (DE TRIBOLET 1873), le Crêt de l'Anneau (ROLLIER 1909); pour le Crétacé la gare de Boveresse (GUILLAUME & PORTMANN 1965, CLAVEL et al. 1994, 2007, GODET et al. 2013), la Presta (RENZ & JUNG 1978, REMANE 1982, SAUVAGNAT 1999) et Sur le Vau (THIÉBAUD 1937); pour le Paléogène–Néogène les Ponts-de-Martel (KÄLIN et al. 2001, KÄLIN & KEMPF 2009). De nombreuses déterminations paléontologiques et analyses micropaléontologiques ont été effectuées dans le cadre de ce travail. Elles concernent principalement la Molasse (M. Weidmann et J.-P. Berger; voir WEIDMANN & PASQUIER 2013), les sédiments de l'Aptien–Albien (J. Sauvagnat et A. Pictet), ainsi que les sédiments du Berriasien–Valanginien, du Barrémien et du Quaternaire (P.-O. Mojon). Les résultats de ces études sont présentés et discutés dans les chapitres correspondants de la partie stratigraphique de cette notice.

Le Muséum d'histoire naturelle de Neuchâtel conserve diverses collections géologiques liées au territoire de la feuille Travers, en partie non documentées. Il s'agit principalement de celles d'A. Dubois (Malm des gorges de l'Areuse, brachiopodes et bivalves du Crétacé précoce), de C.-E. Thiébaud (Dogger à «Urgonien», Quaternaire; cette collection comprend aussi les échantillons prélevés en 1933 et 1934 par A. Jeannet dans la galerie de Pré Dernier, provenant notamment du Paléogène–Néogène) et de C. Muhlethaler (du Dogger au Quaternaire, en partie dans le cirque de St-Sulpice), ainsi qu'une collection récente de P.-O. Mojon sur le Jurassique–Crétacé (le matériel micropaléontologique du Crétacé et du Quaternaire est conservé avec la collection P.-O. Mojon du Muséum d'Histoire naturelle de Genève). En outre, B. Claude, du Muséum, possède à titre personnel une collection paléontologique récoltée en grande partie dans les gorges de l'Areuse, couvrant les formations de l'intervalle Jurassique moyen – Néogène.

ARCHÉOLOGIE

Les rives du lac de Neuchâtel (La Béroche – St-Aubin), mais aussi les vallées de la région de la feuille Travers ont été visitées ou habitées par toutes les cultures anciennes, du Moustérien au Haut Moyen Âge. Au Paléolithique, des grottes ont été habitées. Des restes d'ours des cavernes ont été trouvés dans la Grotte de Pré Punel (coord. 2549.100/1202.475, identifiés par J.-P. Jéquier, GIGON 1976). La grotte des Plaints (coord. 2538.290/1199.875) a fait l'objet de fouilles complètes suite à la découverte d'ossements d'ours des cavernes et de pierres taillées (une quinzaine d'artefacts) d'âge moustérien (environ 50 ka BP). Citons à ce propos LE TENSORER (1997): «Découverte et fouillée en 1952 par J.-P. Jéquier, cette petite grotte s'ouvre à 1120 m d'altitude au sommet d'un escarpement au-dessus de la cluse des Cambudes. La présence de cerfs, sangliers, chamois et castors indique un environnement forestier qui correspondrait bien à une phase adoucie de la dernière glaciation comme l'interstade d'Hengelo […]. Il est possible que ce site d'altitude soit de même âge que les niveaux moustériens supérieurs de Cottencher datés autour de 40 000 ans». Dans les gorges de l'Areuse, la grotte de Cottencher (feuille Neuchâtel, coord. 2551.585/1201.600, 665 m d'altitude, DUBOIS & STEHLIN 1933, GIGON 1976) a livré des restes de 62 espèces d'animaux du Pléistocène (rhinocéros, cerfs, etc.), ainsi qu'en 1964 un maxillaire supérieur, l'un des deux vestiges néanderthaliens de Suisse. C'est l'un des plus importants gisements moustériens de Suisse, datant d'un interstade de la dernière glaciation il y a 65 à 55 ka BP selon le profil pollinique mentionné par GIGON (1976). A partir de critères faunistiques, LE TENSORER (1998) le place entre 55 et 40 ka BP, dans les interstades de Dürnten ou Hengelo, la datation radiologique (40 ka BP) représentant un minimum car probablement polluée par les eaux de percolation.

Au Néolithique, «la région de la Béroche constitue un lieu d'émergence du mégalithisme en Suisse occidentale. A St-Aubin, un alignement de quatre menhirs précéda un second ensemble de pierres dressées à partir de la fin du III^{e} millénaire.» (EGLOFF 2010). Cet auteur mentionne aussi des échanges transjurassiens au III^{e} millénaire (silex brun blond de la vallée de la Loire, notamment à St-Aubin), l'abandon des palafittes (St-Aubin) entre 2500 et 1900 av. J.-C., des céramiques du Bronze moyen (1500 à 1200 av. J.-C.) à la Baume du Four dans les gorges de l'Areuse (coord. 2552.315/1201.315) et une hache du même âge au Creux du Van. La fin de cette époque est probablement liée à une péjoration du climat entraînant l'élévation du niveau des lacs. Pour l'âge du Fer, un à deux siècles plus tard, EGLOFF (2010) signale des tumulus à la Béroche. Il mentionne aussi à Champ-du-Moulin une fibule à deux têtes d'oiseau en bronze et corail datée du 5^{e} siècle av. J.-C., décrite par DEHN (1966). Dans le Val-de-Travers, MATTHEY (1970) signale une hachette de pierre et une pointe de lance dans des graviers à Noiraigue (citant VOUGA 1943, p. 231). Juste en dehors du périmètre de la carte, GIGON (1976) mentionne des bronzes et poteries (âge du Bronze) dans la Grotte

Tab. 5: *Trouvailles archéologiques (AFFOLTER 1999, VAUTHIER 1985).*

Coordonnées	Lieu	Objet	Commentaires
2547.330/1194.330	Montalchez	Cupules	Gneiss, 1 cupule
2547.225/1194.825	Les Prises de Montalchez	Cupules	«Protogine», 4,1×1,8 m, 1 cupule en U
2547.410/1196.025	Nord-ouest du Devens	Cupules	Gneiss, 4,5×1,5 m, 12 cupules, 1 ébauche de sillon
2549.790/1196.537	Les Ouches	Cupules	Gneiss, 10 cupules, fragment de 53 cm d'un bloc détruit
2548.527/1194.420	La Nalière	Menhir (?)	Gros bloc couché
2548.560/1195.130	Le Devens	Menhir	1,8 m, entailles, déterré et relevé en 1846
2548.795/1195.140	Le Devens	Menhir	Gros bloc, tronqué
2549.005/1195.470	Le Devens	Menhir	Tronqué (le même que ci-dessus?, coord. VAUTHIER (1985)
2548.910/1195.420	Les Auges Dessous	Menhir	—
2539.915/1196.375	Les Ruillères	Cupules	Bloc de 90 cm, debout dans le sol, avec 7 cupules
2546.480/1195.470	Les Prises de Montalchez	Cupules	Gneiss, 2 cupules et 5 rigoles
2546.800/1195.350	Les Prises de Montalchez	Cupules	Bloc à 12 cupules
2547.100/1196.025	La Gaillarde	Cupules	«Protogine», 8,5×3×8 m, 30 m^3, 7 cupules
2547.400/1195.500	La Combe	Cupules	Gneiss, 4×2×1,5 m, 9 cupules, rigole en crosse
2548.780/1197.280	La Pierre de Benette	Cupules	Gneiss, 3,5×2,1 m, 37 cupules
2549.940/1195.120	Lavoir communal	Cupules	Bloc à 15 cupules (transféré du chemin des Moines)
2538.290/1199.875	La grotte des Plaints	Pierres taillées	Moustérien
2549.980/1194.290	Chez la Tante	Palafitte	Néolithique

NB: 5 autres menhirs sont aussi signalés sur la carte, au Devens (coord. 2548/1195).

de l'Ermitage à Gorgier (coord. 2550.175/1196.425) et des objets de l'âge du Fer (La Tène III) dans la Grotte aux Filles à St-Aubin (coord. 2548.800/1193.125). Les mégalithes et pierres à cupules de la Béroche (tab. 5) sont décrits succinctement par VAUTHIER (1985) et SCHWEGLER (1992). Enfin, des ossements de bison (vraisemblablement néolithiques), notamment une mandibule inférieure droite, ont été découverts en 2010 par l'ISSKA dans le gouffre de la Racine (coord. 2538.2/1203.1) à l'est de la Brévine (L'Express, 7.1.2011).

D'après MATTHEY (1970), la palynologie de la partie supérieure des tourbes du Grand Cachot témoigne de la présence humaine dès le Subatlantique récent (à partir de 2 ka BP). L'établissement d'une population à demeure dans la vallée des Ponts ne doit guère être antérieur au Subatlantique récent. Il se marque notamment par une régression des espèces arborescentes au profit des herbacées, en particulier celles qui sont liées à la présence de l'homme (*Urtica, Plantago, Rumex* et quelques graminées cultivées).

A l'époque romaine, EGLOFF (2010) mentionne divers sites sur le versant littoral (Fresens, Montalchez, Gorgier), et la Vy d'Etra (p.ex. coord. 2549/1195, env. 550 m d'altitude, voir VAUTHIER 1985), route gallo-romaine reliant Eburodunum (Yverdon-les-Bains) à Vindonissa (Windisch). Au Val-de-Travers, il signale un fossé à Noiraigue (dépotoir dans des alluvions au terrain de football, coord. 2544.840/1200.820). Juste en dehors du périmètre de la carte, GIGON (1976) mentionne des monnaies romaines dans la Grotte aux Filles à St-Aubin. A la vallée des Ponts, MATTHEY (1970) signale une monnaie romaine de Claude le Gothique (238 à 270 ap. J.-C.) trouvée en 1908 aux Ponts-de-Martel et la mise au jour hypothétique de monnaie romaine à Couvet (citant VOUGA 1943, p. 215).

Pour le Haut Moyen Age (avant le 10–11e siècle), BUJARD & MOREROD (2010) signalent l'église primitive de Môtiers (du 6–7e siècle), quelques objets du 6e siècle à Gorgier et St-Aubin, ainsi que des survivances toponymiques (terminaison en -acum = -ier dans Fleurier, au Val-de-Travers) et administratives (l'Areuse marque la frontière entre les comtés carolingiens de Vaud et de Bargen). VAUTHIER (1985) signale une ceinture burgonde du 7e siècle à Montalchez.

DONNÉES HISTORIQUES

Les premières mentions des villages du Val-de-Travers datent du 10e au 14e siècle, pour la plupart du 13e siècle. La plus ancienne carte (plan en vue aérienne) est due à Guillaume Massonde en 1583 (archives de l'Etat à Neuchâtel). A l'occasion du 800e anniversaire de la commune de Travers, JELMINI & KLAUSER (2002) reproduisent une carte détaillée de Travers de A. Mändly de 1887, et fournissent de nombreux renseignements d'ordre historique et géologique sur les lieux-dits de la commune de Travers, par exemple Le Loclat (lac, exutoire karstique), Les Lacherels (laîches, plante liée aux zones de sources) ou encore La Presta (petite prise, terrain gagné sur la forêt pour y être cultivé).

Les données historiques en rapport avec la géologie concernent des éboulements, glissements, inondations et aménagements artificiels (correction des eaux et drainages, exploitations hydrauliques). Les informations proviennent principalement de COURVOISIER (1968), de KLAUSER (1996), d'archives diverses (Courrier du Val-de-Travers) et des cadastres des événements établis pour les études de dangers naturels (STUCKY & GEORÉPONSES 2000, MFR et al. 2004, SDI-BEG 2007a, b, 2008, STUCKY 2008). Les principaux événements répertoriés sont des éboulements et chutes de pierre (gorges de l'Areuse, Clusette, Côte de Rosières, cirque de St-Sulpice), des glissements (versant sud du Val-de-Travers, Côte de Rosières, La Baleine, Champ-du-Moulin), des tassements et effondrements (Clusette, Presta, fontis/St-Sulpice, dolines) et des inondations et charriages de matériaux (bords de l'Areuse au Val-de-Travers et à Champ-du-Moulin, ruisseaux et torrents, ruissellement de versant).

L'éperon du Furcil – La Clusette, passage difficile de la route Pontarlier – Neuchâtel, a subi de nombreux événements (SCHARDT 1901c, SDI-BEG 2007b): éboulement sur l'ancienne route en 1816, affaissements de l'ancienne route cantonale en 1896, 1901 et 1917 dus à l'effondrement de galeries au Furcil, éboulements sur cette route en 1956, 1968, 1975 (année d'inauguration du tunnel) et 1986, effondrements, tassements et fontis dans le versant entre 1995 et 2006. Des affaissements dus à l'effondrement de galeries se sont aussi produits à St-Sulpice, en 2003 sur la route cantonale Fleurier – Les Verrières, et en 2006 sur la route communale montant au Chapeau de Napoléon. De nombreux petits éboulements se sont produits à la Côte de Rosières à Noiraigue, ainsi que sur le versant nord du cirque de St-Sulpice. A Fleurier, deux grands éboulements se sont produits à la Caroline (coord. 2534.5/1195.5), le 1.2.1889 et en mars 1913. A Couvet, l'éboulement du Burcle (avant le 18e siècle, QUARTIER-LA-TENTE 1893, et «à une époque dont on a conservé le souvenir» selon GUILLAUME 1860, cité par BURGER 1959, p. 78, note 1) a mis au jour des marnes exploitées au Crêt de l'Eau. Il est possible que la butte du Crêt de l'Eau soit liée à cet événement. A Couvet encore, un petit éboulement s'est produit au Rosier (coord. 2538.5/1197.7) le 11.9.1965. Sur l'anticlinal de la

première chaîne, au sud du Soliat, le gouffre de la Cabane Perrenoud (coord. 2545.6/1196.4) s'est ouvert vers 1956 (GIGON 1976).

Un glissement de terrain s'est produit à Pré Monsieur à la fin décembre 1923 (environ 6000 m^3, mettant à nu la molasse burdigalienne, RICKENBACH 1925). Lors de la construction de la H10, un important glissement est survenu le 2 août 1956 à la Côte de Rosières en amont de Noiraigue, qui a déformé la ligne de chemin de fer (HÄFELI 1957a), et un premier remblai prévu pour le viaduc du Crêt de l'Anneau a généré en 1954 des glissements dans la craie lacustre (LABORATOIRE DE GÉOTECHNIQUE de l'EPFL 1955). Le 22.3.1958 est survenu à la gare de Boveresse un glissement du remblai CFF sur un ancien terrain glissé plus étendu, lié à la présence de marnes aptiennes–albiennes et d'un petit vallon collecteur d'eau (LABORATOIRE DE GÉOTECHNIQUE de l'EPFL 1958). Enfin, un important glissement s'est produit au sud de Travers en avril 2006 (MEIA 2007a, b, OPAN CONCEPT 2007, KRÄHENBÜHL 2007), réactivant des mouvements antérieurs (mai 1984, février 1995).

Dans les gorges de l'Areuse, des glissements de masses morainiques ont eu lieu en face du Pont de la Baleine et au tunnel de la Verrière peu après la construction de la voie ferrée du Franco-Suisse (VOUGA 1868).

Du point de vue sismique, la région est plutôt calme. Un séisme s'est produit à Fleurier le 1.3.1817 (Courrier du Val-de-Travers). Les tremblements de terre recensés au 20^e siècle (de magnitude 2 à 3) se concentrent à la limite est de la feuille, vers le bas des gorges de l'Areuse (faille de la Tourne?). C'est là également que s'est produit le tremblement de terre de 1621, de magnitude 5,1, sans doute le plus important de l'histoire neuchâteloise (M. Burkhard dans l'Express du 5.2.2003).

Crues, inondations, trombes et ouragans

Les crues de l'Areuse sont récurrentes et ont provoqué de tout temps des inondations dans la plaine entre Fleurier et Couvet, à Travers, ainsi qu'à Champ-du-Moulin. Les corrections et aménagements du lit de l'Areuse, du 19^e au 21^e siècle (voir ci-dessous), en ont largement réduit les impacts. Les dernières grandes inondations à Môtiers, Boveresse et Couvet ont eu lieu en 1899 (photo d'archive), en 1949 et le 12.11.1950 (repère sur la pile du pont à Couvet, en rive gauche), et dans une moindre mesure le 14.2.1990. La zone de Travers, plus sensible, a encore été inondée le 26.9.1987 et le 22.12.1991. Lors de la crue de l'Areuse le 12.1.1955 (160 m^3/s), les pertes de la Brévine, du lac des Taillères et de l'Aneta ont refoulé, inondant les bas-fonds de la vallée (BURGER 1959).

Les crues des ruisseaux et torrents affluents de l'Areuse peuvent être très subites. Des écoulements majeurs sont mentionnés par JEANNOTTAT (2005) en 1944 au Cul de la Chenau à St-Sulpice, par BURGER (1959) pour le Sucre à Couvet le 18.5.1822 (selon QUARTIER-LA-TENTE 1893, 3 m d'eau, charriage et dégâts au vil-

lage) et entre Fleurier et Couvet le 24.9.1863. MONBARON (1973) a étudié les conséquences morphologiques de la trombe d'eau du 24.7.1972 (120 mm d'eau en une heure) aux Sagnettes et à Trémalmont, qui a emporté le moulin de la Roche (exploité dès 1625 environ pour le sciage et la mouture du grain) et provoqué un important charriage de matériel dans les torrents du Sucre, des Cambudes et des Crozets. A la Combe de la Mosse, 6300 m^3 ont été érodés et se sont déposés à la Combe Bayon (coord. 2540.380/1198.980). L'auteur estime la probabilité de tels événements à 7 occurrences par millénaire.

En 1761, une «avalanche» (lave torrentielle) est descendue à Vers chez le Bois au-dessus de Travers. Cet événement, mentionnée par J.-J. Rousseau en 1763 dans sa deuxième lettre au Maréchal de Luxembourg, a charrié un important volume de matériaux, encore bien visible sur le MNT. Une barrière de protection en pieux a été érigée en 1934. Parmi les ouragans du 20e siècle, Lothar (26.12.1999) a sans doute été le plus dévastateur dans la région, créant des conditions favorables à l'érosion, et dégageant quelques nouveaux affleurements.

Aménagements du territoire

Les exploitations de matières premières et les grands travaux d'aménagements hydrauliques et des voies de communication des 19e et 20e siècles ont provoqué des modifications substantielles du territoire et permis un accroissement des connaissances géologiques.

De nombreuses petites carrières et gravières, ainsi que les grandes glaisières du Burcle à Couvet et de la Presta à Travers ont ouvert des affleurements et généré des remblais et quelques glissements. Les mines d'asphalte de la Presta à Travers, les mines de pierre à ciment à St-Sulpice (Membre d'Effingen) et à Noiraigue (Marnes du Furcil) ont perforé les massifs de galeries sur des centaines de kilomètres au total et provoqué des effondrements.

La construction de la ligne ferroviaire du Franco-Suisse, inaugurée en 1860, a donné lieu à de nouveaux affleurements. Malheureusement, nous n'avons pas retrouvé de documentation sur les observations d'A. Gressly, mentionnées par GRESSLY & DESOR (1861). Les ouvrages du projet Rail 2000 sur le Littoral (MEIA 1974, BLANT 1990), de même que les routes modernes (H10, N5) et les ouvrages associés ont suscité de nombreux forages et observations, notamment à la Clusette (MEIA 1971) et à Gorgier (MEIA 1974, 1992, 1997, BLANT 2001).

Des moulins ont été installés de très longue date, principalement dans le Val-de-Travers près des sources de l'Areuse (musée «Les Roues de l'Areuse») et de la Noiraigue, mais aussi sur le cours de l'Areuse plus en aval (Môtiers, Couvet) et sur ses affluents (Le Bied, Le Sucre). Dans les vallées fermées, même de très petits cours d'eau ont été exploités, surtout pour des scieries. COP (1987) décrit des concessions dès le 15e siècle à la Brévine (au village, sur le Bied), dès le 16e siècle

au lac des Taillères (au Moulin du Lac, voir JEANNET 1926), dès le 17e siècle au ruisseau des Placettes et au Cachot et dès le 18e siècle à la Châtagne. Dans la vallée des Ponts les installations remontent au 16e siècle au Voisinage, au 17e siècle à Plamboz, Brot-Dessus, au 18e siècle à Martel Dernier et aux Combes Dernier. Le développement du réseau des fontaines et les adductions d'eau (à Couvet en 1890) ont pour la plupart été effectués vers la fin du 19e siècle (voir QUARTIER-LA-TENTE 1893) et au début du 20e siècle. La recherche d'un aquifère à Couvet a donné lieu en 1927 au premier forage traversant tout le remplissage quaternaire de la vallée (sondage no 13, voir chap. Forages, JEANNET 1930).

Les corrections de l'Areuse et les drainages ont eu lieu essentiellement au 19e siècle (voir la carte d'OSTERVALD 1838–1845 et QUARTIER-LA-TENTE 1893) pour assainir la plaine et les versants. Une dernière correction importante de l'Areuse a eu lieu entre 1948 et 1953. De 1990 à 2001, le lit majeur de l'Areuse a été agrandi en aval de Travers (où un polder a été créé en 1999) pour circonscrire les dernières nuisances significatives de la rivière (abaissement de 50 cm du niveau de crue majeure). Une usine hydraulique a été construite aux sources de l'Areuse pour remplacer les moulins peu après 1860, et modernisée en 1908 et 1975 (ROUSSY 1986). Dans les gorges de l'Areuse, l'usine des Moyats date de 1887 et fournit l'énergie nécessaire à l'amenée d'eau vers la Chaux-de-Fonds (projet visionnaire de G. Ritter, STETTLER 1986). Cinq communes associées ont construit plus en amont l'usine du Plan de l'Eau en 1896 (ROUSSY 1986). Les galeries de captage d'eau (Bossy, Moyats et Pré Dernier) ont permis des levés géologiques précieux (SCHARDT 1911a, JEANNET 1934). Le développement des réseaux d'eau s'est effectué essentiellement durant la première moitié du 20e siècle.

L'énergie géothermique se développe vers la fin du 20e siècle, avec les forages pour pompes à chaleur qui ont fourni quelques informations géologiques jusqu'à 60–150 m de profondeur. Quelques puits exploitent l'eau de la nappe. Des forages profonds n'existent pas encore sur le territoire de la feuille, mais l'évaluation du potentiel géothermique du canton par le CREGE a fourni des compilations, notamment des coupes géologiques (C. Robert-Charrue in PGN 2008).

Géotopes

Les sites et éléments géologiques de grand intérêt devraient être protégés en tant que géotopes. Selon la législation vaudoise (un tiers de la surface de la feuille Travers), l'exploitation des gisements fossilifères ou minéraux est soumise à autorisation. PIERACCI et al. (2008) ont rédigé un inventaire des géotopes du canton de Vaud. Dans le canton de Neuchâtel, les objets protégés sont principalement les éléments archéologiques (p.ex. menhirs) et les blocs erratiques. Un premier inventaire des géotopes potentiels a été effectué sur la commune de Gorgier (RIEDER 1995). Le géoportail du système d'information du territoire neuchâtelois

(SITN) fournit des éléments liés à la protection de la nature (p.ex. milieux humides, tourbières, hauts-marais).

Les sites géologiques les plus populaires de la feuille Travers sont le Creux du Van et la Glacière de Monlési (coord. 2534.962/1198.985). Les affleurements les plus précieux sont ceux du Pont de l'Ile à St-Sulpice (SCHARDT 1906) et du Pont de la Baleine à Noiraigue (Calcaire roux marneux, BOLLE et al. 1996). L'inventaire des géotopes suisses (BERGER et al. 2011) comprenait en 2011 les objets suivants sur le territoire de la feuille Travers (NE/VD): n° 64 Boutonnière anticlinale du Creux du Van et gorges de l'Areuse (NE/VD), n° 65 Mines d'asphalte du Val-de-Travers (NE), n° 368 Grotte de la Cascade (Môtiers, NE), n° 370 Glacière de Monlési (Boveresse, NE), n° 745 Système karstique Bied – Ponts-de-Martel – Noiraigue (NE), et en réserve: n° 748 Corridor aux loups (NE, données insuffisantes), n° 911 Blocs erratiques du Bois du Devens (NE), n° 642 Cirque de St-Sulpice/Source de l'Areuse.

BIBLIOGRAPHIE

ADATTE, T. (1988): Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien–Valanginien du Jura central. – Thèse Univ. Neuchâtel.

ADATTE, T., RENTZEL, P. & KÜBLER, B. (1991): Etude minéralogique et sédimentologique du remplissage karstique de la grotte de Cottencher (Jura neuchâtelois, Suisse). – Eclogae geol. Helv. *84*/3, 671–688.

AFFOLTER, M. & NOSEDA, N. (2002): Naqua-Trend NTQ11 source Bossy, Brot-Dessous, NE. Etablissement du bassin d'alimentation de la source. – Rapp. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, révisé en 2003 et 2004, pour l'OFEV (inéd.).

AFFOLTER, T. (1999): Méthodologie SIG (appliquée à la feuille 1163 Travers de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000). – Rapp. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

AFFOLTER, T. & GRATIER, J.-P. (2004): Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: the Jura case. – J. geophys. Res. *109*/B3. DOI: 10.1029/2002JB002270.

AGASSIZ, L. (1842): Le Jura a eu ses glaciers propres. – Actes Soc. helv. Sci. nat. *1843*, 284.

ARBEL, Y. (1997): Cartographie de la région Couvet – Boveresse – Les Charbonnières – Col des Sagnettes, carte d'affleurements au 1:7000. – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

ARN, R. (1984): Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. – Thèse Univ. Lausanne.

ARN, R. & CAMPY, M. (1990): Un problème de paléogéographie glaciaire au maximum würmien dans la zone circumalpine: le glacier jurassien. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *113*, 115–131.

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. *15*, 33–61.

ATTEIA, O., PERRET, D., ADATTE, T., KOZEL, R. & ROSSI, P. (1998): Characterization of natural colloids from a river and spring in a karstic basin. – Environ. Geol. *34*/4, 257–269.

AUBERT, D. (1958): Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *81*, 47–54.

— (1975): L'évolution du relief jurassien. – Eclogae geol. Helv. *68*/1, 1–64.

— (1986): La récurrence des glaciers jurassiens entre la Venoge et l'Aubonne. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *78*/1, 21–46.

AUBERT, D. & BADOUX, H. (1956): Feuille Neuchâtel. – Carte géol. gén. Suisse 1:200 000, Notice expl. *1*.

AUBERT, D., GRATIER, M. & POCHON, M. (1979): Livret-guide de quelques sols type du Haut-Jura et du pied du Jura. – Rapp. Lab. Pédol., Ecole polytech. féd. Lausanne [EPFL].

BADERTSCHER, C. (2001): Synthèse des travaux existants et modélisation de la nappe alluviale du Val-de-Travers (région de La Binrée et des Cornées). – Diplôme Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

BÉGUIN, C. & POCHON, M. (1971): Contribution à l'étude pétrographique et géochimique des sols des nardaies jurassiennes: Nardetum jurassicum. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *94*, 67–76.

BERGER, J.-P. (1992): Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse Basin. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 573–609.

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. – Groupe de travail pour les géotopes en Suisse, Geosciences, Platform Swiss Acad. Sci.

BERGER, J.-P. & WEIDMANN, M. (1989): Quelques données nouvelles sur la molasse du Jura. – Présentation orale au «Colloque Daniel Aubert», 17.11.1989, Neuchâtel.

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 UMR CNRS 5561, Dijon.

BIELER, G. (1972): Etude structurale de l'anticlinal de St-Sulpice (Canton de Neuchâtel). – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

BITTERLI, T. (1990): The kinematic evolution of a classical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. *83*/3, 492–511.

BLANC, E. (1996): Transect plateforme – bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaine jurassien et nord-vocontien), chronostratigraphie et transferts des sédiments. – Géol. alp. (Grenoble), Mém. h.s. *25*.

BLANT, D. (1990): Etude hydrogéologique des projets Rail 2000 / N5 sous la Béroche. – Diplôme Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (2001): Etude d'impact de la N5 entre Vaumarcus et Bevaix. – Rapp. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel (inéd.).

— (2002): N5, Béroche, surveillance à long terme des eaux souterraines (piézomètres et sources). – Rapp. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel (inéd.).

BLANT, D. & ZWAHLEN, F. (1990–1997): Rail 2000, tronçon Bevaix–Vaumarcus, diverses études hydrogéologiques. – Rapp. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel (inéd.).

— (1990–2000): N5, tronçon Bevaix–Vaumarcus, diverses études hydrogéologiques. – Rapp. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel (inéd.).

BLÄSI, H.-R. (1975): Geologie des Gebietes Pouetta Raisse – La Vaux – La Raisse (Val de Travers), mit einer Karte 1:10 000. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

— (1980): Die Ablagerungsverhältnisse im Portlandien des schweizerischen und französischen Jura. – Diss. Univ. Bern.

BMIC [SA] (1994): Délimitation du périmètre de protection de l'aquifère de la mine de la Presta. – Communauté de travail pour l'étude des zones de protection des gorges de l'Areuse (inéd.).

— (1995): Détermination des zones de protection des captages des gorges de l'Areuse. Synthèse des études menées de 1988 à 1995. – Communauté de travail pour l'étude des zones de protection des gorges de l'Areuse (inéd.).

— (2010): Détermination des zones de protection de la source de l'Areuse à St-Sulpice. – Serv. canton. Protection Environ., Peseux (inéd.).

BMIC [SA] & BIELER, G. (1990): Délimitation des zones de protection du captage de Comblémine et des sources du synclinal de Riau. – Rapp. à la commune de Môtiers, Serv. canton. Protection Environ., Peseux (inéd.).

— (1994): Etude hydrogéologique de la nappe des Cornées pour la délimitation des zones de protection des captages. – Rapp. aux communes de Fleurier, Môtiers et Boveresse, Serv. canton. Protection Environ., Peseux (inéd.).

BOLLE, M.-P. (1995): Etude sédimentologique, minéralogique et stratigraphique des étages bajocien, bathonien et callovien de la région du Furcil (NE) et Cartographie de l'anticlinal de Solmont (NE). – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

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.

BORGHI, A. (2008): Modélisation hydrogéologique 3D d'un aquifère karstique. La vallée des Ponts-de-Martel et la source de la Noiraigue. – Trav. MSc Univ. Neuchâtel (inéd.).

BORREGUERO, M. (2003): Révision des zones de protection des captages communaux de Gorgier, avec carte géologique au 1:10 000. – Rapp. à la commune de Gorgier, Serv. canton. Protection Environ., Peseux (inéd.).

BOSSET, C. DE (1965): Recherches hydrogéologiques dans le Jura neuchâtelois. Sondages profonds 1963–1965. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

BOSSET, C. DE & SIF-GROUTBOR [SA] (1965): Forages de recherche hydrogéologique dans le Jura neuchâtelois. Log détaillé des forages de la Sagne, de Brot-Dessus n° 4 et de la Combe des Cugnets. – Dépt. Trav. publ. Cant. Neuchâtel (inéd.).

BOSSET, C. DE & SWISSBORING (1964): Forages de recherche hydrogéologique dans le Jura neuchâtelois. Log détaillé des forages n° 1 La Brévine, n° 2 Le Cachot, n° 4 Le Brouillet. – Dépt. Trav. publ. Cant. Neuchâtel (inéd.).

BOSSY, F. (2003): Exploitation des eaux souterraines en milieu karstique, exemple des forages profonds de St-Aubin (NE): Divers documents sur les forages et puits profonds de St-Aubin. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (2004): Conditions hydrogéologiques et hydrochimie des eaux captées aux Moyats et dans la galerie Bossy. Réhabilitation de la galerie des Moyats, Ville de la Chaux-de-Fonds. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

BOURRET, F. (1980): Gouffre du Cernil Ladame. – Stalactite *30*/2, 71–72.

BOUYER, Y., MISEREZ, J.-J. & POCHON, M. (1978): Inventaire géochimique et bilan du fer dans le sol et les eaux du karst jurassien: état, importance, déplacements. – Lab. Pédol. Ped *1*, Ecole polytech. féd. Lausanne [EPFL].

BROQUET, P., GIDON, M. & MONJUVENT, G. (1985): Carte géologique de la France 1:250 000, feuille 25 Thonon-les-Bains. Avec notice explicative. – Serv. Carte géol. France, Paris.

BUJARD, J. & MOREROD, J.-D. (2010): Neuchâtel (canton), 1.2 – Haut Moyen Age. – Dictionnaire historique de la Suisse *9*, Attinger, Hauterive.

BÜNZLI, M.-A. (2000): La cartographie à l'heure des systèmes d'information géographique: quelques réflexions inspirées par la carte géologique du Val-de-Travers. Rapp. du 30.9.2000, avec annexes (légende partielle et inventaire de données). – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

BURGER, A. (1959): Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. – Thèse Univ. Neuchâtel, AIH Monogr. hydrogéol. *1*.

— (1986): L'hydrologie. In: Les gorges de l'Areuse (p. 77–86). – Ed. de la Baconnière, Neuchâtel.

BURGER, A. & SCHAER, J.-P. (1996): La vallée du Locle – oasis jurassienne. Avec une carte géologique 1:50 000. – Cah. Inst. neuchât., n.s. *26*.

BURKHALTER, R. & BEER, C. (2001): Blatt 1168 Travers, Nachkartierung Quartär. Manuskriptkarte 1:25 000, Ter Div Stabskp 1 z.H. Landesgeologie. – Arch. Landesgeol., swisstopo, Wabern, Dok. 417 (unpubl.).

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.

— (2000): Profils tectoniques Novalles – La Brévine, St-Sulpice, Les Gras – Couvet. – Manuscrit pour la feuille 1163 Travers de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000. – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

BURKHARD, M., AFFOLTER, T., BÜNZLI, M.-A. & BOUZELBOUDJEN, M. (2000): Carte géologique du Val-de-Travers au 1:25 000. Projet pour la feuille 1163 Travers de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, version SIG, avec base de données. – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

BURKHARD, M., ATTEIA, O., SOMMARUGA, A., GOGNIAT, S. & EVARD, D. (1998): Tectonique et hydrogéologie dans le Jura Neuchâtelois. – Eclogae geol. Helv. *91*/1, 177–183.

CAMPY, M. & MACAIRE, J.-J. (1989): Géologie des formations superficielles, géodynamique, faciès, utilisation. – Masson, Paris.

CELTIQUE ENERGIE NEUCHÂTEL [SA] (2010): Hybrid seismic survey, Line 10NOIR-1. Draft internal report 9.11.2010. – Rapp. aux autorités compétentes du canton de Neuchâtel (inéd.).

— (2011): Le Cygne Blanc nº 1, puits d'exploration, proposition et programme de forage. Terre en Suisse, Concession de Neuchâtel. – Rapp. aux autorités compétentes du canton de Neuchâtel (inéd.).

CHAROLLAIS, J., MOULLADE, M., OERTLI, H. J. & RAPIN, F. (1977): Découverte de microfaunes de l'Albien moyen et supérieur dans la vallée de Joux (Jura vaudois, Suisse). – Géobios *10*, 683–695.

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.

CHEVALLIER, T. (1989): Les formations carbonatées de la séquence ptérocérienne (Kimméridgien pars) dans le Jura français et les régions voisines. – Cah. Inst. catholique Lyon, Sér. Sci. *2*.

CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., CONRAD, M., JAN DU CHÊNE, R., BUSNARDO, R., GARDIN, S., ERBA, E., SCHROEDER, R., CHERCHI, A., DECROUEZ, D., GRANIER, B., SAUVAGNAT, J. & WEIDMANN, M. (2007): Dating and progradation of the Urgonian limestone from the Swiss Jura to South-East France. – Z. dtsch. Ges. Geowiss. *158*/4, 1025–1062.

CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., SCHROEDER, R., OERTLI, H. & BUSNARDO, R. (1994): Révision de l'«Aptien» de Boveresse et nouvelle attribution chronostratigraphique de l'Urgonien du Jura neuchâtelois et vaudois. – Publ. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève *14*, 25–56.

COP, R. (1987): Moulins oubliés du Haut Jura neuchâtelois, histoire, fonctionnement, inventaire. – Impr. Courvoisier, La Chaux-de-Fonds.

CORNAZ, S. (1995): Hydrogéologie de la nappe de Fleurier, Môtiers et Boveresse (Neuchâtel, Suisse). – Diplôme Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

COURVOISIER, J. (1968): Les monuments d'art et d'histoire du canton de Neuchâtel. Tome *3*, Les districts du Val-de-Travers, du Val-de-Ruz, du Locle et de la Chaux-de-Fonds. – Birkhäuser, Bâle.

CPGF [Compagnie de prospection géophysique française] (1966): Prospection géophysique la Brévine et la Chaux du Milieu. – Serv. Ponts Chaussées, Neuchâtel (inéd.).

CREGE [Laboratoire de géothermie] (2012): Développement de la géothermie profonde dans le canton de Neuchâtel. Programme GeoNE, rapport final de la phase 1. – Rapp. CREGE 12-02 pour le Service de l'énergie et de l'environnement et pour le Service de l'économie, Neuchâtel.

DAUWALDER, P. & REMANE, J. (1979): Etude du Banc à Nérinées à la limite «Kimméridgien–Portlandien» dans le Jura neuchâtelois méridional. – Paläont. Z. *53*/3–4, 163–181.

DEHN, W. (1966): Die Doppelvogelkopffibel aus dem Val de Travers. – Helvetica antiqua: Festschrift E. Vogt, Conzett & Huber, Zürich.

DELACHAUX, P.-A. (2000): La petite histoire covassonne de Georges Blanc. – Nouv. Rev. neuchât. *66*.

DELUC, J. A. (1838): Sur les blocs erratiques alpins, épars à de grandes distances des Alpes. – Bull. Soc. géol. France Tome IX, 1e Sér., 365–369.

DERIAZ, P. (coord.) (2007): Inventaire spéléologique du Nord vaudois. – Inv. spéléol. Suisse, Tome V. Comm. Spéléol. Acad. suisse Sci. nat.

DESOR, E. & GRESSLY, A. (1859): Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. *VIII*/1.

DOERFLIGER, N. (1992): Etude géophysique et multitraçage au Bois de l'Halle (Jura neuchâtelois, Suisse). – Bull. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel *11*, 17–29.

DROXLER, A. (1978): Etude tectonique et microtectonique de plis de second ordre dans le Jura neuchâtelois; déformation par dissolution et recristallisation des calcaires. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

DRUARD, P., BOVET, J., CORNALLI, P., MATTHEY, Y., ROULIN, B. & STRAUB, F. (2010): Flores neuchâteloises au cœur de l'arc jurassien. – Assoc. neuchât. Flore et Nature, la Chaux-de-Fonds.

DUBOIS, A. (1908): Les Nérinées du Crêt de l'Anneau. – Le Rameau de Sapin *11*, 41–48 / *12*, 2–12.

— (1910): La dernière glaciation dans les gorges de l'Areuse et le Val-de-Travers. Discours à l'Assemblée générale du Club Alpin Suisse réunie à Neuchâtel, le 10.7.1910. – Attinger, Neuchâtel.

— (1921): Catalogue des blocs erratiques de la zone externe. – Le Rameau de Sapin, 2e Sér., *5*, 12–14.

DUBOIS, A. & STEHLIN, H. G. (1932): La grotte de Cotencher, station moustérienne (partie 1). – Mém. Soc. paléont. Suisse *52*, 1–178.

— (1933): La grotte de Cotencher, station moustérienne (partie 2). – Mém. Soc. paléont. Suisse *53*, 179–292.

DUCOMMUN, L. (1977): Carte géologique au 1:15 000 et coupes géologiques de la région des Maix, le Cerneux-Péquignot. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Doc. 1027 (inéd.).

DURIG, V. (2010): Etude structurale et cartographique dans les gorges de l'Areuse dans le cadre du projet Alpeau (Champ-du-Moulin, NE). – Trav. BSc Univ. Neuchâtel (inéd.).

ECOCONSEIL & PATURAGE CONSEIL ET PROJETS (1993): Décret concernant la protection des marais, des sites marécageux et des zones alluviales d'importance nationale: objet 14, Les Sagnes Rouges et objet 56, Les Bochats. – Rapp. pour le Serv. Aménagement Territ. (inéd.).

EGLOFF, M. (2010): Neuchâtel (canton), 1.1 – Préhistoire et antiquité. – Dictionnaire historique de la Suisse *9*, Attinger, Hauterive.

EISENLOHR, L. & SURBECK, H. (1995): Radon as a natural tracer to study transport process in a karst system. An example in the Swiss Jura. – Géosciences de surface, C. R. Acad. Sci. (Paris) Tome 321, Sér. IIa, 761–767.

EVARD, M. (1985): Fontaines neuchâteloises. – Attinger, Hauterive.

FALLOT, P., PERRODON, A., UMBACH-BASCONE, P., FORTEMS, G., TIXIER, M., CASSEDANNE, J., SAINTON, C., ZIEGLER, M., NICKLÈS, M., AUBERT, D. & BOURQUIN, P., Réd. GLANGEAUD, L. (1968): Carte géologique de la France au 1:50 000, feuille XXXV-24 Morteau (*531*). Avec notice explicative. – Serv. Carte géol. France, Paris.

FAVRE, A. (1884): Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc, 1:250 000. – Comm. géol., Soc. helv. Sci. nat.

— (1898): Texte explicatif de la carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc. – Matér. Carte géol. Suisse *28*.

FAVRE, J. (1911): Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. – Eclogae geol. Helv. *11*, 369–475.

FAVRE, J., BOURQUIN, P. & STEHLIN, H. G. (1937): Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. – Mém. Soc. paléont. suisse *60*, 1–47.

FERBER, J.-J. (1789): Mineralogische und metallurgische Bemerkungen in Neuchâtel, Franche Comté und Bourgogne, im Jahr 1788 angestellt. – Aug. Mylius, Berlin.

FOURNIER, L. (2012): Modélisation hydrogéologique 3D d'un aquifère karstique intégrant la fracturation de structures plissées. L'exemple de l'aquifère de la source de la Noiraigue (Neuchâtel, Suisse). – Mém. MSc Cent. Hydrogéol. Géotherm. Univ. Neuchâtel (inéd.).

FREI, E. (1925): Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura, insbesondere des Gebietes zwischen Gorges de l'Areuse und Gorges du Seyon. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *55*/3.

— (1942): Carte géologique 1:25 000 de la feuille 279 Noiraigue de l'Atlas Siegfried. Levé original. – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

— (1946): Carte géologique de l'anticlinal du Solmont – Gorges de l'Areuse (levé 1939–1946), 1:10 000. Levé original. – Inst. géol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (1964): Coupes géologiques des flancs bordant la partie méridionale de la vallée des Ponts. – Inst. géol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

FREI, R. (1912): Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen, 1:1 000 000. – Geol. Spezkarte *74*.

FREY, M. (1922): Die Asphaltlagerstätten im schweizerischen Juragebirge mit besonderer Berücksichtigung des Val-de-Travers. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *9*.

GIGON, R. (1976): Inventaire spéléologique de la Suisse, tome I, canton de Neuchâtel. – Comm. Spéléol. Soc. helv. Sci. nat.

GINDRAUX, G. (1973): Etude minéralogique et pétrographique des forages de la Presta. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (1975): Minéralogie du Crétacé moyen dans les forages de la Presta (Val-de-Travers). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *98*, 149–162.

GIRARDCLOS, S., RACHOUD, A.-M., KREMER, K. & PASQUIER, F. (en prép.): The Late Glacial of Val-de-Travers (western Swiss Jura): sedimentology and palynology. – Quatern. Sci. Rev.

GLAUSER, A. (1943): Vorläufiger Bericht über phosphathaltige Schichten im Jura. Bericht zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – Arch. geol. Informstelle, swisstopo, Wabern 11797 (unpubl.).

GOBAT, J.-M. (1997): Sols et végétation du Jura entre Méditerranée et toundra scandinave. In: JACQUAT, S. (Ed.), MONBARON, M., GOBAT, J.-M. & LE TENSORER, J.-M.: Paysage calcaire de l'arc jurassien: du minéral au vivant (p. 35–58). – Cah. Mus. Hist. nat. *7*, La Chaux-de-Fonds.

GOCHT, W. (1961): Geologische und hydrologische Untersuchungen südöstlich von Couvet und Travers (Kanton Neuchâtel, Schweiz). – Diplomarb. Freie Univ. Berlin (unpubl.).

GODET, A., FÖLLMI, K. B., BODIN, S. & ADATTE, T. (2013): Reply to the discussion by Charollais et al. on «Reconciling strontium-isotope and K-Ar ages with biostratigraphy: the case of the Urgonian platform, Early Cretaceous of the Jura Mountains, Western Switzerland» by Godet et al. (2011), Swiss Journal of Geosciences, 104, 147–160. – Swiss J. Geosci. *106*/3, 569–580.

GODET, A., FÖLLMI, K. B., BODIN, S., KAENEL, E. DE, MATERA, V. & ADATTE, T. (2010): Stratigraphic, sedimentological and paleoenvironmental constraints on the rise of the Urgonian platform in the western Swiss Jura. – Sedimentology *57*, 1088–1125.

GODET, A., FÖLLMI, K. B., STILLE, P., BODIN, S., MATERA, V. & ADATTE, T. (2011): Reconciling strontium-isotope and K-Ar ages with biostratigraphy: the case of the Urgonian platform, Early Cretaceous of the Jura Mountains, Western Switzerland. – Swiss J. Geosci. *104*/1, 147–160.

GOGNIAT, S. (1995): Etude des infiltrations rapides de l'aquifère karstique de la Noiraigue. – Diplôme Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (2008): Contribution à la cartographie du Quaternaire, feuille 1163 Travers, Atlas géol. Suisse 1: 25 000. – Rapp. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

— (2013): Contribution à la reconnaissance des traces de l'extension des glaces lors du Würm, feuille 1163 Travers, Atlas géol. Suisse 1: 25 000. – Rapp. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

GÖTSCHMANN, A. (1995): Studien der Deponien im Val de Travers. – Trav. Stage pratique, Serv. canton. Protection Environ., Peseux (inéd.).

GRAF, H. R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *168*.

GRESSLY, A. & DESOR, E. (1861): Caractères orographiques et géologiques de la contrée du Val-de-Travers parcourue par le chemin de fer des Verrières. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *5*, 458–461.

GRETILLAT, P.-A. (1986): Géologie avec étude géophysique de l'extrémité SW de la vallée des Ponts. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (2008): Inventaire des forages du canton de Neuchâtel. – Serv. Energie Environ. Cant. Neuchâtel [SENE] (inéd.).

GRETILLAT, P.-A., BOUYER, Y. & MÜLLER, I. (1987): Un exemple d'utilisation de la géophysique électromagnétique (VLF-R et bipôle) pour l'étude de la fracturation au nord de la source karstique de la Noiraigue (Jura neuchâtelois, Suisse). – Bull. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel *7*, 335–346.

GRETILLAT, P.-A. & MÜLLER, I. (1989): Cartographie géologique de la vallée des Ponts (Jura neuchâtelois) assistée par la géophysique électromagnétique. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *113*, 99–106.

GRÜNIG, M. (2010): Compilation des réseaux de galeries des mines de St-Sulpice et de Noiraigue, et autres données minières du canton de Neuchâtel. – Chez l'auteur (inéd.).

— (2012): Inventaire des blocs erratiques du canton de Neuchâtel. – Chez l'auteur (inéd.).

GUILLAUME, G. (1860): Rapport du Conseil d'Etat au Grand Conseil de la République et Canton de Neuchâtel sur la correction de la Reuse. – Leidecker, Neuchâtel.

GUILLAUME, S. (1966): Le Crétacé du Jura français. – Bull. Bur. Rech. géol. min. [BRGM] *1966*/1, /2, /3, /6, *1967*/1, 1–43, 7–69, 11–79, 65–141, 155–192.

GUILLAUME, S. & PORTMANN, J.-P. (1965): Sur l'Aptien de Boveresse. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *88*, 123–127.

GYGI, R. A. (2000): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *93*/1, 125–146.

GYGI, R. A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation to the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – Eclogae geol. Helv. *79*/2, 385–454.

HAEFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzschichten in Bielerseegebiet (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 565–695.

HÄFELI, R. (1957a): Die Rutschung von Rosières. In: Geotechnische Probleme im Val de Travers. – Vortr. 2. Hauptversamml. schweiz. Ges. Bodenmech. Fundationstech., 26.4.1957, Neuenburg.

— (1957b): Die Pfahlfundation des Viaduktes von Travers. In: Geotechnische Probleme im Val de Travers. – Vortr. 2. Hauptversamml. schweiz. Ges. Bodenmech. Fundationstech., 26. 4. 1957, Neuenburg.

HAQ, B. U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. In: MACDONALD, D. I. M. (Ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy: sea-level changes at active margins (p. 3–39). – Blackwell, Oxford.

HAVLICEK, E. (1999): Les sols des pâturages boisés du Jura suisse: origine et typologie, relations sols–végétation, pédogénèse des brunisols, évolution des humus. – Thèse Univ. Neuchâtel.

HAVLICEK, E. & GOBAT, J.-M. (1996): Les apports éoliens dans les sols du Jura, état des connaissances et nouvelles données en pâturage boisé. – Etude et Gestion des Sols *3*/3, 167–178.

HESS, P. (1936): Rapport Areuse – Val-de-Travers. Commission pour les recherches de pétrole en Suisse (PEK), rapport 203. – Arch. Cent. Inform. géol., swisstopo, Wabern (inéd.).

IMHOF, E. (1975): Riss- und würmzeitliche Eisränder mit den zugehörigen Abflussrinnen in der Franche Comté, im Neuenburger und Berner Jura, nach D. Aubert, P. Bourquin, J. Cassedanne, W. Custer, J. A. Deluc, P. Diebold, M. Dreyfuss, P. Fallot, A. Favre, E. Frei, E. Forkert, J.-B. Greppin, A. Jaccard, H. P. Laubscher, C. Muhlethaler, L. Rollier, H. Suter, N. Théobald, J. Tricard, P. A. Ziegler und eigenen Aufnahmen. In: Atlas der Schweiz 1968–1975, Karte *1*. – Inst. f. Kartogr., eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich.

ISSKA [Institut suisse de spéléologie et de karstologie] (2011): Gorges de l'Areuse, guide d'excursions hydrogéologiques. – Inst. suisse Spéléol. Karstol. ISSKA, La Chaux-de-Fonds.

ISSKA & MFR [Groupe d'étude] (2013): Projet de nouvelle galerie d'amenée d'eau de Jogne, étude géologique, hydrogéologique, géotechnique. – Rapp. provisoire à Viteos SA, Le Locle (inéd.).

JACCARD, A. (1869): Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. – Matér. Carte géol. Suisse *6*.

— (1870): Supplément à la description du Jura vaudois et neuchâtelois (6e livraison). Avec une carte et quatre planches de profils géologiques. – Matér. Carte géol. Suisse *7*.

— (1877): Carte géologique du canton de Neuchâtel, avec 5 profils. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *11*, 354.

— (1893): Pontarlier–Yverdon (réduction pour la France d'après Marcel Bertrand). – Carte géol. Suisse 1:100 000, Flle *XI* (2e Ed.).

— (1895): Le pétrole, l'asphalte et le bitume au point de vue géologique. – Alcan, Paris.

JACOT, C. (2011): Le rôle filtre du sol forestier dans la qualité de l'eau; approches descriptives et expérimentale d'une catena des gorges de l'Areuse (NE, Suisse). – Trav. MSc Univ. Neuchâtel (inéd.).

JEANNET, A. (1925): Géologie de la vallée de la Brévine et du lac des Taillères. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *49*, 207–209.

— (1926): Le lac des Taillères. – Le Rameau de Sapin (2e Sér.) *10*, 19–24, 29–35.

— (1930): L'ancien lac du Val-de-Travers. – Le Rameau de Sapin (2e Sér.) *14*, 2/3, 11–14/33–35.

JEANNET, A. (1934): Environs de Neuchâtel et Val-de-Travers. Excursion n° 7. – Guide géol. Suisse, fasc. V, 348–355, Wepf, Bâle.

— (1948): Sur l'âge de l'oolithe ferrugineuse dans le Jura neuchâtelois et les régions voisines. – Bull. Soc. géol. France Tome XVIII, 5e Sér., 423–434.

JEANNET, A. & JUNOD, C.-D. (1924): Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et du Malm dans le Jura neuchâtelois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *50*, 101–119.

— (1932): Observations nouvelles à Saint-Sulpice (Neuchâtel). – Eclogae geol. Helv. *25*/2, 257–258.

JEANNIN, P.-Y. (1997): Synthèse stratigraphique et structurale. Documents préparatoires pour la feuille 1163 Travers de l'Atlas géologique de la Suisse 1: 25 000. – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

JEANNOTTAT, S. (2005): Etude paléopédologique de vertisols dans un système fluviatile (marnière d'Eclépens, USM du Plateau) et Cartographie des formations superficielles du Cirque de St-Sulpice, Jura neuchâtelois, Suisse. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

JELMINI, J.-P. (1987): Les mines d'asphalte du Val-de-Travers, 1711–1986: brève histoire d'une industrie neuchâteloise. – Nouv. Rev. neuchât. *14*, 1–46.

— (2008): Les mines d'asphalte de Travers, in: BARTOLINI, L. (Dir.): Le Val-de-Travers, une région, une identité. – Attinger, Hauterive.

JELMINI, J.-P. & KLAUSER, P.-E. (2002): Travers 1202 à 2002, 800e anniversaire d'un village du Jura neuchâtelois, vie quotidienne sous l'Ancien Régime et toponymie communale. – Commune de Travers.

JORDI, H. A. (1996): Ältere glaziale und interglaziale Ablagerungen in der Gegend von Grandson und les Tuileries. – Bull. angew. Geol. *1*, 145–168.

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*, 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): Carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel au 1: 50 000, avec notice explicative. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *96*, Suppl.

KIRALY, L. & MOREL, G. (1974): Bassin de la source de l'Areuse, étude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. – Rapp. final, Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

KLAUSER, E.-A. (1996): Histoire hospitalière du Val-de-Travers. – Fondation des institutions de soins du Val-de-Travers.

KRÄHENBÜHL, S. (2007): Prévision de la sensibilité locale d'un versant aux mouvements de terrain par l'analyse des indices topographiques, géologiques et hydrogéologiques. Cas du glissement de terrain de Travers (Canton de Neuchâtel, Suisse). – Trav. MSc GEOLEP, Ecole polytech. féd. Lausanne [EPFL] (inéd.).

KÜBLER, B., JANTSCHIK, R. & HUON, S. (1990): Minéralogie et granulométrie des poussières éoliennes dites «saharienne» du 24 avril 1989 à Neuchâtel; leur importance pour l'environnement, les sols et les sédiments. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *113*, 75–98.

KÜBLER, B., POCHON, M. & MEIA, J. (1980): Essai de datation des remplissages karstiques dans les galeries de la Porte des Chaux. – Rapp. Inst. Geol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

KUHN, P. (2012): Exploration of potential basement structures for geothermal use. – Trav. MSc Univ. Neuchâtel (inéd.).

KUHN, P., ABDELFETTAH, Y., MAURI, G., SCHILL, E. & VUATAZ, F. (2013): Improvement of the regional 3D modeling of deep geological structures with gravity: a case study in the Neuchatel Jura Mountains. – Poster, 11th Swiss Geosci. Meet., Lausanne.

KÜNDIG, R., MUMENTHALER, T., ECKARDT, P., KEUSEN, H.-R., SCHINDLER, C., HOFMANN, F., VOGLER, R. & GUNTLI, P. (1997): Die mineralische Rohstoffe der Schweiz. – Schweiz. geotech. Komm.

LABORATOIRE DE GÉOTECHNIQUE DE L'EPFL (1955): Rapport concernant l'étude des sols du glissement du Crêt de l'Anneau à Travers. – Dépt. Trav. publ. Cant. Neuchâtel (inéd.).

— (1958): Rapport concernant l'étude des sols touchés par le glissement survenu à proximité de la gare de Boveresse. – Dépt. Trav. publ. Cant. Neuchâtel (inéd.).

LAGOTALA, H. (1937): Rapport général de la Commission pour les recherches de pétrole en Suisse (PEK, rapport 203). Partie 7/3: Val-de-Travers. Résumé des recherches géologiques effectuées dans la région. – Arch. Cent. Inform. géol., swisstopo, Wabern 23937 (inéd.).

LAVANCHY, Y. (1984): Délimitation des zones de protection du puits de Chez-la-Tante. – Rapp. pour la commune de Gorgier, Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

LE TENSORER, J.-M. (1997): Les conquêtes d'Homo jurassicus ou le Jura au Paléolithique. In: JACQUAT, S. (Ed.), MONBARON, M., GOBAT, J.-M. & LE TENSORER, J.-M.: Paysage calcaire de l'arc jurassien: du minéral au vivant (p. 59–108). – Cah. Mus. Hist. nat. *7*, La Chaux-de-Fonds.

— (1998): Le Paléolithique en Suisse. – J. Millon, Grenoble.

LETSCH, E. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *4*.

LLOYD, A. J. (1959): Geology of the region between le Locle and les Ponts-de-Martel. – Inst. Géol. Univ. Neuchâtel, avec 1 carte géol. 1:25 000 (inéd.).

— (1964): Cover folding in the Som-Martel chain (Jura neuchâtelois). – Geol. Rdsch. *53*/2, 551–580, avec 1 carte géol. 1:11 500.

LORIOL, P. DE & JACCARD, A. (1865): Etude 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.

MAILLARD, G. (1884): Etude sur l'étage purbeckien dans le Jura. – Diss. Univ. Zurich.

MARTIN, J., PHARISAT, A. & RANGHEARD, Y. (1991): Le synclinal des Verrières (haute chaîne jurassienne): nouvelle interprétation structurale. – Ann. Sci. Univ. Franche-Comté, Besançon, Géologie *4*/11, 99–112.

MATHEY, B. (1971): Forage de Martel Dernier, étude de la perméabilité par essais d'injection. – Diplôme Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

MATHEY, B. & SIMEONI, G. P. (1971): Estimation de la perméabilité en terrains calcaires par essais d'injection d'eau. Bulletin d'Hydrogéologie. Premier colloque d'hydrologie en pays calcaire. – Ann. sci. Univ. Besançon.

MATHYS, A. (1980): Etude paléoécologique des récifs de l'Argovien supérieur à St-Sulpice (Val-de-Travers). – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

MATTHEY, F. (1949): Etude granulométrique et calcimétrique de quelques sols situés entre le Creux du Van et le Chasseron. – Trav. Licence Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (1970): Contribution à l'étude de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation dans le Jura central. – Matér. Levé géobot. Suisse, Hans Huber, Berne.

MEIA, J. (1969): Géologie du Mont Aubert et de l'anticlinal Soliat – Montagne de Boudry au nord du lac de Neuchâtel. – Thèse Univ. Neuchâtel.

— (1971): Nouvelles observations sur l'Argovien de l'anticlinal de Solmont (Jura neuchâtelois, Suisse). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *94*, 83–90.

MEIA, J. (1974): Sondages de reconnaissance à l'ouest, au nord-ouest, au nord et au nord-est de Gorgier. – Dépt. Trav. publ. Cant. Neuchâtel; Arch. Cent. Inform. géol., swisstopo, Wabern 3563 (inéd.).

— (1986): La géologie. In: Les gorges de l'Areuse (p. 51–76), avec carte géologique au 1:25 000. – Ed. de la Baconnière, Neuchâtel.

— (1987): Derniers regards sur la Mine d'asphalte de la Presta. – Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole *53*/125, 47–56.

— (1992): Géologie des tunnels de la Béroche et de la Vue des Alpes. – Publ. Soc. suisse Mécan. Sols Roches *126*.

— (1997): Logs et profils de la N5, tronçon Saint-Aubin – Sauges – Gorgier. – Dépt. Trav. publ. Cant. Neuchâtel (inéd.).

— (2007a): Glissement de la route de la Banderette – Prise Grezet. Géologie. – Commune de Travers, Rapp. 21.3.2007 (inéd.).

— (2007b): Glissement de la route de la Banderette – Prise Grezet. Note géologique concernant les forages puits de décharge. – Commune de Travers, Rapp. 26. 10. 2007 (inéd.).

MEIA, J. & BECKER, F. (1976): Feuille 1164 Neuchâtel. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. *67*.

MEIER, N. (1999): Cartographie de la vallée de la Brévine. – Diplôme Univ. Neuchâtel, 2e partie, (inéd.).

MENÉTREY, S. (2008): Le blues des chercheurs d'or. – Migros Mag. *31*, 28.7.2008, 18–19.

MFR [Géologie-Géotechnique SA], SEI SA & SITADEL SÀRL (2004): Cartes des dangers liés aux mouvements de terrain et à l'eau; communes de Fleurier, Saint-Sulpice, Buttes et la Côte-aux-Fées. – Rapp. tech. 25.11.2004, Serv. Ponts Chaussées, Neuchâtel (inéd.).

MISEREZ, J.-J. (1973): Géochimie des eaux du karst jurassien (contribution physico-chimique à l'étude des altérations). – Thèse Univ. Neuchâtel.

MOJON, P.-O. (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., 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 [Notebooks on Geology], Brest, 2013/06 (CG2013_ A06), 237–254.

MOJON, P.-O., PASQUIER, F. & EMERY-BARBIER, A. (en prép.): 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*.

MONBARON, M. (1973): Incidences morphologiques d'une trombe d'eau dans le Val-de-Travers (NE, Suisse). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *76*, 109–122.

MONTANDON, F. (1966): Etude géologique d'une partie du Val-de-Travers et de la partie médiane de la chaîne Chasseron – Creux du Van, avec une carte géologique au 1:10 000. – Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).

MOREL, G. (1976): Etude hydrogéologique du bassin de la source de la Noiraigue. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

MOUCHET, P. O. (1995): Le Kimméridgien du Jura central, microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. – Thèse Univ. Neuchâtel.

— (1998): Stratigraphy and mineralostratigraphy of the Kimmeridgian in the central Jura mountains of Switzerland and eastern France. – Eclogae geol. Helv. *91*/1, 53–68.

MUHLETHALER, C. (1930): Feuille 1162 La Chaux – Les Verrières. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte et Notice expl. *2*.

— (1932): Etude géologique de la région des Verrières (canton de Neuchâtel). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *56*, 121–300.

MÜLLER, I. (1982): Multitraçage des eaux souterraines karstiques dans le bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois, Suisse). – Bull. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel *4*, 7–40.

— (1986a): Rapport sur la recherche d'eau potable par prospection géophysique pour la commune de Noiraigue (NE). – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Doc. 1140a (inéd.).

— (1986b): Rapport sur la prospection géophysique, sismique réfraction, dans la région de «Vers chez Joly» (commune de Noiraigue, NE). – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Doc. 1140b (inéd.).

NISILLE, J.-C. & TACHER, L. (1989): Délimitation des zones de protection du puits communal du Rafour. – Rapp. pour la commune de Saint-Aubin-Sauges, Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

OPAN CONCEPT (2007): Commune de Travers «la Banderette», drainages et pérennisation. – Rapp. 20.12.2007, commune de Travers (inéd.).

OSTERVALD, J.-F. (1838–1845): Carte de la Principauté de Neuchâtel. – Service de protection des monuments et sites, Neuchâtel.

PANCZA, A. (1979): Contribution à l'étude des formations périglaciaires dans le Jura. – Thèse Univ. Neuchâtel.

PASQUIER, F. (2006a): Délimitation des zones de protection «S» des captages des Lacherels et du puits de Bois-de-Croix à Travers, rapport hydrogéologique. – Syndicat de distribution d'eau du Val-de-Travers, commune de Travers (inéd.).

— (2006b): Sources de Champs Uda et Clos Petit, caractérisation des captages et délimitation de zones de protection, rapport hydrogéologique. – Copropriété des sources de Clos Petit et de Champ Uda à Couvet (inéd.).

— (2006c): Sources de la Fontaine Verte et des Gouttes, source NW de Bas du Mont, caractérisation des captages et délimitation de zones de protection, rapport hydrogéologique. – Copropriété de la source de la Fontaine Verte, Couvet, et Monsieur Didier Kuenzy, Couvet (inéd.).

— (2006d): Reconnaissance et captage d'un aquifère profond à Môtiers, dossier de faisabilité. – Rapp. à la commune de Môtiers (inéd.).

— (2007): Sources du Câble, de Plan du Pré et de Sur le Brey, caractérisation des captages et délimitation de zones de protection, rapport hydrogéologique. – Succession Laurent Bourquin à Couvet (inéd.).

— (2008): Campagne géophysique RMT pour la feuille 1163 Travers de l'Atlas géol. Suisse 1:25 000. – Rapp. Serv. géol. nat., swisstopo, Wabern (inéd.).

— (2009): La source de l'Areuse, station de mesure et bassin d'alimentation. – Rapp. hydrogéol. de Synthèse. Off. féd. Environ. [OFEV] (inéd.).

— (2010): Lever hydrogéologique des forages pour PAC, villa Renaud à St-Sulpice. – Rapp. au Serv. Energie Environ. Cant. Neuchâtel [SENE] (inéd.).

PASQUIER, F., BICHET, V. & ZWAHLEN, F. (2006): Vallorbe – Léman nord. – Carte hydrogéologique de la Suisse au 1:100 000, feuille *8*. Comm. géotech. suisse et Service géol. natl., swisstopo, Wabern.

PASQUIER, F. & TURBERG, P. (2009): Radiomagnetotelluric methods in Quaternary mapping. – CH-Quat Meeting, Bern, 24.1.2009.

PASQUIER, J.-B. (1995): Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord-téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, Helvétique, Ultrahelvétique); comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et subbriançonnais. – Thèse Univ. Fribourg 1088.

PASQUIER, J.-B. & STRASSER, A. (1997): Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). – Sedimentology *44*, 1071–1092.

PASQUIER, L. DU (1892): La question des blocs erratiques. – Le Rameau de Sapin, 26e année, 1–3.

— (1894): Le glaciaire du Val-de-Travers. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *22*, 3–32, 310–311, 313–314.

PAVONI, N. (1961): Faltung durch Horizontalverschiebung. – Eclogae geol. Helv. *54*/2, 515–534.

PERSOZ, F. & REMANE, J. (1973): Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. – Eclogae geol. Helv. *66*/1, 41–70.

PFIFFNER, O. A. (1990): Kinematics and intrabed strain in the mesoscopically folded limestone layers; examples from the Jura and the Helvetic Zone of the Alps. – Eclogae geol. Helv. *83*/3, 585–602.

PGN [Groupe de travail] (2008): Evaluation du potentiel géothermique du canton de Neuchâtel. – PGN, Cent. Rech. Géotherm. CREGE, Neuchâtel.

PIERACCI, K., REYNARD, E., MARCHANT, R., MEISSER, N., BOREL, G. & BAUD, A. (2008): Inventaire des géotopes du canton de Vaud. – Centre de conservation de la faune et de la nature de l'Etat de Vaud.

POCHON, M. (1975): Apport allochtone dans les sols jurassiens, exemple d'un remplissage karstique. – Actes 5e Congr. suisse Spéléol., Interlaken, sept. 1974.

— (1978): Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. – Thèse Univ. Neuchâtel, Mém. Soc. helv. Sci. nat. *15*.

POPESCU, C. (1989): 1: L'origine du radon. 2: Le sondage d'essai de Noiraigue. Rapp. de fin d'études. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, doc. 2145 (inéd.).

PORTMANN, J.-P. (1974): Pléistocène de la région de Neuchâtel (Suisse), I: Aperçu bibliographique. – Bull. Soc. neuchât. Géogr. *19*, 69–90.

PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. – Boreas *33*, 195–210.

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.

PURY, P. DE (1963): Etude géologique de la région des Combes Dernier – Pouette Combe sur le territoire des Ponts-de-Martel. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

QUARTIER-LA-TENTE, E. (1893): Le canton de Neuchâtel; 3e série: le Val-de-Travers. – Attinger, Neuchâtel.

RACINE, D. (2004): Le radon, suivi neuchâtelois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *127*, 173–186.

RAIS, P. (1997): Cartographie de la région de St-Sulpice 1:12 000. – Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern (inéd.).

RAMSEYER, M. (1984): Cartographie de la région de Trémalmont. – Diplôme Univ. Neuchâtel, 1ère partie (inéd.).

— (1985): Microfaciès et minéralogie du passage Dogger/Malm dans la région du Val-de-Travers (NE). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *108*, 163–181.

RANGHEARD, Y., DEMARCQ, G., MONGEREAU, N., PHARISAT, A., POUYET, S. & TRUC, G. (1985): Le Miocène du Val des Verrières et du Bief des Lavaux: événements paléobiogéographiques et géodynamiques. – Geobios *18*/6, 789–785.

RANGHEARD, Y., DEMARCQ, 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 *6*/3, 479–486.

RAZOUMOWSKY, G. DE (1785): Essai d'un système des transitions de la nature dans le règne minéral. – François La-Combe, Lausanne.

REMANE, J. (1982): Die Kreide des Neuenburger Juras (Exkursion D am 15. April 1982). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] *64*, 47–59.

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*.

RENEVIER, E. (1897): Chronographe géologique. Seconde édition du Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leurs synonymes et les principaux fossiles de chaque étage. – 6e Congr. géol. int., C.R. de la 6e Sess. en Suisse, août 1894, à Zurich, 519–695. G. Bridel, Lausanne.

RENEVIER, E. & SCHARDT, H. (1900): Carte géologique de la Suisse au 1:100 000. Notice explicative de la feuille XI, 2e édition. – Eclogae geol. Helv. *6*/4, 351–369.

RENZ, O. & JUNG, P. (1978): Aptian to Maastrichtian in the Swiss Jura Mountains. – Eclogae geol. Helv. *71*/*1*, 1–18.

REY, J.-P., WACKER, C., ZWEIDLER, D. (1978): Approche géologique de la Combe de la Racine, synclinal de la Brévine. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Doc. 1027, avec carte géol. 1:5000 (inéd.).

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; avec carte géologique au 1:25 000 de la région du Val-de-Travers. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *50*, 1–76.

RIEDER, J. (1995): Inventaire des géotopes de la commune de Gorgier. – Off. Conserv. Nat., Cant. Neuchâtel (inéd.).

RIGASSI, D. (1982): Bassin molassique sud-occidental, carte géologique interprétative (sans Quaternaire). In: JUNG, P. (Ed.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. – Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon, Mém. h.s. *7*.

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

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

RIGASSI, D., JORDI, H. A. & ARN, R. (2006): Feuille 1183 Grandson. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte *114*.

ROLLIER, L. (1888): Les faciès du Malm jurassien, étude stratigraphique sur le Jura bernois. – Eclogae geol. Helv. *1*, 1–88.

— (1896): Coup d'œil sur les formes et les relations orographiques qui déterminent les faciès du Malm dans le Jura. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *24*, 67–76.

— (1909): Notes paléontologiques sur les nérinées du Crêt de l'Anneau, près Travers. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *36*, 37–49.

— (1910): Nouvelles études sur les terrains tertiaires et quaternaires du Haut-Jura. – Actes Soc. jurass. Emul. 2e série *17*, 85–129.

ROUSSY, A. (1986): L'énergie. In: Les gorges de l'Areuse (p. 191–199). – Ed. de la Baconnière, Neuchâtel.

SAUVAGNAT, J. (1999): Les ostracodes albiens et aptiens du Jura. – Thèse Univ. Genève.

SAUVAGNAT, J. & WEIDMANN, M. (2011): Nouvelles découvertes d'ostracodes dans l'Aptien, l'Albien et le Cénomanien de la vallée de Joux (Jura vaudois, Suisse). – Rev. Paléobiol. (Genève) *30*/1, 165–175.

SCHAER, J.-P. (2006): Les premières recherches sur le Crétacé de Neuchâtel. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *129*, 5–28.

SCHAER, J.-P., ROBERT-CHARRUE, C. & BURKHARD, M. (2008): Val-de-Travers: géologie et évolution morphologique. In: Le Val-de-Travers, une région, une identité (p. 8–36). – Attinger, Hauterive.

SCHAER, J.-P., STETTLER, R., ARAGNO, P.-O., BURKHARD, M. & MEIA, J. (1998): Géologie du Creux du Van et des gorges de l'Areuse. In: Nature au Creux du Van. – Ed. Club jurass.

SCHAER, U. (1967): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär des Bielerseegebietes (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *133*.

SCHARDT, H. (1899): Compte-rendu des excursions géologiques de 1899. – Eclogae geol. Helv. *6*, 124–155.

— (1900a): Nouveau gisement à *Melania aquitanica* près de Buttes. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *28*, 180–184.

— (1900b): Le Crétacique moyen du synclinal Val-de-Travers – Rochefort. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *28*, 129–157.

— (1901a): Calcaire tertiaire discordant sur l'Urgonien près de Gorgier. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *29*, 140–143.

— (1901b): Phénomènes de lamination glaciaire dans le Val-de-Travers et à la Chaux-de-Fonds. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *29*, 164–166.

— (1901c): Les mouvements de rocher à la Clusette. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *29*, 108–119.

— (1901d): Un lambeau de recouvrement jurassique sur le Tertiaire près de Fleurier. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *29*, 160–164.

— (1903a): Sur la découverte d'un pli-faille important et d'un affleurement de Lias dans la Combe des Quignets (La Sagne). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *31*, 253–263.

— (1903b): Considérations sur le parallélisme des niveaux du Dogger dans le Jura neuchâtelois et vaudois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *31*, 287–312.

— (1905a): Origine de la source de l'Areuse (la Doux), avec une carte hydrologique de la région tributaire des sources de l'Areuse, 1:100 000 et des profils géologiques. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *32*, 81–153.

— (1905b): Observations géologiques sur les environs de Couvet. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *32*, 106–112.

— (1906): Notes sur la géologie du Cirque de St-Sulpice. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *34*, 251–263.

— (1910): Rapport géologique sur les carrières de pierres à ciment. – Rapp. à la commune de Noiraigue, 10 mars 1910 (inéd.).

— (1911a): Notes sur la géologie des environs du Plan de l'Eau et la stratigraphie du Dogger des gorges de l'Areuse (avec un cliché). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *37*, 331–351.

— (1911b): Note sur les gisements asphaltifères du Jura. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *37*, 398–424.

— (1920): Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura. – Eclogae geol. Helv. *16*/1, 120–122.

SCHARDT, H. & DUBOIS, A. (1902): Description géologique de la région des gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois), avec une carte géologique, quatre planches de profils et vingt clichés. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *30*, 167–350 (aussi Eclogae geol. Helv. *7* [1903], 367–476).

SCHLÜCHTER, C. (compil.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire, 1:500 000. – swisstopo, Wabern.

SCHÜRCH, M., KOZEL, R. & PASQUIER, F. (2006): Observation of groundwater resources in Switzerland – example of the karst aquifer of the Areuse spring. – 8e Colloque d'hydrologie en pays calcaire, Neuchâtel.

SCHWAAR, D. (1963): Le Quaternaire du Val-de-Travers, carte au 1: 25 000 et notice explicative. – International institute for aerospace survey and earth science [ITC], Delft, Pays Bas.

SCHWEGLER, U. (1992): Schalen- und Zeichensteine, Pierre à Cupules et à Gravures, Pietre à coppelle e incisioni rupestri. – Antiqua *22* (Schweizerisches Mittelland).

SDI-BEG [Association] (2007a): Carte indicative des dangers liés à l'eau pour le canton de Neuchâtel. – Rapp. final au Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel.

— (2007b): Cartes des dangers des communes de Môtiers, Couvet, Boveresse, Travers, Noiraigue, Brot-Dessous, Rochefort. – Rapp. final au Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel.

— (2008): Cartes des dangers liés à la géologie du Val de Ruz et du littoral neuchâtelois. – Rapp. final au Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel.

SENE (2009): Cadastre neuchâtelois des sites pollués. – Serv. Energie Environ. Cant. Neuchâtel

— (2013): Inventaire des forages du canton de Neuchâtel, état 2013. – Serv. Energie Environ. Cant. Neuchâtel (inéd.).

SIMEONI, G. (1970): Forage n° 2 la Brévine (les Cottards). – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Doc. 1016 (inéd.).

— (1971): Rapport hydrogéologique sur le forage d'un puits d'exploitation d'eau dans une nappe en terrain calcaire à la Brévine (NE). – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, Doc. 1016 (inéd.).

— (1976): Analyses statistiques des perméabilités ponctuelles des calcaires aquifères du Jura neuchâtelois (Suisse). Actes du deuxième colloque d'hydrologie en pays calcaire. – Ann. sci. Univ. Besançon, 3e série, fasc. 15, 165–175.

SITN (2011): Géoportail du Système d'Information du Territoire Neuchâtelois, état 2011. – Service de la géomatique et du registre foncier du canton de Neuchâtel.

SOMMARUGA, A. (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*.

— (2011): From the central Jura Mountains to the Molasse Bassin (France and Switzerland). – Swiss Bull. angew. Geol. *16*/2, 63–75.

SOMMARUGA, A., EICHENBERGER, U. & MARILLIER, F. (2012): Seismic atlas of the Swiss Molasse Basin. – Matér. Géol. Suisse, Géophys. *44*.

SPINNER, H. (1926): Analyse pollinique de la tourbe de deux marais de la vallée de la Brévine. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *50*, 95–100.

— (1929): Nouvelle contribution à l'analyse pollinique des tourbières de la vallée de la Brévine – la Chaux-du-Milieu. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *54*, 3–36.

SPYCHER, A. (1994): Die Asphaltgrube im Val-de-Travers – ein Kapitel schweizerischer Bergbaugeschichte. – Schweiz. Ges. Volkskd., Basel.

STÄUBLE, A. J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. *52*/1, 57–176.

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 *4*, 100–113.

STETTLER, R. (1986): Captage et conditionnement d'eau de boisson. In: Les gorges de l'Areuse (p. 171–190). – Ed. de la Baconnière, Neuchâtel.

— (1990): Aspects géologiques et hydrologiques des sources des gorges de l'Areuse. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *113* (Hommage à Daniel Aubert).

— (2012): L'eau dans le canton de Neuchâtel du 19ème au 21ème siècle. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *132*, 73–190.

STRASSER, A. (2007): Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. – Swiss J. Geosci. *100*/3, 407–429.

STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – Eclogae geol. Helv. *76*/3, 551–580.

STUCKY [Ingénieurs-Conseils SA] (2008): Etablissement des cartes de dangers naturels liés à l'eau, secteur de la Basse-Areuse et du Sud du canton; hydrogéologie par F. Pasquier. Rapports phases 1 et 2. – Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel (inéd.).

STUCKY [Ingénieurs-Conseils SA] & GEORÉPONSES (2000): Etablissement des cartes de dangers pour les communes test de Boudry et du Locle. Document de synthèse. – Dépt. Gestion Territ. Neuchâtel (inéd.).

SUTER, H. & LÜTHI, E. (1969): Feuille 1144 Val de Ruz. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. *114*.

THEW, N., HADORN, P. & RUSSELL COOPE, G. (2009): Hauterive / Rouges Terres. Reconstruction of Upper Palaeolithic and Early Mesolithic natural environments. – Archéol. neuchât. *44*.

THIÉBAUD, C. E. (1936): Carte géologique au 1: 25 000 Travers, territoire de la feuille 281 de l'Atlas Siegfried.– Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern, Doc. 102 (inéd.).

— (1937): Etude géologique de la région de Travers, Creux du Van, St-Aubin, avec carte géologique au 1: 25 000. – Thèse Univ. Neuchâtel, Bull. Soc. neuchât. Géogr. *45*, 5–76.

THIERRIN, J. (1987a): Zones de protection du captage de la Porte des Chaux. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

— (1987b): Zones de protection du captage de la Brévine. – Arch. Cent. Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).

TRIBOLET, M., DE (1872): Notice géologique sur le Mont Châteleu. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *9*, 267–295.

— (1873): Notice géologique sur le cirque de Saint-Sulpice. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *9*/3, 3–35.

— (1877): Note sur les différents gisements de Bohnerz dans les environs de Neuchâtel. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *11*, 24–31, 39.

— (1883a): Note sur le terrain tertiaire de Champ-du-Moulin. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *13*, 1–10.

— (1883b): Sur un gisement de fossiles quaternaires au Champ-du-Moulin. – Bull. Soc. Neuchâtel. Sci. nat. *13*, 277–280.

TRIPET, J.-P. (1972): Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. – Thèse Univ. Neuchâtel.

TRIPET, J.-P. & WAGNER, J.-J. (1970): Une méthode particulière de prospection électrique du sous-sol appliquée à la délimitation d'un aquifère calcaire, avec essais par modèle réduit. – Eclogae geol. Helv. *63*/2, 435–446.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: an outline of the geology of Switzerland. – Wepf, Basel.

TURBERG, P. (2002): Délimitation des zones potentielles d'infiltration par cartographie géophysique RMT. PGEE (Plan général d'évacuation des eaux). In: MAULER SA: Plan général d'évacuation des eaux. – Rapp. à la commune de Boveresse (inéd.).

TURRINI, C., DUPS, K. & PULLAN, C. (2009): 2D and 3D structural modelling in the Swiss–French Jura Mountains. – Petroleum Geol., First Break *27*, 65–71.

USTASZEWSKI, K. & SCHMID, S. M. (2007): Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben – Jura Mountains junction. – Swiss J. Geosci. *100*/2, 293–312.

VALLEY, B. (2002): La vallée des Ponts-de-Martel. Rétro-déformation d'une structure complexe dans le Jura neuchâtelois. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

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.

VAUCHER, L. (2008): Industries vallonnières. In: Le Val-de-Travers, une région, une identité (p. 216–226). – Attinger, Hauterive.

VAUTHIER, B. (1985): Terre entre lac et Jura, la Béroche. – Ed. de la Béroche, Saint-Aubin.

VEUVE, P. (2000): Etude géochimique et sédimentaire d'un enrichissement en cadmium observé dans les calcaires oolithiques jurassiques du Jura. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

VOGT, V. (1997): Cartographie de la région de la Brévine. – Diplôme Univ. Neuchâtel, 2e partie (inéd.).

VOUGA, A. (1868): Note sur les terrains glaciaires stratifiés des gorges de l'Areuse. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *8*, 122–130.

VOUGA, D. (1943): Préhistoire du Pays de Neuchâtel, des origines aux Francs. – Mém. Soc. neuchât. Sci. nat. *7*.

WEBER-TIÈCHE, I. (1998): Sédimentologie et minéralogie d'une séquence interglaciaire deltaïque du plateau de Bevaix. – Eclogae geol. Helv. *91*/1, 41–51.

WEGMANN, E. (1922): Zur Geologie der St. Bernarddecke. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *47*, 3–63.

— (1963): Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement du socle. In: DURAND-DELGA, M. (Réd.): Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot (tome II, p. 99–104). – Soc. géol. France, Mém. h.s. (1960–1963).

WEIDMANN, M. (1991): Histoire de la prospection et de l'exploitation des hydrocarbures en Pays vaudois. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *80*/4, 365–402.

— (1996): Albien et Cénomanien du Jura: nouvelles observations. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *119*, 145–148.

WEIDMANN, M., ENGESSER, B. & KÄLIN, D. (2004): Les gisements de mammifères aquitaniens de la Chaux (Jura vaudois, Suisse). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *88*/4, 457–482.

WEIDMANN, M. & PASQUIER, F. (2013): Nouvelles données sur la molasse de quelques synclinaux du Jura neuchâtelois. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *134*, 27–55.

WERMEILLE, S. (1996): Cartographie au SE de Môtiers – Couvet (Val-de-Travers, NE). – Diplôme Univ. Neuchâtel, 2e partie (inéd.).

WEXSTEEN, P. (1983): Etude de l'anticlinal du Solmont. – Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).

ZIEGLER, M. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, Ser. C *82*.

CARTES GÉOLOGIQUES

Carte géologique de la Suisse 1:500 000

Office fédéral des eaux et de la géologie

Carte tectonique de la Suisse 1:500 000

Office fédéral des eaux et de la géologie

La Suisse durant le dernier maixmum glaciaire 1:500 000

Office fédéral de topographie swisstopo

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 (2e éd.), par L. ROLLIER & E. KISSLING, 1904.
Flle XI Pontarlier – Yverdon (2e 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

No 2 La Chaux – Les Verrières (AS 276–277), par C. MUHLETHALER, 1930.
No 51 Val de Ruz, par P. BOURQUIN, R. BUXTORF, E. FREI, E. LÜTHI, C. MUHLETHALER, K. RYNIKER & H. SUTER, 1969.
No 67 Neuchâtel, par E. FREI, J. MEIA, F. BECKER, O. BÜCHI, R. BUXTORF, K. RYNIKER & H. SUTER, 1974.
No 95 Ste-Croix, par D. RIGASSI & M. JACCARD, 1995.
No 114 Grandson, par D. RIGASSI, H. A. JORDI & R. ARN, 2006.

Cartes géologiques spéciales

No 30 Carte géologique de la Côte aux Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes 1:25 000, par T. RITTENER, 1902.
No 59 Carte géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds 1:25 000, par L. ROLLIER & J. FAVRE, 1910.

Carte géologique de la France au 1:80 000

Flle 127 Ornans (3e éd., 1968)
Flle 139 Pontarlier (2e éd., 1964)

Carte géologique de la France au 1:50 000

Flle XXXIV-24 Ornans (no 530)
Flle XXXIV-25 Pontarlier (no 557)
Flle XXXV-24 Morteau (no 531)

Autres cartes géologiques

BS BURGER, A. & SCHAER, J.-P. (1996): Carte géologique de la vallée du Locle 1:50 000. In: La vallée du Locle – oasis jurassienne. – Cah. Inst. neuchât., n.s. *26*.

Ja JACCARD, A. (1877): Carte géologique du canton de Neuchâtel (sans fond topographique, avec 5 profils). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *11*, 354.

Me MEIA, J. (1986): Carte géologique de la région des gorges de l'Areuse 1:25 000. In: La géologie. In: Les gorges de l'Areuse (p. 51–76). – Ed. de la Baconnière, Neuchâtel.

Ri 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.

SD 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 clichés. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *30*, 167–350 (aussi Eclogae geol. Helv. *7* [1903], 367–476).

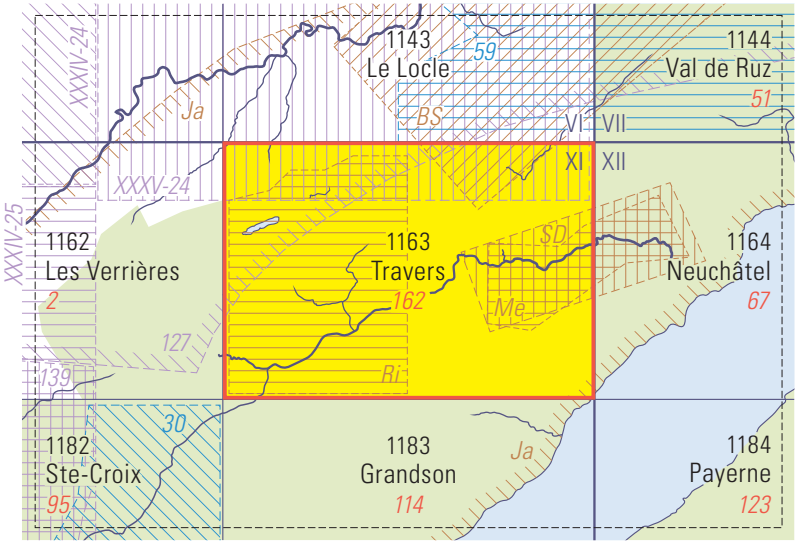


Fig. 11: Cartes géologiques publiées.

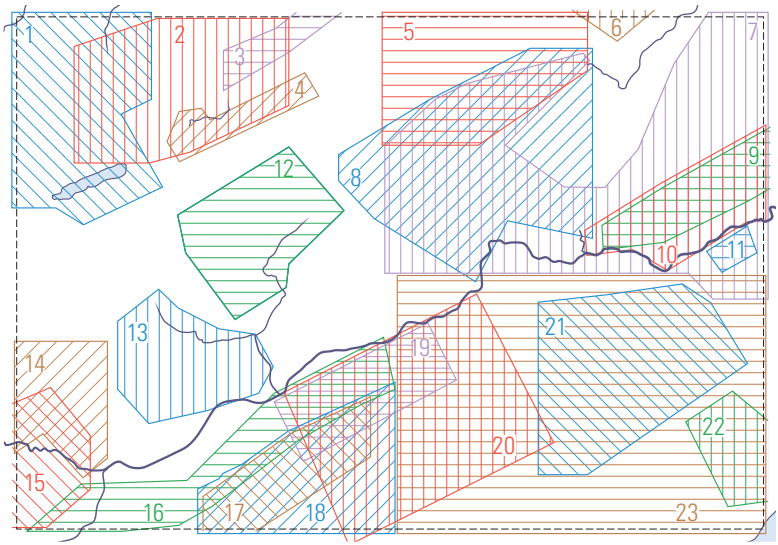
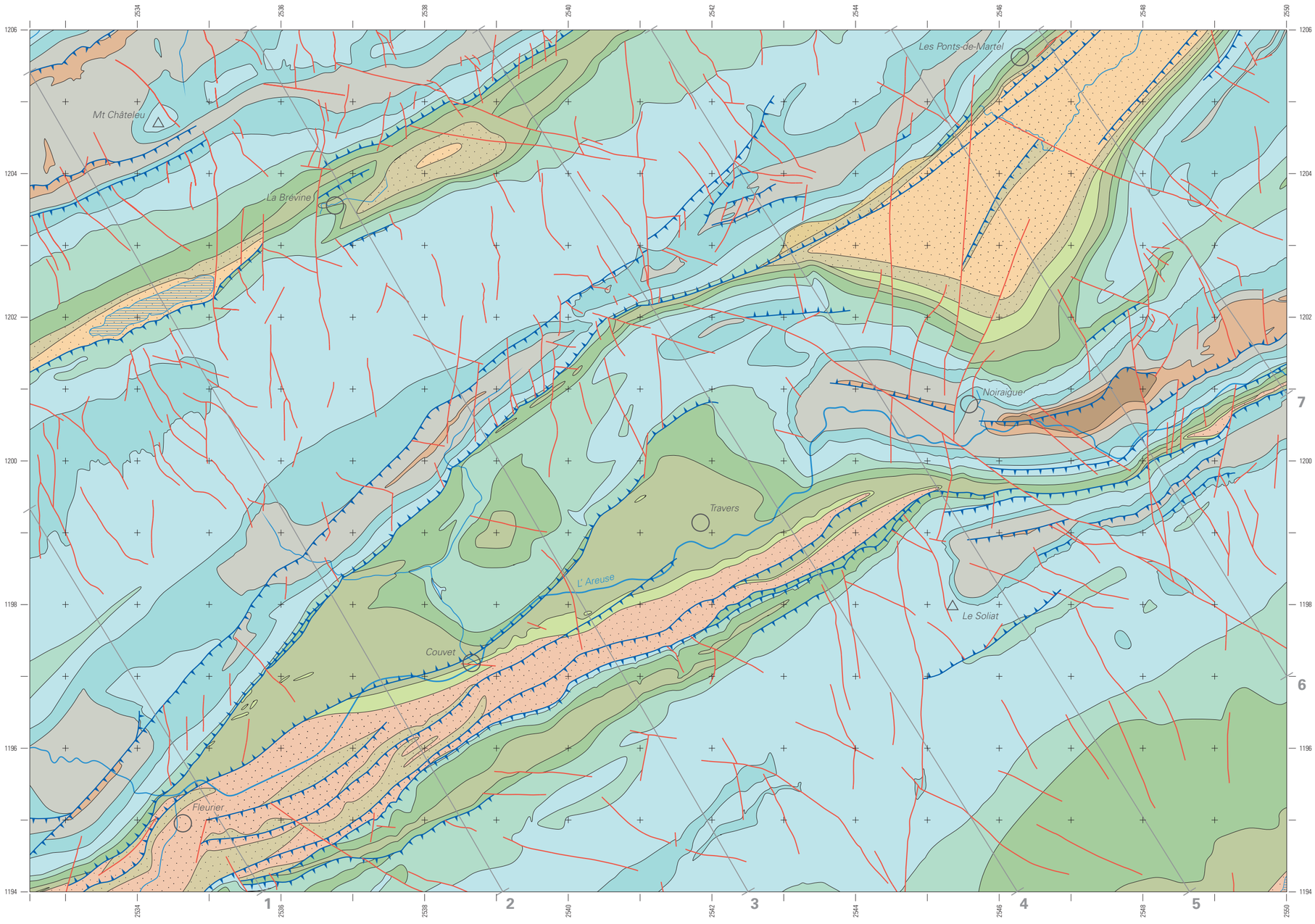


Fig. 12: Principales cartes géologiques non publiées sur le territoire de la feuille Travers. 1: VOGT (1997), 2: MEIER (1999), 3: DUCOMMUN (1977), 4: REY et al. (1978), 5: DE PURY (1963), 6: LLOYD (1959), 7: FREI (1942, 1964), 8: GRETILLAT (1986), 9: BOLLE (1995), 10: WEXSTEEN (1983), 11: DURIG (2010), 12: RAMSEYER (1984), 13: ARBEL (1997), 14: RAIS (1997), 15: JEANNOTTAT (2005), 16: HESS (1936), 17: MONTANDON (1966), 18: WERMEILLE (1996), 19: GINDRAUX (1973), 20: GOCHT (1961), 21: MÜLLER (1959), 22: BORREGUERO (2003), 23: THIÉBAUD (1936); périmètre non représenté: SCHWAAR (1963, Val-de-Travers, 1ère et 2e chaînes, 3e chaîne de Fleurier à Tremalmont), BURKHALTER & BEER (2001, thalweg Val-de-Travers et vallée des Ponts).

ANNEXES

Planche I: Substratum rocheux du secteur de la feuille Travers
Planche II: Coupes géologiques à travers le secteur de la feuille Travers
Planche III: Isohypses du toit du Dogger du secteur de la feuille Travers
Planche IV: Extension syn- et post-LGM des glaciers jurassiens et rhodanien dans le secteur de la feuille Travers



Substratum rocheux du secteur de la feuille Travers

par

François Pasquier

Paléogène – Néogène

- Molasse d'eau douce supérieure (OSM)
- Molasse marine supérieure (OMM)
- Molasse d'eau douce inférieure (USM)
- Conglomérat à matrice rouge ou grise (USM basale)

Crétacé

- Sédiments aptiens – cénomaniens
- Marnes d'Hauterive – «Urgonien blanc»
- Formation du Goldberg – Marnes d'Arzier et Calcaire roux

Jurassique

- Formation du Twannbach
- Formation de Reuchenette
- Formations de Günsberg et de Balsthal
- Formation de Wildegg
- Marnes du Furcil – Dalle nacrée
- Couches de Brot – Calcaire roux marneux

- Chevauchement, faille inverse
- Faille normale, faille décrochante
- Trace des coupes (voir pl. II)

Echelle 1:50000

1000 m 0 2 km 4 km

MIXTE
Issu de sources responsables
FSC® C030149

© 2013 Office fédéral de topographie swisstopo, CH-3084 Wabern

Coupes géologiques à travers le secteur de la feuille Travers

par

François Pasquier

(sismique réflexion: Sommaruga 1997, Turrini et al. 2009)

Quaternaire

- Dépôts meubles glaciaires, fluviatiles et lacustres
- Masse tassée (avec représentation de la formation concernée)

Paléogène – Néogène

- Molasse d'eau douce supérieure (OSM)
- Molasse marine supérieure (OMM)
- Molasse d'eau douce inférieure (USM)
- Conglomérat à matrice rouge ou grise (USM basale)

Crétacé

- Marnes d'Hauterive – Calcaires marneux et crayeux cénomaniens
- Formation du Goldberg – Marnes d'Arzier et Calcaire roux

Jurassique

- Formation du Twannbach
- Formation de Reuchenette
- Formations de Günsberg et de Balsthal
- Formation de Wildegg
- Marnes du Furcil – Dalle nacrée
- Couches de Brot – Calcaire roux marneux
- Lias – Argiles à Opalinus

Trias

- Keuper – Marnes rhétiennes
- Muschelkalk
- Buntsandstein

Paléozoïque

- Roches cristallines et sédiments permo-carbonifères

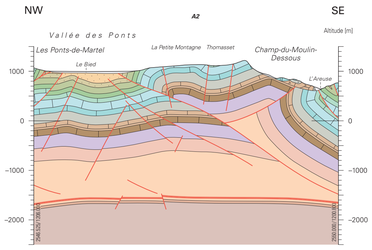
A1–A4 Anticlinoriums, anticlinaux (voir fig. 7)

Accident tectonique

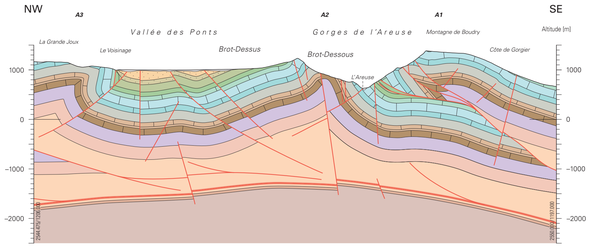
Zone de décollement

Echelle 1:50 000

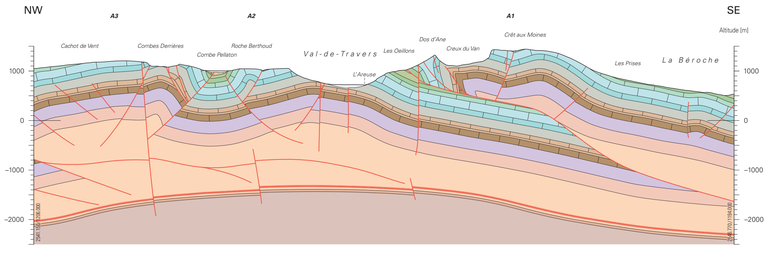
1000 m 0 1 2 km



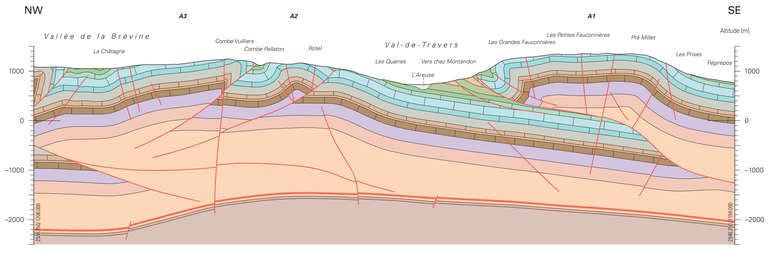
7



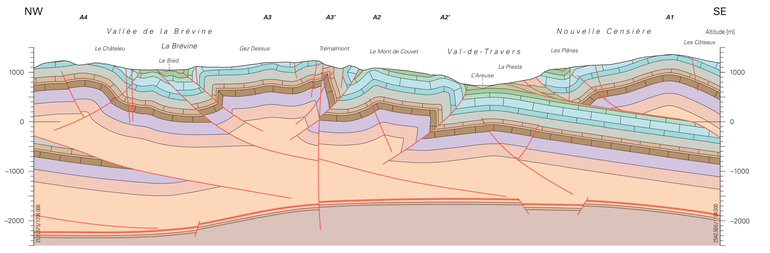
6



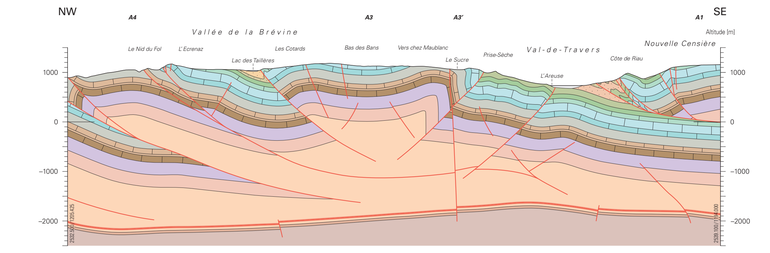
5



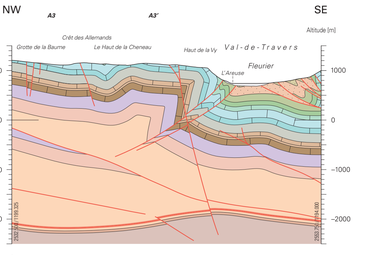
4



3

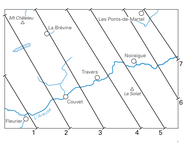


2



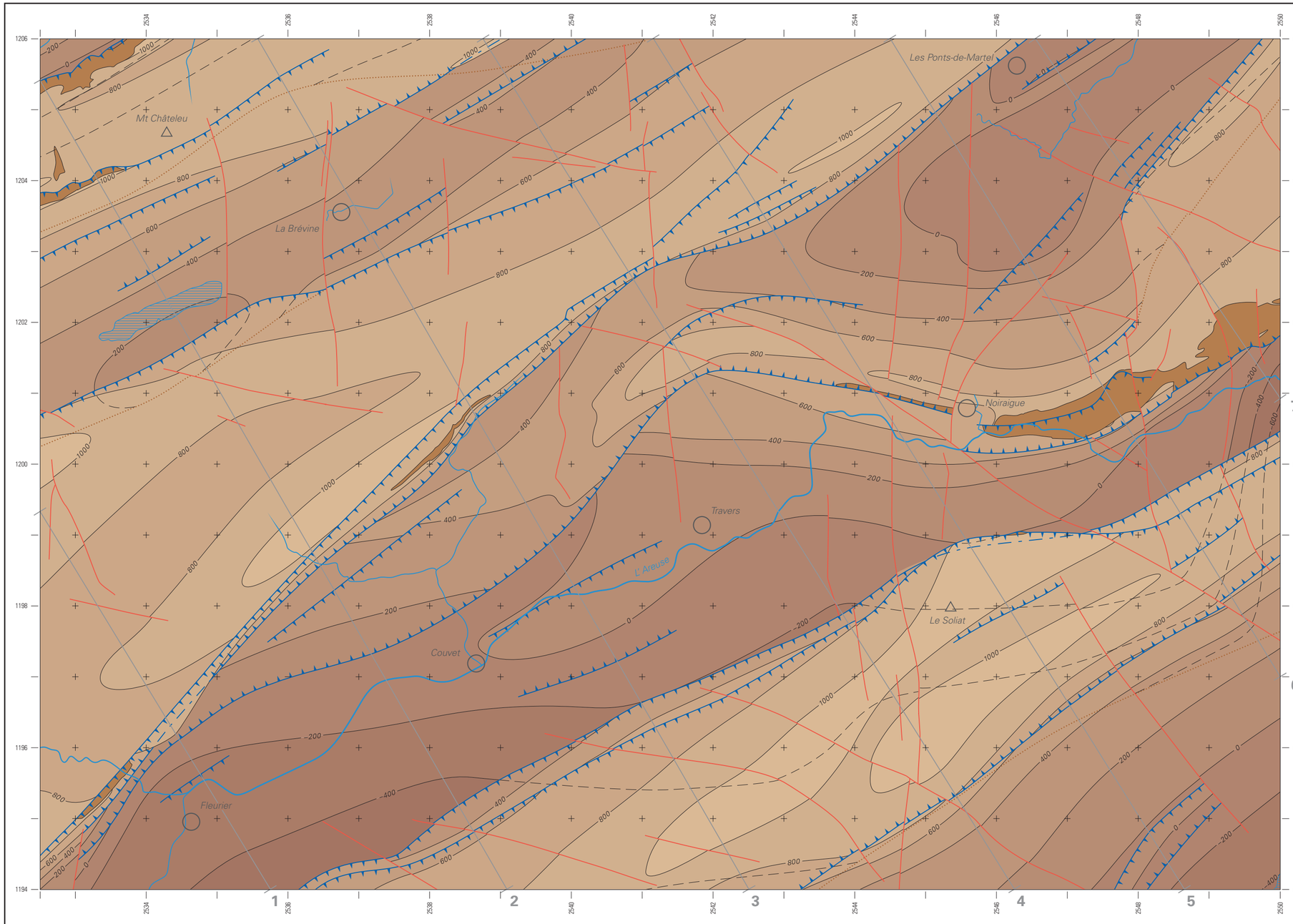
1

Trace des coupes



MIXTE
Papier issu de sources responsables
FSC® C030149

© 2013 Office fédéral de topographie swisstopo, CH-3084 Wabern



Isohypses du toit du Dogger du secteur de la feuille Travers

par

François Pasquier

- Dogger affleurant
- Isohypse (équidistance 200 m)
- idem, sous une masse chevauchante
- Limite sud-est du Dogger, sous une masse chevauchante
- Chevauchement, faille inverse
- idem, sous une masse chevauchante
- Faille normale, faille décrochante
- Trace des coupes (voir pl. II)

Echelle 1:50000

1000 m 0 2 km 4 km

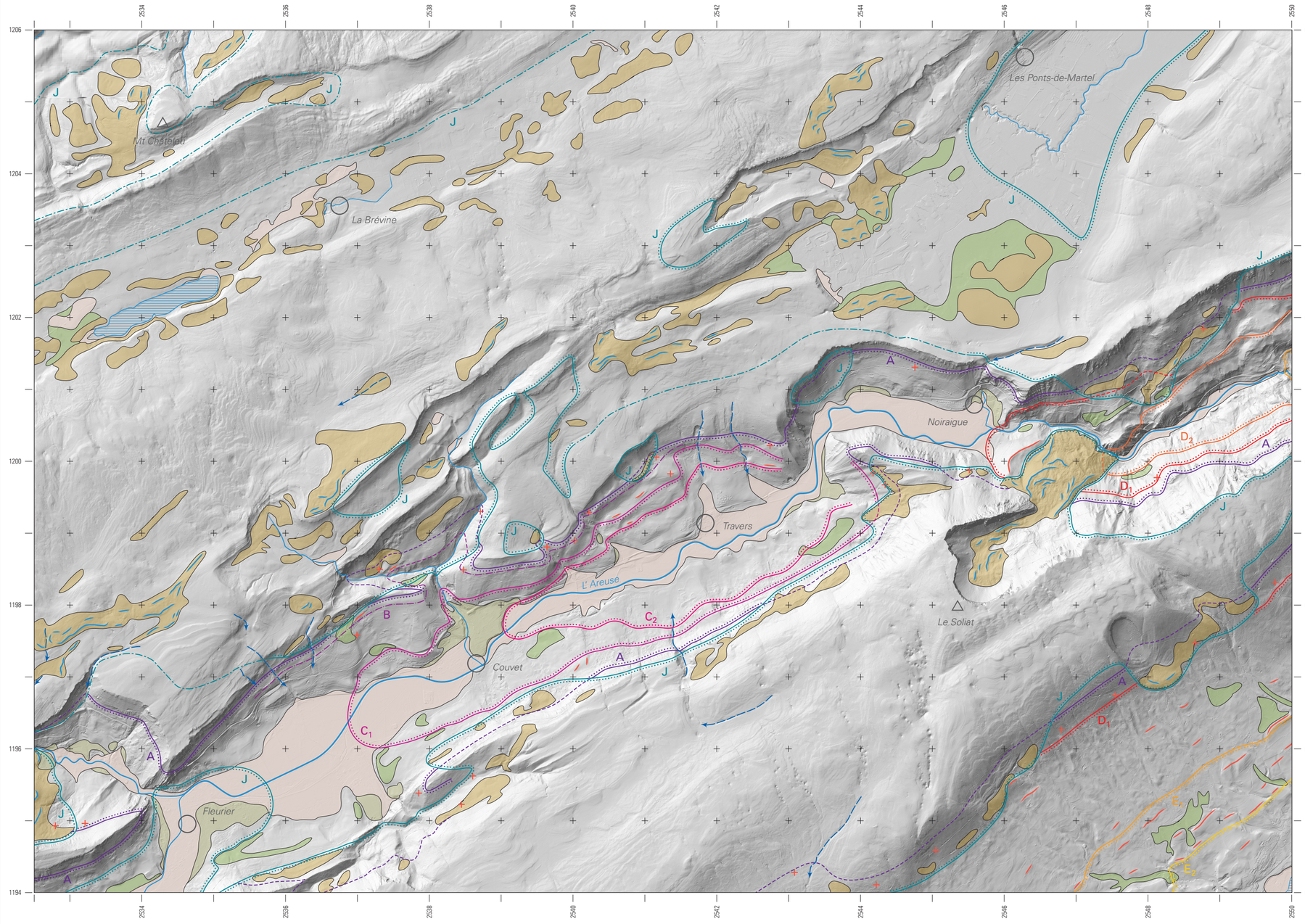
MIXTE
Issu de sources responsables
FSC® C030149

© 2013 Office fédéral de topographie swisstopo, CH-3084 Wabern

Extension syn- et post-LGM des glaciers jurassiens et rhodanien dans le secteur de la feuille Travers

par

F. Pasquier et S. Gogniat



Dépôts lacustres et alluviaux holocènes

Graviers et sables deltaïques de retrait post-LGM

Graviers et sables fluvioglaciaires de retrait post-LGM

Moraine (till) jurassienne

Vallée sèche (eau de fonte des glaces jurassiennes)

Vallum morainique jurassien

Vallum morainique rhodanien

Bloc erratique rhodanien situé à plus de 880 m d'altitude

J — Extension supposée des principaux glaciers jurassiens de récurrence post-LGM (ligne en trait-point: idem, incertaine)

E_2, E_1, D_2, D_1, C_2, C_1, B — Extension supposée du glacier rhodanien (valaisan) lors de différentes phases de retrait post-LGM (ligne en traitillé: idem, recouverte ultérieurement par des glaces jurassiennes)

A — Extension supposée du glacier rhodanien (valaisan) lors du LGM (ligne en traitillé: idem, recouverte ultérieurement par des glaces jurassiennes)

Echelle 1:50000

1000 m 0 2 km 4 km

MIXTE
Issu de sources responsables
FSC® C030149

© 2013 Office fédéral de topographie swisstopo, CH-3084 Wabern