

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Feuille:

1106 Moutier

Topographie: Carte nationale de la Suisse 1:25 000

(Feuille 96 de l'Atlas)

Notice explicative

par

URS PFIRTER

(Traduction par Y. GOUFFON)

Avec contributions de M. ANTENEN, C. A. MEYER et F. PASQUIER

Avec 4 figures, 3 tableaux et 1 planche

1997

Herausgegeben von der Landeshydrologie und -geologie, BUWAL

Publié par le Service hydrologique et géologique national, OFEFP

Recommandation pour la citation en bibliographie*Carte:*

PFIRTER, U., ANTENEN, M., HECKENDORN, W., BURKHALTER, R. M., GÜRLER, B. & KREBS, D.
(1996): Feuille 1106 Moutier. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 96.

Notice explicative:

PFIRTER, U. (1997): Feuille 1106 Moutier. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 96.

Diffusion: Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern

© 1997, Service hydrologique et géologique national, Berne

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-11-9

TABLE DES MATIÈRES

Préface	4
Introduction	6
Stratigraphie	8
Trias	8
Keuper	8
Jurassique	8
Lias	8
Dogger	9
Malm	12
Tertiaire	22
Eocène	22
Oligocène	23
Miocène	25
Pérogaphie sédimentaire de la Molasse	28
Quaternaire	34
Pléistocène	34
Holocène	36
Notice historique	39
Notice archéologique	43
Tectonique	43
Résumé	43
Bordure sud du bassin de Delémont	44
Anticlinal de Vellerat-Tiergarten	44
Synclinal de Soultz-Vermes	44
Anticlinal du Raimeux	45
Synclinal de Souboz-Moutier-Grandval	46
Anticlinal du Moron	46
Synclinal de Champoz	46
Anticlinal du Graiter	47
Synclinal de Tavannes-Court-Chaluet	47
Anticlinal du Montoz	48
Anticlinal du Weissenstein	48
Pied sud du Jura	49
Matières premières exploitables	49
Hydrogéologie	50
Situation générale	50
Rôle de la lithologie	51
Rôle des structures tectoniques	52
Caractéristiques des écoulements souterrains	53
Annexe: Sondages profonds	59
Bibliographie	60
Cartes géologiques publiées	70

PRÉFACE

La publication de la feuille Moutier de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 marque une étape importante dans l'histoire déjà longue de la recherche géologique en cette partie du Jura plissé. Après les premières observations scientifiques de A. Gressly dans les années 1835–1840, il y eut les études minières de A. Quiquerez sur le Sidérolithique et les descriptions géologiques de J.-B. Greppin entre 1855 et 1875. De nombreux auteurs se sont par la suite intéressés à la géologie des environs de Moutier, à commencer par L. Rollier qui publia en 1900 sa «Carte tectonique des environs de Moutier», qui couvre exactement la surface de notre actuelle feuille de l'Atlas. Certains auteurs ont fourni des levés originaux à la Commission Géologique Suisse, qui assumait la publication de l'Atlas géologique de la Suisse avant que cette tâche ne soit reprise par le Service hydrologique et géologique national (SHGN). Ces cartes originales ont été utilisées par les auteurs pour l'établissement de la minute originale de cette feuille Moutier; elles ont été établies par M. Birkhäuser, R. Buxtorf, R. Elber, H. Liniger, E. Schlaich et H. Vogel entre 1920 et 1933.

Plus récemment, divers auteurs ont réalisé leurs travaux de diplôme ou de doctorat entièrement ou partiellement sur le territoire de la feuille Moutier. Ce sont leurs levés qui ont servi de base à l'établissement de cette feuille de l'Atlas. En 1983, la Commission Géologique attribua un mandat à Monsieur Dr Urs Pfrter, pour l'établissement de la minute originale de la feuille Moutier sur la base de ses levés récents et de compléments à effectuer. Ce mandat aboutit à la livraison de la carte et de ses annexes en 1984. Un second mandat fut donné à M. Pfrter en 1986, pour la révision de la partie nord-ouest qui ne montrait pas la même qualité d'information que le reste de la feuille, surtout concernant les dépôts quaternaires. Cette révision fut achevée à la fin de la même année.

A notre regret, la rédaction de la carte au sein du SHGN ne put commencer qu'en 1991, avec l'engagement d'un nouveau rédacteur. Une adaptation aux nouvelles données géologiques disponibles, notamment celles acquises lors des études préliminaires à la construction de la route transjurane N16, s'avéra nécessaire et prit passablement de temps. Il en fut de même avec le passage de la cartographie analogique (gravure) à la cartographie digitale (informatisée), qui réserva quelques surprises.

En raison du retard évoqué ci-dessus, le texte de cette notice explicative est déjà vieux d'une douzaine d'année. Par conséquent, les dernières données sur la stratigraphie et la sédimentologie des couches mésozoïques, essentiellement, n'ont pas été prises en considération, à quelques exceptions près. Les textes qui suivent étant essentiellement descriptifs, cela n'a que peu d'incidence sur leur validité, qui reste actuelle. Le lecteur désireux d'être au fait des dernières études sur le sujet se référera entre autres aux travaux de BURKHALTER (1996) pour le «Dogger inférieur», de GONZALEZ (1993) pour le Hauptrogenstein ainsi que de PITTET (1994) et GYGI (1995) pour l'Oxfordien.

Le SHGN est heureux de pouvoir enfin mettre à disposition du public une feuille qui représente la synthèse de près d'un siècle de recherche géologique. Il en remercie vivement les auteurs ainsi que toutes les personnes, bureaux de géologues-conseils ou administrations qui ont contribué à la réalisation de cette carte par la mise à disposition de documents ou de connaissances particulières, ou par leurs conseils et critiques en cours de rédaction.

Août 1996

Service hydrologique et géologique national

INTRODUCTION

La feuille Moutier couvre une partie du Jura plissé rhénan. Plusieurs anticlinaux complexes s'y distinguent entre le bassin de Delémont et le pied sud du Jura, formant des chaînons de direction E-W à ENE-WSW. Contrairement aux régions du Hauenstein à l'est et des Franches-Montagnes à l'ouest, les synclinaux intermédiaires présentent une série molassique tertiaire de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, en partie dégagée, qui forme le fond des vallées longitudinales. La Birse, le Gabiare et la Raus ont modelé le relief, et leurs magnifiques cluses que suivent les voies de communication importantes donnent un bon aperçu du cœur des anticlinaux.

Sur cette feuille, l'Oxfordien présente des faciès de plate-forme («auraciens») au nord-ouest, de transition, puis de bassin («argoviens») au sud-est.

Les produits d'altération, remaniés, de l'émersion éocène sont les premiers témoins de l'évolution de la région au Tertiaire inférieur. Ils apparaissent sur les calcaires de la Formation du Twannbach au sud de la carte, et sur ceux de la Formation de Reuchenette au nord. Ces dépôts sidérolithiques sont localement accompagnés par le Conglomérat de Daubrée et les Calcaires d'eau douce de Moutier. La transgression marine du Rupélien est bien documentée dans le bassin de Delémont, alors que seules de fortes présomptions de sa présence existent à Moutier, et peut-être même à Court, où n'affleurent que des sédiments d'eau douce.

Le Chattien (et l'Aquitainien ?) est caractérisé par des sédiments d'eau saumâtre à douce, gréso-marneux à la base et plus carbonatés au sommet. Ils sont relativement épais dans le secteur de la feuille Moutier, car une dépression s'y est formée (dépression rauraque), ouvrant ainsi un passage aux sédiments alpins entre le Plateau suisse et le fossé rhénan.

La transgression burdigalienne depuis le sud est marquée, en tous cas dans le synclinal de Tavannes-Court, par des sables et des grès coquilliers. Des conglomérats alpins recoupent par endroits ces premiers dépôts, sous forme de chenaux marins isolés, alors qu'ils reposent directement sur le Chattien dans les synclinaux plus septentrionaux. Des galets de Malm dans ces conglomérats indiquent des mouvements tectoniques, peut-être verticaux, antérieurs au Burdigalien supérieur.

Au Miocène moyen, le détritisme marneux et sableux alterne avec la formation de calcaires d'eau douce. Ces dépôts sont suivis par le plissement du Miocène supérieur. Les gisements de galets («Geröllvorkommen») sur les anticlinaux («Höhenschotter») sont probablement comparables aux Cailloutis vosgiens et «Blocs pérégrins» («Wanderblöcke»).

Les éléments géologiques et morphologiques essentiels de la feuille Moutier sont, du nord au sud:

- la bordure sud du bassin de Delémont
- l'anticlinal de Vellerat-Tiergarten

- le synclinal de Soulce-Vermes
- l'anticlinal du Raimeux avec plusieurs anticlinaux secondaires
- le synclinal de Souboz-Moutier-Grandval
- l'anticlinal du Moron
- le synclinal de Champoz
- l'anticlinal du Graiteray
- le synclinal de Tavannes-Court-Chaluet
- l'anticlinal du Montoz
- l'anticlinal du Weissenstein
- le pied sud du Jura et le passage au bassin de la Molasse.

Presque tout le domaine de la carte appartient au bassin versant de la Birse, à l'exception du coin sud-est qui se déverse dans l'Aar. De vastes secteurs des anticlinaux montrent des drainages karstiques.

STRATIGRAPHIE

TRIAS

Keuper

t_{III} Marnes à gypse (Gipskeuper), grès, marne et dolomies

Seul le cœur de l'anticlinal du Raimeux montre des affleurements de Keuper, mais de qualité médiocre. Ils sont concentrés dans ou aux abords du ruisseau coulant au sud de Hautes Roches. Des marnes grises à gypse (= Gipskeuper ?) se trouvent à une altitude de 670 m, où le gypse fut exploité (ROLLIER 1893a, ELBER 1920). Des grès (Grès à roseaux), des marnes dolomitiques se débitant en damier et des dolomies crayeuses beiges (= Hauptsteinmergel) ont également été observés. Des marnes gris-vert et noires (= Obere Bunte Mergel) sont visibles à la cote 590 m, sous les grès rhétiens.

D'après BUXTORF & TROESCH (1917), le tunnel du Grenchenberg a traversé des marnes essentiellement grises, plus rarement bigarrées, avec de petites intercalations de dolomies (Obere Bunte Mergel), surmontant des dolomies plaquetées (Hauptsteinmergel), qui reposent sur des marnes à bancs d'anhydrite et de gypse.

r Grès et marnes feuilletées sableuses (Rhétien ?): 1,4 m

Des grès quartzeux jaunâtres et rougeâtres, associés à des marnes feuilletées sableuses et à un «bone bed», apparaissent dans le ruisseau au sud-est de Hautes Roches, à 590 m d'altitude (coupe dans ELBER 1920).

BUXTORF & TROESCH (1917) signalent des grès gris-jaune peu épais dans le tunnel du Grenchenberg.

JURASSIQUE

Lias

1 Lias indifférencié: calcaires et marnes (Hettangien-Toarcien): 40-50 m

Le Lias apparaît dans la cluse de Roches à l'ouest de cette localité, ainsi qu'au cœur de l'anticlinal du Weissenstein près du Bettlachberg et du Brüggli.

Le long du ruisseau au sud de Hautes Roches, deux coupes partielles, bien qu'affleurant mal, montrent la succession suivante, respectivement à la base et au sommet de la série (ELBER 1920):

- A 590 m d'altitude, sur les grès rhétiens reposent 10 cm de marnes noires feuilletées (= Marnes à insectes ?), puis 1 m de brèches grossières à échinodermes surmontées par environ 2 m de calcaires biodétritiques gris compacts à Arietites et gryphées (Calcaire à Gryphées).
- Entre 660 et 680 m d'altitude, 3 m de marnes gris-bleu et de calcaires gris à *Gryphaea obliqua* (Couches à Obliqua et Davoei) sont surmontés par 1 m de calcaires grés-marneux et glauconieux accompagnés de marnes, tous deux riches en bélemnites (Couches à Amalthées). Par-dessus viennent 15 à 20 cm de calcaires fétides et 20 cm de marnes feuilletées (Couches à Posidonies) puis, au sommet de l'affleurement, 70 cm de marnes grises contenant deux bancs calcaires, dont le plus élevé contient des sections transversales d'ammonites (= Couches à Jurensis ?).

Une coupe partielle montre le sommet du Lias, à 120 m au sud du Pt 1227 m, près du Brüggli (anticlinal du Weissenstein). Elle commence par des calcaires compacts gris, silteux et biodétritiques, à intercalations marneuses et à nodules phosphatés vers le sommet (Couches à Obliqua et Pliensbachien condensé). Ensuite viennent des calcaires laminés, bitumineux, gris-brun et à intercalations de marnes feuilletées (env. 30 cm; Couches à Posidonies), suivis par des couches de calcaires noduleux et silteux gris verdâtre à intercalations de marnes, riches en ammonites et bélemnites (env. 1,6 m; Couches à Jurensis et Pleydellienbank). Sur les calcaires noduleux prennent place les Argiles à Opalinus bleu-gris, finement feuilletées.

Dogger

a₁ Argiles à Opalinus («Marnes aaléniennes») (Opalinus-Ton)

(Aalénien inférieur): 100–130 m

Ces argiles sont micacées, gris bleuté sombre, noir brunâtre à l'altération, marneuses et bien feuilletées. Elles favorisent les glissements en surface et ne sont souvent visibles que temporairement dans les arrachements. Elles sont fréquemment recouvertes par les éboulis du Dogger. De bonnes coupes partielles se trouvent actuellement le long du chemin à l'ouest de la «Ski-Haus» (ouest de l'Unt. Brüggli – anticlinal du Weissenstein) et sur le flanc nord du Bettlachstock (partie supérieure), où ces argiles contiennent quelques rares concrétions calcaires.

Elles ont été touchées par sondage sous les alluvions de la cluse de Choindez et pourraient être recoupées dans la demi-cluse de Châtillon.

a₂-i₁ «Dogger inférieur» (Aalénien inférieur – Bajocien inférieur): 70–100 m

La limite entre les Argiles à Opalinus et le «Dogger inférieur» est marquée par une surface d'érosion ou de remaniement. Sur celle-ci viennent les *Couches de*

Sissach (BURKHALTER 1993 et 1996, «*Couches à Murchisonae*»). Dans la partie nord de la carte (p. ex. au Creux-de-la-Geline), elles sont représentées par environ 1 m de micrite fossilifère grise riche en galets à croûte limonitique et contenant des oolithes ferrugineuses. Dans la partie sud, ces couches comportent 0,1 à 1 m de calcaires échinodermiques terminés par un hardground, et surmontés par 0,5 m d'une oolithe ferrugineuse lie-de-vin qui appartient à la Zone à *Concavum*.

Les Zones à *Discites* et à *Laeviuscula* (ex-Zone à *Sowerbyi*), ainsi que la base de la Zone à *Sauzei*, sont condensées dans environ 0,5 m de micrite grise à oolithes ferrugineuses, dont la partie supérieure contient de la phosphorite.

Par-dessus viennent les *Couches du Brüggli* (BURKHALTER 1993 et 1996, localité-type: 599.100/231.675; anciennes «*Couches à Sauzei*» et «*Couches à Humphriesi*»), composées de calcaires et marnes gréseux à cassure grise et patine brun-jaune. Leur épaisseur aux environs du Brüggli est de 40–62 m. Dans le tunnel du Grenchenberg, leur base est faite d'un grès glauconieux (BURKHALTER 1993 et 1996). Les trois mètres sommitaux montrent un passage discret à des calcaires biodétritiques ferrugineux, terminés par 0,5 m d'oolithe ferrugineuse.

Le haut de ce «Dogger inférieur» est occupé par les *Couches à Blagdeni*, qui se composent, à l'est, de bancs de calcaires grumeleux biodétritiques, légèrement gréseux et parfois bitumineux, à intercalations marneuses, et à l'ouest (Creux-de-la-Geline) de marnes oolithiques et de marno-calcaires. On en trouve de bons affleurements au Mont-Dessus (591.250/239.900), dans la Wandflue, sur le flanc nord du Bettlachstock et au nord-est du Brüggli (anticlinal du Weissenstein).

i₀ Hauptrogenstein en général (Bajocien supérieur – Bathonien inférieur): 65–130 m

La Grande Oolithe au sens large (Hauptrogenstein) comprend trois formations distinctes, soit, de bas en haut: l'Oolithe inférieure (ou subcompacte, Unterer Hauptrogenstein), les Marnes à Homomyes, et l'Oolithe supérieure (ou Grande Oolithe s.s., Oberer Hauptrogenstein).

i₁₀ Oolithe inférieure (Oolithe subcompacte) (Unterer Hauptrogenstein): 40–70 m

La masse principale se compose d'oosparites à stratification souvent entrecroisée, à cassure bleu-gris et patine beige-brun clair. Des marnes peu épaisses s'y trouvent intercalées près de Roches et au nord de Combioz (anticlinal du Moron). Des coraux parfois en récifs et silicifiés en forment la base, sur environ 30 m dans l'anticlinal de Vellerat (HECKENDORN 1974), et 2 à 3 m dans l'anticlinal du Raimieux à l'ouest de la Montagne-de-Moutier.

Une micrite bitumineuse à rognons de silex caractérise la partie médiane de cette formation à l'ouest de la Montagne-de-Moutier. A l'est de cette localité, dans

l'anticlinal du Raimeux, 7–12 m de pelsparites beige clair à silex et parfois bitumineuses reposent à sa base.

La limite supérieure de cette formation montre dans toute la région des perforations et une croûte limonitique (hardground).

Bons affleurements: le long des chemins forestiers de la Côte-de-Mai (Châtillon) et de l'Envers (sud-ouest de Hautes Roches), en bordure des demi-cluses du Bettlachberg et du Brüggli, ainsi que le long de la route du Bettlachstock.

Marnes à Homomyes (Homomyen-Mergel): 5–18 m

Elles se composent de marnes brun-jaune riches en fossiles (huîtres, homomyes, brachiopodes et ammonites), dans lesquelles sont intercalés des calcaires marneux et des bancs isolés de calcaires biodétritiques gris. Dans l'anticlinal du Weissenstein, 2 à 4 m de calcaires spathiques ferrugineux sont présents dans la partie inférieure de cette formation.

Elles affleurent particulièrement bien dans l'entaille du ruisseau de Mont-Dessus (flanc nord de l'anticlinal de Vellerat) et le long de la route forestière de l'Envers (Roches).

i₁₋₂₀ Oolithe supérieure (Grande Oolithe) (Oberer Hauptrogenstein): 15–40 m

Des oosparites et oobiosparites beige-brun à stratification parfois entrecroisée prédominent. Vers le sommet, des intercalations marneuses de quelques décimètres d'épaisseur sont particulièrement remarquables dans l'anticlinal du Weissenstein; seul leur contenu fossilifère permet de les distinguer des Marnes à Homomyes.

Partout dans la partie supérieure se trouvent des intercalations de micrites et oomicrites appelées *Pierre blanche*. L'intervalle marneux et marno-calcaire sous-jacent correspond aux *Couches de Movelier* (p.ex. 594.250/240.120). Le sommet de cette formation présente une surface d'induration perforée, à croûte d'hydroxyde de fer, et en maints endroits un pavage d'huîtres.

De bons affleurements se trouvent, par exemple, le long de la route forestière du Mont-à-Luet (sud-est de Souboz) et de la route principale au nord-ouest de Roches (596.380/239.770, sans limite supérieure), en rive gauche de la Birse au sud de Roches (coupe partielle avec limite supérieure), et au nord-est du Pt 1202 m situé à l'est de l'Althüsli (au sud de Gänsbrunnen).

i₂₋₃ Calcaire roux sableux, Marnes calloviennes, Dalle nacrée et Couches à Anceps–Athleta (Bathonien supérieur – Callovien): 30–50 m

Calcaire roux sableux (10–22 m): sur la Grande Oolithe se trouvent des marno-calcaires, calcaires et marnes gris à patine brun rouille riches en débris d'échinoder-

mes. Ils affleurent bien près de l'Althüsli (600.5/232.4). A Bützen (596.710/230.285), une barre de 7 m de biosparite compacte brune, à stratification entrecroisée et composants arrondis, surmonte une dépression marneuse de 4 m d'épaisseur. A l'ouest du Rüschraben (601.475/233.330), les bancs supérieurs à intercalations marneuses (env. 1 m) sont très fossilifères. Le Calcaire roux sableux se termine par une surface d'érosion bosselée (BURKHALTER 1989), bien visible au sud de la Stallflue (599.6/231.6).

Marnes calloviennes (5–18 m): ces marnes grises forment des combes et n'affleurent que rarement, notamment dans l'entaille du ruisseau de Mont-Dessus (anticlinal de Vellerat), ou à 700 m à l'ENE du Pt 1348 m de l'Obergrenchenberg (anticlinal du Weissenstein). Leur base est formée d'un horizon de remaniement fossilifère (*Ctenostreon proboscideum* Sow., pleuromyes, mytilidae, ammonites).

Dalle nacrée (1–18 m): au nord-ouest de la feuille apparaissent des calcaires grossiers à débris d'échinodermes et à stratification parfois entrecroisée, accompagnés de rognons de silex au sud-est de Soulce. Les calcaires biodétritiques jaune-brun parfois gréseux deviennent plus fins et ferrifères vers le sud-est, en même temps que leur puissance diminue: environ 7 m le long de la route forestière de Dreierschwängli (596.980/230.130), dont les trois derniers mètres à intercalations marneuses; environ 2 m au Schauenburgschwäng.

Couches à Anceps–Athleta (≤1 m): une micrite grise ferrugineuse à Sécheval (587.480/237.890), des marno-calcaires gris à oolithes ferrugineuses à Vieille-Copierie (597.250/233.710), une micrite grise à oolithes ferrugineuses au nord-est de l'Althüsli (600.940/232.790), sont attribués aux Couches à Anceps–Athleta. BUXTORF & TROESCH (1917) mentionnent de rares oolithes ferrugineuses dans le tunnel du Grenchenberg.

Malm

L'Oxfordien inférieur, le Kimméridgien et le Tithonien ne présentent pas de variations de faciès significatives sur l'étendue de la feuille Moutier. Par contre, l'Oxfordien moyen à supérieur montre des faciès de plate-forme dans la partie NNW et de bassin peu profond au SSE, séparés par des faciès de transition dans la partie médiane de cette carte (fig. 1). Ceci a conduit à dédoubler la légende pour le Malm.

La plupart des unités lithostratigraphiques qui peuvent être distinguées ont été regroupées, par divers auteurs, au sein de formations. La diversité des endroits où ces formations ont été décrites ou définies, la grande variabilité des faciès dans l'espace et dans le temps et leurs récurrences observées nécessitent d'en préciser les limites et le contenu pour la feuille Moutier (tab. 1).

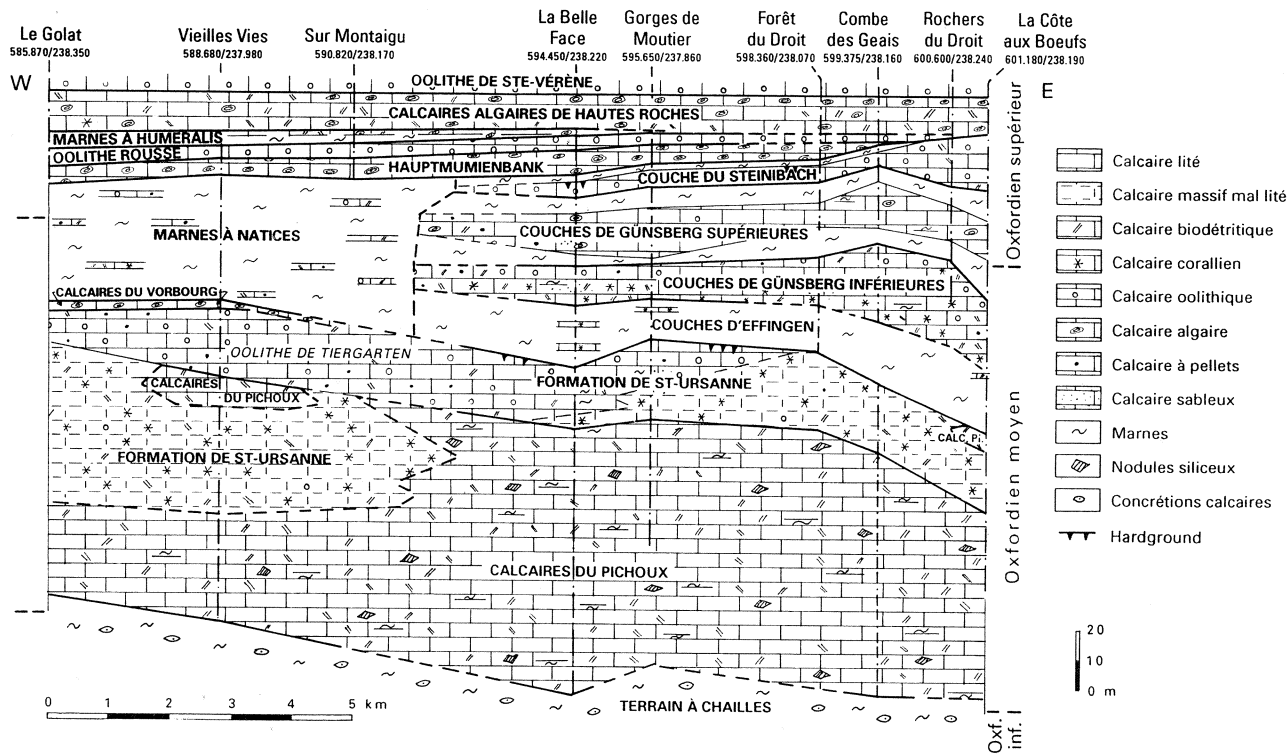


Fig. 1: Profil lithostratigraphique de l'Oxfordien moyen-supérieur le long de l'anticlinal du Raimeux (PFISTER 1982, modifié).

Tableau 1: *Stratigraphie de l'Oxfordien*

Unités chrono-stratigr.		Unités lithostratigraphiques											
		BOLLIGER & BURRI (1970) (et nomenclature ancienne)				GYGI & PERSOZ (1986)				Feuille Moutier			
		NNW			SSE	NNW			SSE	NNW			SSE
O x f o r d i e n	supérieur	«Séquanien»	Fm. de Court	Oolithe de Ste-Vérène Calcaires algaires de Hautes Roches		«Séquanien»	Fm. de Court	Membre de Ste-Vérène Calcaires à Humeralis	Membre de Ste-Vérène Membre de la Holzflue		Fm. de Court	Oolithe de Ste-Vérène Calcaires algaires de Hautes Roches	Oolithe de Ste-Vérène Calcaires algaires de Hautes Roches = Calcaires à Humeralis
	moyen		Formation de Vellerat	Couches à Humeralis Hauptmumienbank	Couches de Günsberg		Formation de Vellerat	Marnes à Humeralis / Oolithe rousse Hauptmumienbank	Formation de Balsthal	C. du Steinbach	Formation de Vellerat	Marnes à Humeralis Oolithe rousse Hauptmumienbank	Formation de Balsthal
		Couches à Natices Calcaires du Vorbourg	Calcaire corallien de Moutier	Couches d'Effingen	Membre à Natices Membre du Vorbourg	Membre de Günsberg Calcaires coralliens	Membre d'Effingen	Marnes à Natices Calcaires du Vorbourg		Couches d'Effingen			
		«Rauracien»	Formation de St-Ursanne	Calcaires du Pichoux	Couches de Birnenstorf	«Argovien»	Formation de St-Ursanne	Calcaires du Pichoux	Couches de Birnenstorf	Formation de Wildegg	Formation de St-Ursanne	Calcaires du Pichoux	Couches de Birnenstorf
	inférieur	«Oxf.»	Couches de Liesberg	Marnes oxfordiennes			Formation non nommée	Membre de Liesberg Membre du Terrain à chaillies Membre à Renggeri	Hiatus / condensation		Marnes oxfordiennes	Couches de Liesberg Terrain à chaillies Marnes à Renggeri	Hiatus / condensation

i₄ Marnes oxfordiennes (Oxfordien inférieur-moyen): 2-70 m

Ces marnes argileuses favorisent la formation de combes et de glissements de terrain et sont généralement recouvertes de masses éboulées. Elles peuvent être réduites ou au contraire épaissies par des chevauchements ou des glissements bancs sur bancs (ripage). Elles ne sont bien développées que dans la partie nord de la carte. Dans le tunnel du Grenchenberg, leur puissance diminue du nord au sud: 70 m dans le flanc nord de l'anticlinal du Graiter, 65 m dans son flanc sud, 25 m au nord du Grenchenberg et 7 m au sud; elles n'atteignent que 2 à 9 m dans l'ensemble de l'anticlinal du Weissenstein. Cette formation comporte les deux membres suivants:

Les *Marnes à Renggeri*, partie inférieure de la formation, sont de teinte bleu-gris, parfois fossilifères, affleurant actuellement à 400 m à l'WSW et à 70 m au sud-est de la Loge-aux-Bœufs (Graiter).

Le *Terrain à chailles* est la partie supérieure de la formation. Ce sont des marnes jaune-gris truffées de concrétions calcaires grises et esquilleuses de la taille d'une tête. Il affleure le long de la route des Champs-de-la-Joux (au nord de Vellerat). Aucun affleurement ne montre actuellement la limite avec les Marnes à Renggeri.

Une croûte limonitique marque le passage de ces marnes aux Calcaires du Pichoux: dans le ruisseau au sud-est du Beucle (Souboz) à 975 m d'altitude, à Sous-Raimeux (599.900/240.540, avec des silicifications), sous le Pt 1148.7 m à l'est de la Combe-de-la-Hue (Grandval), et au sud de la Loge-aux-Bœufs (597.500/233.770) où elle contient des fossiles.

Couches de Liesberg (Liesberg-Schichten)

(Oxfordien moyen): 10-15 m

Ces couches ne sont présentes que dans l'anticlinal de Vellerat et dans le flanc nord de celui du Raimeux dans la cluse de la Birse, entre les Marnes oxfordiennes et la Formation de St-Ursanne. Elles sont constituées de marnes sombres, de marno-calcaires et de calcaires coralliens à fossiles parfois silicifiés caractéristiques. La quantité de marnes diminue vers le sud. Elles sont souvent recouvertes par des éboulis, mais affleurent bien dans les demi-cluses de Châtillon et de Mont-Dessus (flanc nord de l'anticlinal de Vellerat).

i_{5U} Formation de St-Ursanne (Oxfordien moyen): 55-80 m

Elle débute par des calcaires coralliens beiges à blancs généralement micritiques et parfois massifs (anticlinaux de Vellerat et du Raimeux). La partie supérieure de cette formation est formée par l'*Oolithe de Tiergarten*, oosparites et oopelsparites, présente dans les anticlinaux de Vellerat-Tiergarten (localité-type: 600.9/241.9) et

du Raimeux (partie occidentale du flanc nord). Un passage latéral à des calcaires coralliens (20–25 m d'épaisseur sur les Calcaires du Pichoux) est visible sur le flanc sud de l'anticlinal du Raimeux à l'est de la Birse.

Une surface d'induration sur l'Oolithe de Tiergarten existe le long de la frontière communale entre Perrefitte et Souboz, à proximité du Pt 1086 m (avec perforations), au nord des maisons du Pré-Ouchin (Moutier, avec perforations et pavage d'huîtres) et au Petit-Raimeux (596.65/238.65).

La puissance de cette formation est de 70 à 80 m dans l'anticlinal de Vellerat et de 55 à 65 m dans la partie occidentale de celui du Raimeux. Les affleurements sont fréquents et forment souvent des parois rocheuses.

i_{5P} Calcaires du Pichoux (Oxfordien moyen): jusqu'à 85 m

Un faciès de transition entre les récifs rauraciens (Formation de St-Ursanne) et les faciès du bassin argovien (Couches de Birmenstorf) se développe au travers de la carte selon une direction WSW-ENE (BOLLIGER & BURRI 1970, ZIEGLER 1962), dans les anticlinaux du Raimeux et du Moron. Ce sont des calcaires gris clair à beiges principalement biodétritiques et bien stratifiés, comprenant parfois des dépôts récifaux, des silex, des joints marneux et des intercalations marno-calcaires feuilletées qui pourraient déjà correspondre aux Couches d'Effingen.

De bonnes coupes peuvent être observées le long de la route à l'ouest du Pâturage-de-Montaigu (flanc nord de l'anticlinal du Moron, avec plusieurs mètres de calcaires coralliens au milieu), le long du chemin de la Belle-Face (sud-ouest de Hautes Roches, 85 m d'ép.) ainsi que de celui du Château-de-Raymontpierre (601.6/240.5, BOLLIGER & BURRI 1970).

i_{5B} Couches de Birmenstorf (Birnenstorfer Schichten) (Oxfordien moyen): 8–42 m

Dans les anticlinaux du Graiteray et du Weissenstein, des micrites et biomicrites brun-beige et bien litées, à minces lits de calcaires marneux, forment des reliefs rocheux entre les combes des Marnes oxfordiennes et des Couches d'Effingen. Le caractère argovien pur, très fossilifère, de cette formation n'apparaît pas encore dans le secteur de la feuille Moutier.

De bons affleurements se trouvent dans la cluse de Court (ZIEGLER 1962, 41,5 m d'ép.), dans le ruisseau de Sur-les-Vieux-Prés (599.000/234.870, 35 m d'ép.) et à Dreierschwängli (596.940/230.150) où une bonne coupe partielle montre une surface supérieure de banc perforée environ 5 m sous la limite supérieure de cette formation. Le tunnel du Grenchenberg fournit les épaisseurs suivantes: flanc nord de l'anticlinal du Graiteray: env. 36 m, flanc sud: 35 m, flanc nord de l'anticlinal du Weissenstein: env. 17 m, flanc sud: 22 m.

i_{5E} Couches d'Effingen (Effinger Schichten)
(Oxfordien moyen): jusqu'à 135 m

Elles ne se développent qu'au sud d'une ligne Souboz-Plain-Fayen-Roches-Vermes. Ce sont des marnes grises à patine brunâtre à jaunâtre, parfois quartzueuses, dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires gris semblables aux Couches de Birmenstorf. Le passage de ces dernières aux Couches d'Effingen se fait par augmentation progressive de la quantité de marnes. Dans l'anticlinal du Graiter, une intercalation de 2 à 4 m de micrites grises silteuses dans des marnes fines fait saillie (env. 40 m au-dessus de la base de la série dans la cluse de Court, et env. 15 m au-dessus de cette base à Sous-Mortes-Roches). Sur le Moron et au Grenchenberg, des dolines naissent le long de telles séquences calcaires.

Sur le flanc sud de l'anticlinal du Raimeux, aux environs de Champ-la-Dame, les 13 à 22 m des Couches d'Effingen passent vers l'ouest à la partie inférieure des Marnes à Natices.

De bons affleurements sont rares; on peut néanmoins observer ces couches à la Côte-aux-Bœufs (601.1/238.3, limite supérieure) et à Yuyose (Graiter, plusieurs entailles). Leur puissance est de 11 m le long de la route forestière à l'ouest du Noir-Bos (nord du Moron), 90-100 m dans la cluse de Court, 60-70 m à Sous-Mortes-Roches (ouest de la cluse de Gänsbrunnen) et 105-115 m dans l'anticlinal du Weissenstein.

i₅₋₆ Calcaires du Vorbourg et Marnes à Natices (Natica-Mergel)
(Oxfordien moyen-supérieur)

Pour des raisons pratiques, deux formations bien distinctes ont été regroupées sur la carte:

Les *Calcaires du Vorbourg* (0-18 m) ne se développent que dans le nord-ouest de la feuille, dans les anticlinaux de Vellerat et du Raimeux. Ce sont des calcaires micritiques bien lités à bioclastes et débris terrigènes, contenant un banc à oncolithes. Le long du sentier reliant Combioz à la Neuve-Bergerie (587.770/235.470), 1 m de micrites beiges, avec quelques bioclastes, reposent sur l'Oolithe de Tiergarten; elles se terminent par une surface d'induration à croûte limonitique et nodules micritiques.

Ces calcaires affleurent particulièrement bien le long du chemin du Haut-du-Droit (587.900/240.120) et le long de la route forestière de Vieilles-Vies (588.650/238.080, épaisseur: 2,5 m).

Les *Marnes à Natices* (25-50 m) forment une séquence hétérogène principalement marneuse et localement fossilifère. Elles contiennent des bancs cartographiables jaunâtres, rouge-brun ou gris d'oosparites, de biosparites, d'oobiomicrites et de micrites, contenant de minces niveaux charbonneux et des stromatolithes. Des calcaires coralliens apparaissent à différents niveaux, et certains lits isolés sont riches

en quartz. Comme les Calcaires du Vorbourg, elles sont limitées au secteur nord-ouest de la feuille Moutier; vers le sud-est, leur partie inférieure passe latéralement aux Couches d'Effingen, et leur partie supérieure aux Couches de Günsberg et du Steinibach.

Les bons affleurements se trouvent principalement dans les tranchées des chemins, comme aux Troyerats (588.210/239.820), ou le long du chemin de Mont-Dessus (591.000/239.450).

i_{6G} Calcaires coralliens de Moutier et Couches de Günsberg (Günsberg-Schichten),
y compris Couche du Steinibach (Steinibach-Schicht)
(Oxfordien moyen-supérieur): 42–70 m

Dans le prolongement sud-est de la partie supérieure des Marnes à Natices, au sud d'une ligne Souboz – Plain-Fayen – Champ-la-Dame – Hautes Roches – Rebeuvelier, deux formations distinctes peuvent être reconnues: les Couches de Günsberg et celle du Steinibach. Pour des raisons pratiques, elles ont été regroupées sur la carte.

La base des *Couches de Günsberg inférieures* se compose de calcaires coralliens jaunâtres, gris clair ou brun, un peu marneux au nord (biomicrites et biosparites), qui forment également la partie médiane de ce membre à l'est de la Hasenmatt (601.4/232.4). Des fragments de fossiles silicifiés apparaissent dans les anticlinaux du Graiter y et du Raimeux. Le long du chemin carrossable à l'ouest du Pâturage-de-Montaigu (Moron), une coupe débute par environ 5 m d'oosparites jaunâtres à grain fin, surmontées d'une dizaine de mètres de calcaires micritiques coralliens beige clair massifs, avec par endroits des coraux roulés.

Dans la partie supérieure dominant des oosparites et des pelsparites fines, jaunes ou beige clair à brun, généralement bien litées, à débris d'échinodermes et stratification entrecroisée.

De bons affleurements peuvent être visités par exemple dans la cluse de Court (594.250/233.900), le long de la coupe de Peute-Combe (599.600/235.250) et à la Côte-aux-Bœufs (601.175/238.220).

Les calcaires riches en coraux de cette formation ont reçu le nom de *Calcaires coralliens de Moutier* par BOLLIGER & BURRI (1970).

Les *Couches de Günsberg supérieures* forment une séquence hétérogène de calcaires gris ou jaunâtres à prédominance micritique (oo- et biomicrite), accompagnés de quelques lits à sable siliceux, et par endroits de marnes sableuses (la quantité de marne décroît vers le sud). Ils contiennent des coraux notamment dans la cluse de Court, à la Bluai, au sud de la Heiterwald et à l'est de la Hasenmatt (anticlinal du Weissenstein). Des bancs à oncolithes apparaissent de façon discontinue à différents niveaux (ZIEGLER 1956 et ZIEGLER 1962: «Grüne Mumienbank»).

Dans le nord de la cluse de Court, un calcaire marneux de la partie inférieure des Couches de Günsberg supérieures a fourni un *Orthosphinctes tiziani* (GYGI 1969).

La *Couche du Steinibach* (Steinibach-Schicht de GYGI 1969, voir aussi BOLLIGER & BURRI 1970) comprend 3,5 à 18 m de calcaires oolithiques beiges ou brun jaunâtre, à pellets et débris d'échinodermes, montrant souvent une stratification entrecroisée.

Les ooïdes possèdent des enveloppes de différentes couleurs. Ces calcaires contiennent souvent des coraux ou passent latéralement à des calcaires coralliens (p.ex. sur le flanc nord de l'anticlinal du Moron, à Rainfo - ouest de Perrefitte - ou dans la cluse de Court). Ces couches se terminent presque partout par 0,5 à 3 m de marnes ou de calcaires marneux. Un débit en plaquettes est caractéristique de cette formation.

Bonnes coupes à la Belle-Face (route forestière au sud de Roches) et au sud du Pt 935 m (nord-est des gorges de Court). A l'est de la Hasenmatt (601.4/232.4), 7 m d'oolithe du Steinibach surmonte 4,2 m de calcaires biodétritiques gris souris, verdâtres ou rougeâtres, à patine brun-gris, contenant des coraux dans leur partie inférieure et un banc perforé au sommet. Des oosparites et des oopelsparites apparaissent par endroits au sud de Schauenburgschwang.

i₆ Oolithe nuciforme (Hauptmumienbank), Oolithe rousse, Marnes à Humeralis, Calcaires à Humeralis, Calcaires algaires de Hautes Roches et Oolithe de Ste-Vérène (Verena-Oolith)

(Oxfordien supérieur - Kimméridgien basal): 25-48 m

Les différentes formations de l'ancien «Séquanien supérieur» ont été regroupées sur la carte en raison de leurs faibles épaisseurs respectives:

L'*Oolithe nuciforme* (Hauptmumienbank) est faite de micrites beige clair compactes et bien stratifiées, contenant par endroits des oncolithes, et associées à des oosparites et des pelsparites. Elle représente un bon niveau-repère, saillant, de 5 à 8 m d'épaisseur, et qui affleure généralement bien: Forêt de l'Aimery (587.250/240.750), chemin carrossable entre Mont-Dessus et Soulcé, la Belle-Face (594.600/238.150).

A l'est d'une ligne Obergrenchenberg-Crémines-Vermes, cet horizon disparaît ou alors est remplacé par des oosparites et des pelsparites jaunâtres parfois dolomitiques (anticlinal du Weissenstein).

L'*Oolithe rousse* (ZIEGLER 1956), oomicrites jaunâtres, grises ou brun rougeâtre parfois marneuses, n'est développée de façon typique que dans le nord-ouest de la feuille (jusqu'à 5 m dans les anticlinaux de Vellerat et du Raimeux, 7 m dans celui du Moron). Dans le nord de la cluse de Court, elle est formée de 1,5 m d'oomicrites à patine brun rouille. Sur le Montoz, aux environs de Sous-Pré-Richard - La

Bluai, des calcaires dolomitiques jaunâtres recristallisés, à ooïdes mal développés, peuvent être corrélés avec l'Oolithe rousse (p.ex. sur le chemin carrossable au nord-est du Buement, à 1340 m d'altitude). Vers l'est, elle passe à un calcaire oncolithique dans l'anticlinal de Vellerat, alors qu'elle disparaît dans ceux du Raimeux (près de la Combe-de-la-Hue), du Graiteray et du Weissenstein.

Les *Marnes à Humeralis* (0–5 m) sont constituées de marnes gris-jaune fossilifères, de marno-calcaires biomicritiques, et de calcaires contenant localement des oncolithes limonitiques aplatis. Elles sont présentes dans le nord-ouest de la feuille où elles forment une petite dépression sur l'Oolithe rousse. Elles affleurent bien à l'ouest du Pâturage-de-Montaigu (586.250/235.590).

Les *Calcaires algaires de Hautes Roches*, équivalent approximatif des *Calcaires à Humeralis* (5–18 m), affleurent en barres saillantes de biomicrites bien stratifiées, à taches jaunes et altération parfois noduleuse. Leur contenu en bivalves et gastéropodes à coquille mince est caractéristique. La localité-type se trouve le long de la route forestière menant de Hautes Roches au Trondai (594.750/239.450, BOLLIGER & BURRI 1970).

Un niveau à oncolithes («akzessor. Mumienbank» de ZIEGLER 1956) prend place par endroits à la limite supérieure de cette formation, dans les anticlinaux de Vellerat, du Raimeux, du Moron et du Graiteray (flanc nord, dans la cluse de Gänsbrunnen). Vers l'est, l'épaisseur de ces calcaires diminue, et ils deviennent oolithiques, oopelsparitiques ou pelsparitiques, ou encore oomicritiques, localement coralliens, mais aussi recristallisés et dolomitiques, avec parfois des oncolithes.

L'*Oolithe de Ste-Vèrène* (Verena-Oolith, 10–35 m) consiste principalement en calcaires oolithiques blancs massifs, à ciment sparitique et oolithes micritisées et dégagées par l'altération. Des calcaires biodétritiques et des intercalations micritiques se trouvent en quantités subordonnées. Dans l'anticlinal du Weissenstein, cette formation est représentée par une barre rocheuse faite d'une oolithe blanche bien stratifiée à ciment sparitique, avec par places des ooïdes structurés et d'autres à bordure floue (p.ex. à l'est de la Ruine de Schauenburg).

i7

Formation de Reuchenette

(Kimméridgien – Tithonien basal): 100–185 m

Elle comprend des calcaires bien stratifiés surtout micritiques, mais aussi biosparitiques ou oosparitiques, et parfois à pellets. Des bancs dédolomitisés jaunâtres se trouvent à différents niveaux. Des coraux gisent dans la partie inférieure de cette formation dans le nord de la cluse de Gänsbrunnen et au nord-est de Stockholen (bord sud de la feuille), alors que des bancs à oncolithes en forment la base dans la carrière de Gänsbrunnen. Son épaisseur augmente du nord au sud.

Le Banc à Nérinées du sommet (Grenznerineenbank) n'est développé que dans la partie sud (anticlinaux du Weissenstein, du Montoz et flanc sud de celui

du Graiter); il affleure bien le long de la route forestière au sud de Court (592.29/231.15).

De bons aperçus de cette formation sont donnés le long de la route à l'ouest du Noir-Bos (Souboz), à la sortie nord de la cluse de Court, sur le sentier du sud-est de la Haute Joux (sud d'Eschert, depuis la cote 900 m en direction du sud-ouest), et le long du chemin carrossable au sud du Guibou (flanc nord de l'anticlinal du Weissenstein). Des épaisseurs anormales sont certainement dues à la tectonique.

Restes et traces de sauropodes (par C. A. MEYER)

Sur le territoire de la feuille Moutier, des restes ou traces de sauropodes ont été découverts en trois endroits:

- *Ancienne carrière de la Basse-Montagne-de-Moutier* (595.330/237.580/820 m): les restes d'un squelette du Diplodocide *Cetiosauriscus greppini*, ainsi qu'une dent attribuée de façon douteuse au genre *Megalosaurus* sont actuellement exposés au Musée d'histoire naturelle de Bâle. Leur découverte est citée par GREPPIN (1867, 1870).
- *Dalle des Gentianes* (595.680/238.025/570 m): la découverte de traces de dinosaures sur cette dalle inclinée de 55° remonte à mai 1994. Une surface d'environ 500 m² montre une dizaine d'empreintes peu marquées, la plupart étant des sous-traces («underprints»). Celles de pattes postérieures ont une longueur de 60–80 cm. Une seule empreinte de patte antérieure a été observée jusqu'à maintenant, mais ce gisement n'a pas encore été étudié en détail et réserve probablement d'autres découvertes. Ces traces peuvent être attribuées aux mêmes sauropodes que celles de Lommiswil (MEYER 1990, 1993, 1994a).
- *Dalle à Miroir* («*Spiegelplatte*»; 595.580/238.050/510–560 m): ce n'est que tout récemment (avril 1995) que des traces ont été observées sur cette surface inclinée de 30 à 75°. Environ 1500 empreintes de grands sauropodes – dont 300 bien visibles – se répartissent sur approximativement 6000 m²; au moins dix pistes distinctes sont visibles. Les pattes antérieures ont laissés des empreintes en forme de fer à cheval (45x30 cm), alors que celles des membres postérieurs sont ovales (75x55 cm). Ces traces sont très bien conservées et l'on peut même parfois observer des empreintes de doigts. Leur profondeur est très variable, de quelques centimètres à 30 cm. Ce sont de nouveau les mêmes morphologies qu'à Lommiswil (litt. cit.).

Il faut souligner que les deux gisements de traces apparaissent dans la partie inférieure de la Formation de Reuchenette (MEYER 1994b); ils n'appartiennent donc pas au «Megatracksite» (MEYER 1993, 1994b, MEYER & HAUSER, 1994) qui se situe, lui, 4–6 m sous le Grenznereineenbank, sommet de cette formation. Les recherches scientifiques sur ces sites sont en cours (C. A. Meyer).

i₈ Formation du Twannbach (Tithonien): 0–75 m

Elle n'est développée que dans les anticlinaux du Weissenstein, du Montoz, du Moron et dans la partie occidentale de celui du Graiter. Sa base est formée de quelques mètres de *Marnes à Exogyra virgula* très fossilifères, que l'on observe particulièrement bien au sud de Malleray (586.720/230.180). Ces marnes sont surmontées par des calcaires principalement micritiques, finement lités, jaunâtres ou à taches jaunâtres.

Sa puissance croît vers le sud-ouest; une épaisseur d'environ 75 m a été mesurée dans le tunnel du Grenchenberg au passage du flanc sud de l'anticlinal du Graiter, avec de profondes poches karstiques remplies de Sable vitrifiable et de Bolus dans les 18 derniers mètres.

TERTIAIRE

Eocène

e Sidérolithique

Les dépôts sidérolithiques, restes d'érosion continentale, reposent sur les anciennes surfaces karstifiées des Formations de Reuchenette (au nord de la feuille) et du Twannbach (au sud):

Le *Bolus* est constitué par des colluvions et des argiles rouges sableuses, contenant une quantité variable de pisolithes ferrugineuses. Il est particulièrement riche en fer dans l'est du synclinal de Moutier-Grandval et à Gänsbrunnen, où il fut exploité (BAUMBERGER 1923 b). Il en existe un bon affleurement au nord-ouest de Moutier (594.41/236.89). STEHLIN (1903, 1905) décrit un ancien affleurement de Bolus en remplissage de fissure au nord de Moutier (595.34/237.60), qui a fourni de nombreux restes de mammifères datant du Bartonien – Ludien inférieur.

Des sables argileux maigres (*Hupper*) et des Sables quartzeux blancs (*Quarzsand*, *Sable vitrifiable*) en poches, cheminées et fissures, ont anciennement servi à la fabrication du verre (d'où les lieux-dits «Verrerie») et ont été exploités en de nombreux endroits (voir aussi SCHLAICH 1934), notamment à l'est de Souboz (au sud-est du Pt 955 m), au nord du Petit-Champoz, au Bambois-de-Pérouse (ouest de la Verrerie de Moutier), à plusieurs endroits du Mont Girod et des deux côtés de l'entrée amont de la cluse de Court, au sud-est de Sorvilier (590.8/230.9), au sud de Sur-Frête (traces d'exploitation aux coord. 591.5/231.2 et aux alentours de 591.75/231.25) et dans le vallon de Chaluet (596.2/232.0).

Le Conglomérat (*Gompholithe*) de Daubrée apparaît en blocs près de Souboz (585.150/236.440) et à l'ouest de Plain-Fayen (Pt 840 m), en éboulis sous les Calcaires d'eau douce de Moutier à l'Envers-du-Creux (595.275/237.810), et sous forme de

galets de Mésozoïque et de pisolithes ferrugineuses cimentés au lieu-dit Sur-le-Bie (597.170/240.720).

La *Terre jaune* (Gelberde) a une épaisseur d'environ 10 m dans le lit du ruisseau au sud de Châtillon (LINIGER 1925). Près du stand de tir de Moutier, quelques mètres d'argiles grasses jaunes, situées entre le Bolus et les Calcaires d'eau douce de Moutier, pourraient correspondre à la Terre jaune.

Oligocène

o₁ Calcaires d'eau douce de Moutier (Rupélien): jusqu'à 15 m

Des calcaires micritiques blancs à beige clair finement lités succèdent à la dépression sidérolithique, depuis le stand de tir de Moutier jusqu'au Droit-du-Creux (bel affleurement de la charnière synclinale). Ils affleurent également à la Charrue (nord-est de Moutier) et probablement au Trondai (nord de Roches).

Au nord-est de Belprahon (597.950/237.600) et au nord-ouest de Grandval (598.500/237.670), des calcaires analogues sont surmontés par des marnes rouges. Les *Calcaires de la Verrerie* (Untere Verreriekalke) décrits par ANTENEN (1973, p. 75), compris entre le Hupper et le Bolus, se composent en partie de calcaires friables et poreux à interlits marneux; ils affleuraient avec un pendage E dans la fouille à l'est de Sur-Menué.

On trouve dans ces calcaires des *Limnaea* (*Galba*) *longiscata* BRONG. aff. *ostrogallica* FONT., comme dans le «Raitsche» (calcaire dans la Terre jaune, LINIGER 1925), et que ce dernier auteur attribuait à l'Oligocène; JODOT (1955) leur donnait plutôt un âge éocène supérieur. De récentes études montrent que ces calcaires sont tous oligocènes, datés par charophytes (Zone à *Major*) et otolithes de poissons du Rupélien (REICHENBACHER et al. 1996).

o₁₋₂ Conglomérats et calcaires d'eau douce concrétionnés (Rupélien)

Les conglomérats à pisolithes ferrugineuses, qui affleurent bien au sud de Chez-le-Pic (2,5 km au nord-est de Soultce) et au Pt 649 m au nord-ouest de Soultce (voir HECKENDORN 1974), appartiennent probablement à la Gompholithe d'Ajoie. A ce Pt 649 m, ROLLIER (1910, p. 65) décrit une gompholithe surmontée par des calcaires d'eau douce (GAUDANT 1979). Ceux-ci ressortent dans la topographie et semblent se poursuivre vers l'ESE. Des calcaires localement fossilifères, et dans une position stratigraphique analogue, affleurent à la bordure sud du bassin de Delémont, aux environs de l'Essert et de Châtillon (LINIGER 1925). Des conglomérats gisent en outre à 690 m d'altitude dans la forêt au sud de la Pran (sud-est de Soultce).

Des pisolithes ferrugineuses et des galets de Malm peu arrondis et parfois perforés atteignant 18 cm de diamètre, enrobés dans une matrice de limon maigre

jaune, reposent sur la Formation de Reuchenette au nord-est de Moutier, dans la carrière abandonnée au nord du Pt 569 m. Juste à l'ouest de la Charrue, de tels galets se trouveraient en éboulis sur les Calcaires d'eau douce de Moutier (ROLLIER 1898, p. 121).

Dans l'excavation au nord des Condémines (593.720/232.780), des calcaires d'eau douce concrétionnés (Krustenkalk) gris clair, à matrice calcaro-crayeuse et nodules atteignant 7 cm de diamètre, surmontent les calcaires de la Formation du Twannbach, alors qu'ils semblent toujours liés à des formations conglomératiques dans la partie ouest de la vallée de Tavannes (ROTHPLETZ 1933, p. 60). Ils se rapprocheraient de la «Gompholithe pralinée».

Molasse d'eau douce inférieure (USM; Chattien-? Aquitaien)

o₃ Molasse alsacienne et Marnes d'eau douce delémontiennes: 130-350 m

Ces deux formations constituent ensemble une unité cartographiable, bien qu'affleurant rarement. Dans sa partie inférieure prédominent les sables micacés et les grès (*Molasse alsacienne*), alors que sa partie supérieure contient surtout des marnes gris verdâtre sujettes aux glissements (*Marnes delémontiennes*).

La base de la Molasse alsacienne est datée du Rupélien par charophytes et otolithes, dans les sondages de la Verrerie-Tornos (entrée sud de Moutier). Plus haut dans la série, des charophytes des Zones à *Rh. major* et *C. microcera*, indiquent un âge rupélien moyen - chattien basal (REICHENBACHER et al. 1996).

Des sables et des grès gris à patine brune forment le lit du ruisseau au sud d'Eschert (590-600 m d'altitude, à l'ouest de Pré-Beuclair). Les grès s'altèrent parfois en gros nodules arrondis, comme dans le ruisseau des Heurtous (sud de Grandval). MARTIN (1906, voir LUGEON 1907, coupe transversale) décrit un gisement de mammifères dans l'ancienne fouille de la tuilerie de Moutier (Sous-les-Rives), où affleuraient des marnes bigarrées et grises, ainsi qu'un banc à gypse, sur des grès rouges, jaunâtres et gris-bleu. Ces mammifères datent des niveaux de Wynau-Aarwangen (= MP27), sommet du Chattien inférieur (comm. écrite de B. Engesser à M. Weidmann du 5.9.95).

La limite supérieure présente des marnes pisolithiques à l'ouest de Soulce (585.350/238.800).

o_{3M} Calcaires d'eau douce (Matzendörfer Kalke ?)

Des calcaires d'eau douce gris, fossilifères et parfois bitumineux reposent sur le Bolus près de la Verrerie de Moutier (594.050/235.260), dans la même position que dans le flanc nord de l'anticlinal du Graiterie (tunnel du Grenchenberg, BAUMBERGER 1927, p. 552).

Des calcaires pisolithiques gris ou beige clair, localement tachetés de jaune, à matrice sparitique, apparaissent entre la Molasse alsacienne et les Marnes delémont-

tiennes au nord-est de Souboz, dans le Pâturage-du-Droit au nord de Moutier, et au nord de Malleray-Bévilard (p.ex. Champ-du-Genièvre).

Des marno-calcaires pisolithiques affleurent en rive gauche de la Raus (596.250/236.560 et 596.950/236.420).

D'autres calcaires d'eau douce apparaissent à Pré-Fleury (585.670/236.520), à 120 m au nord du Pt 659 m (ouest de Perrefitte), à l'ouest des Rosiers (586.9/236.7), et au nord de Crémines (600.170/237.700).

o_{3D} Calcaires d'eau douce delémontiens: 15–60 m

Les calcaires d'eau douce gris, bien lités, poreux, fétides à la cassure et à bonne perméabilité, sont de bons marqueurs dans ces sédiments molassiques plutôt monotones. Ils forment plusieurs barres aux environs de Soulce, Souboz, Malleray et Pontenet, et affleurent bien le long de la rivière de Soulce (585.370/238.810), au lieu-dit Entre-les-Prés (589.650/238.670), ainsi qu'à la lisière de la forêt située à l'est de la Grangeatte (599.875/241.330).

Miocène

Molasse marine supérieure (OMM; Burdigalien)

Dans le secteur de la feuille Moutier, la Molasse marine supérieure comporte quatre formations cartographiquement distinctes; de bas en haut: la «Molasse grise» («Graue Molasse»), le Grès coquillier, le Poudingue polygénique et les Sables à galets (Geröllsande). Une discordance importante sépare les deux premières des deux dernières formations. «Molasse grise» et Grès coquillier n'affleurent que dans la vallée de Tavannes-Chaluet.

m₂ «Molasse grise» («Graue Molasse»)

Des grès, des sables et de minces lits argileux jaune clair à gris, micacés et azoïques, localement à parties plus dures et noduleuses, forment les dépressions entre les barres de Grès coquillier au nord de Sur-Frête (Court; SCHLAICH 1934, ANTENEN 1973); le tout atteint une épaisseur de 45–50 m. Cette «Molasse grise» existe aussi au nord-ouest de Court (Champ-Chalmé) et dans le vallon de Chaluet (Ruisseau-de-la-Combe-d'Eschert, VOGEL 1934).

m_{2c} Grès coquillier

Des grès calcaires grossiers, verdâtres, bréchiques, compacts et bien stratifiés forment trois horizons dont le plus bas contient des galets (ANTENEN 1973, p. 83: «... eine etwa 1 m mächtige Bank von Muschelsandstein, die direkt westlich des Reservoirs (Sur-Frête) aus dem Boden sticht. Er enthält grössere Gerölle aus Quar-

zit und Kalk. Vermutlich liegt er auf Delémontien»). Comme la «Molasse grise», ils se restreignent au synclinal de Tavannes–Court.

Des blocs aujourd'hui dressés se remarquent près du Pt 728.4 m, sur le gisement isolé et anciennement exploité au sud-est de la Voirde (Bévilard, aussi appelé Champ-Benais ou La Tour). Lors de la construction de maisons et de routes, on a pu voir à cet endroit la transgression de ce Grès coquillier sur les Calcaires d'eau douce delémontiens (ANTENEN 1973). GREPPIN (1870) signale en ce même lieu un gisement de dents de requins.

Les gisements situés au nord et au sud de Court sont les plus étendus (bons affleurements: 591.640/232.310, 592.280/232.270 et 592.080/231.740). Aux Condémines, le Poudingue polygénique semble transgressif sur une barre de Grès coquillier (593.300/232.450).

m_{3p} Poudingue polygénique: jusqu'à 25 m

Les galets de ces conglomérats faiblement cimentés sont d'origine tant alpine (surtout quartzites) que jurassienne (Malm, Calcaires d'eau douce delémontiens – localement à trous de pholades – et Grès coquillier). L'existence de ce membre ne se révèle souvent que par la présence d'accumulations de ses galets, comme par exemple dans un champ à 1 km à l'ouest de Soulce. Dans le synclinal de Moutier, certains galets atteignent 35 cm de diamètre alors que, dans celui de Tavannes–Court, des blocs de plusieurs m³ de Calcaires delémontiens et de Grès coquillier trahissent cette formation (p. ex. à Champ-Chalmé – nord-ouest de Court – et dans le vallon de Chaluet).

Un passage stratigraphique normal des Calcaires d'eau douce delémontiens au Poudingue polygénique est attesté dans le synclinal de Moutier (Le Côté/Crémines; BAUMBERGER 1923 a). Par contre, dans celui de Tavannes–Court, cette formation est transgressive sur les Marnes delémontiennes au sud de Sorvilier (ANTENEN 1973), et vraisemblablement sur la «Molasse grise» et le Grès coquillier burdigaliens au sud des Condémines (Court). Les affleurements du synclinal de Tavannes–Court laissent supposer un dépôt discontinu en chenaux: lorsque le Poudingue polygénique existe, le Grès coquillier n'apparaît généralement qu'en galets remaniés dans celui-ci (SCHLAICH 1934). Les galets de Malm attestent des mouvements tectoniques antéburdigaliens dans le Jura.

Bons affleurements: Le Cornet (599.830/237.420), au sud de Sorvilier (voir ANTENEN 1973, env. 15 m), vers la STEP de Court (593.200/232.430 et plus à l'est le long du chemin carrossable), le long du chemin d'exploitation forestière à l'est de Sous-les-Roches (595.910/232.510), et à l'ouest du Ruisseau-de-la-Combe-d'Eschert (597.210/232.840).

m₃ Sables à galets (Geröllsande): jusqu'à 130 m

Ce sont des sables brun-jaune ou gris olive, micacés et quartzeux, pauvres en carbonates, par places légèrement argileux. Ils contiennent souvent des galets

isolés, principalement de quartzites, atteignant 16 cm de diamètre; ils affleurent généralement mal. Ils sont transgressifs soit sur les Calcaires d'eau douce delémontiens, soit sur le Grès coquillier, soit sur le Poudingue polygénique.

La présence de fossiles (*Cerithium*) laisse supposer un environnement essentiellement marin, avec cependant une influence continentale dans la partie supérieure, visible par exemple dans la sablière abandonnée au sud du Pt 724 m (La Cray, Bévillard), et probablement dans celle de l'extrémité orientale du Vélé (Court). Une distinction lithologique entre sables marins et continentaux n'est toutefois pas possible sur le terrain.

Ces Sables à galets sont présents dans les synclinaux de Soulce-Vermes (galets et sables dans les champs entre Rebeuvelier et Vermes), de Moutier-Grandval (en reliquats d'érosion au cœur du synclinal à l'est de Moutier) et de Tavannes-Court entre Malleray et le vallon de Chaluet.

Molasse d'eau douce supérieure (OSM; Miocène moyen)

m₄ Calcaires d'eau douce (Vermes, Golat), marnes, sables, etc: jusqu'à 70 m

Aux environs de Vermes, des micrites et oncomicrites d'eau douce, biodétritiques, gris clair, cavernueuses, à interlits marno-calcaires ou marneux, forment une barre au-dessus de la dépression des Sables à galets. De gros oncolithes sont caractéristiques de ces calcaires, mais ils se raréfient vers l'ouest en direction de Berchevaux, en même temps que l'épaisseur de cette formation diminue. Des faunes de mammifères fournissent un âge miocène moyen (ENGESSER et al. 1981), des zones MN5 et MN6 (KÄLIN 1993). Malgré l'absence de bons affleurements, des grès et des sables semblent surmonter les calcaires.

Un calcaire d'eau douce poreux, jaunâtre, à intraclastes arrondis, affleure (mal) près de Soulce (586.180/238.870 et 586.570/238.860).

Une série de calcaires d'eau douce gris-brun clair, poreux et bitumineux, à interlits de marnes sableuses, de marnes grises et de sables gris et bruns, forme les croupes aux environs de Golat (Sorvilier, affleurant actuellement à 590.170/232.320). ANTENEN (1973, p. 93 et 101) a découvert un poudingue calcaire associé à la base de ces calcaires d'eau douce (589.150/232.430). Aucun fossile n'a été trouvé dans cette série, mais KÄLIN (1993) situe le dépôt de ces roches peu après le retrait marin, c'est à dire au Miocène moyen (MN5-MN7).

Des cailloutis jurassiens non cimentés reposent sur des sables micacés gris olive juste au nord de l'église de Court. Ils contiennent de rares galets de quartzites d'un diamètre atteignant 5 cm, et appartiennent sans doute à l'OSM. HOFMANN (1969) attribue le gisement relique de Golat au «Glimmersand-Stromsystem», qui a atteint ici un domaine de formation de carbonates lacustres.

**my Sables et Cailloutis vosgiens (Vogesen-Sande und -Schotter),
«Blocs pérégrins» («Wanderblöcke»)**

Près de Vermes, aux Abues (602.1/241.5), dans le cœur du synclinal, de mauvais affleurements montrent un grès quartzueux, grossier, rouge, à galets et concrétions ferrugineuses, associé à des argiles rouges sableuses, également à concrétions ferrugineuses. Cette formation débiterait à la limite MN6/MN7 et se poursuivrait jusqu'à MN9, dans le Miocène moyen (KÄLIN 1993).

A la bordure sud du bassin de Delémont, à l'ouest de la Tuilerie et à l'est de la Geugie, s'étend une formation à galets appartenant au Cailloutis vosgiens. Elle se distingue des limons bruns environnant par la présence de galets bruns arrondis, surtout de quartzites.

Galets isolés

Un limon brun à galets isolés de quartzites et de grès bigarrés (jusqu'à 8 cm de diamètre) et à concrétions ferrugineuses apparaît de façon dispersée sur l'anticlinal du Raimeux. Les galets sont abondants près de la Plaine Joux (Haute-Montagne-de-Moutier) et sur le Trondai (nord de Roches). A divers endroits du Mont Raimeux, des concrétions ferrugineuses sont fréquentes, mais les gisements semblent partiellement lessivés (ELBER 1920, BUXTORF & KOCH 1920). VOGEL (1934) décrit des limons bruns à grains et nodules limonitiques à Oberdörferberg (anticlinal du Graiter) et au nord de la Bluai (anticlinal du Montoz). Il n'est pas clairement établi si ces formations à galets et concrétions ferrugineuses se rattachent aux Sables et Cailloutis vosgiens, ou éventuellement à l'est aux «Blocs pérégrins» («Wanderblöcke»).

Pétrographie sédimentaire de la Molasse

(par M. ANTENEN)¹⁾

La lithologie plutôt monotone de la série molassique dans les vallées de Tavannes-Court-Chaluet et de St-Imier est bien différenciée grâce à la pétrographie sédimentaire. Celle-ci permet des corrélations, particulièrement par les minéraux lourds, alors que la répartition des minéraux légers et la proportion de carbonate sont plus confuses. Dans le tableau 2 ne sont représentés que les minéraux lourds faisant ressortir une nette tendance.

La Molasse d'eau douce inférieure (USM)

La partie basale de la Molasse alsacienne, située immédiatement sur le Sidérolithique, contient très peu d'épidote; le minéral le plus important est le grenat,

¹⁾ Traduction par Y. Gouffon

Tableau 2: Relations stratigraphiques des unités de la Molasse sur le territoire de la feuille Moutier, et variation des proportions de certains minéraux lourds.
D'après ANTENEN (1973), KÄLIN (1993) et REICHENBACHER et al. (1996).

Séries	Etages méditerranéens	Zones de mam-mifères	Gisements de mammifères dans la région concernée	Unités lithostratigraphiques	Variation des proportions de minéraux lourds									
					Grenat	Epidote	Apatite	Tourmaline	Zircon	Rutile	Staurctide	Hornblende	Glaucophane	Spinelle
Miocène inférieur-moyen	Serravallien	MN 9	Vermes 2 Vermes 1	Sables et Cailloutis vosgiens	«Climmsand-Stromsystem»	O S M								
		MN 8						Calcaires d'eau douce de Vermes et de Golat						
		MN 7												
	Langhien	MN 6												
		MN 5												
	Burdigalien	MN 4b	Tavannes	Sables à galets Poudingue polygénique Grès coquillier Molasse grise	O M M									
		MN 4a												
		MN 3b												
	Aquitainien	MN 3a		Calcaires et Marnes d'eau douce delémontiens Molasse alsacienne	U S M									
		MN 2b												
Aquitainien	MN 2a	Calcaires et Marnes d'eau douce delémontiens Molasse alsacienne	U S M											
	MN 1													
	Oligocène					MP 30	Mörigen							
MP 29						Moutier: tuilerie von Känel								
MP 28														
MP 27							Tunnel de Moutier-Granges (1198 m du portail sud)							
MP 26														
MP 25														
Rupélien	MP 24			Balm		Calcaires d'eau douce de Moutier								
	MP 23													
	MP 22													
		MP 21												

formant jusqu'à 60 % des minéraux lourds. L'apatite, le zircon, le rutile, la tourmaline et la staurotide sont en proportions notables; ensuite viennent le spinelle et le glaucophane, lorsqu'ils sont présents. Le contenu en épidote augmente fortement vers le haut et peut atteindre 70 %, au détriment de l'apatite, du zircon, du rutile, de la tourmaline et de la staurotide, alors que le spinelle disparaît totalement.

Dépôt et paléogéographie

L'analyse des minéraux lourds de la Molasse alsacienne et des Marnes d'eau douce delémontiennes («Delémontien») indique une provenance à partir de trois, voire quatre éventails sédimentaires («Schüttungen») différents:

- la «Genfersee-Schüttung» avec le glaucophane comme minéral-index;

- la «*Entlebuch-Schüttung*», probablement accompagnée par celles de Fribourg et du Mt Pèlerin, reconnaissables à leur relativement forte proportion de spinelle;
- la «*Thunersee-Schüttung*» et sa forte teneur en épidote.

Les deux premières caractérisent la Molasse alsacienne, alors que la troisième forme ici les Marnes d'eau douce delémontiennes. Comme le montrent des comparaisons avec la Molasse subjurassienne entre Yverdon-les-Bains et Aarwangen, les dépôts à épidote de la dépression rauraque («*Raurachische Senke*») débutent avec le niveau de Rickenbach (= MP29, Chattien supérieur).

Un quatrième éventail sédimentaire prend très probablement part à l'édification de la base de la Molasse alsacienne (voir ci-dessous): la «*Vaulruz-Schüttung*», avec son association à tourmaline, apatite et staurotide (DIEM 1986, p. 540).

La dépression ou fossé rauraque, une dépression au sein du Jura plissé dans le prolongement méridional du fossé rhénan, a été drainée par des cours d'eau alpins depuis le Rupélien supérieur en tous cas. Il s'agissait probablement d'un large système fluvial à faible pente et composé de rivières à méandres. Des avancées de la mer, responsables du dépôt de la Molasse marine inférieure, ont périodiquement inondé cette dépression, créant ainsi des connexions de courte durée avec la mer rupélienne du fossé rhénan. Il est donc vraisemblable que les sédiments de l'éventail de Vaulruz (DIEM 1986, p. 540) aient été transportés vers le nord à travers la dépression rauraque, comme le montre l'apparition de leurs minéraux lourds dans les marnes et sables à la base de la Molasse alsacienne. Dans les profils de Gänsbrunnen, du Pichoux, de Vauffelin et de Laufon, ainsi qu'en divers endroits au sud de la feuille Moutier, les proportions de minéraux lourds atteignent 12 % pour la tourmaline, 30 % pour l'apatite et 16 % pour la staurotide.

REICHENBACHER et al. (1996) signalent à la Verrerie de Moutier un banc de moins de 2 m d'épaisseur de grès et silts gris, situé environ 15 m au-dessus des Calcaires de la Verrerie, contenant des foraminifères et du nannoplancton remaniés du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène, voire de l'Oligocène, et «dont le faciès présente un cachet marin indéniable, très différent de celui de la Molasse alsacienne fluvio-terrestre ou lacustre qui l'encadre».

Au passage du Chattien terminal à l'Aquitaniien, la sédimentation ralentit avec la fin des dépôts de la «*Thunersee-Schüttung*». Il s'établit alors un paysage de lacs, mares et zones d'atterrissement, dont les dépôts forment le «*Delémontien*» et ses calcaires lacustres typiques.

Pendant l'Aquitaniien, aucune molasse ne se dépose dans le secteur de la dépression rauraque. La région se situe probablement à une altitude supérieure à celle de la plaine deltaïque la jouxtant au sud, et ainsi empêche un écoulement des eaux du sud vers le nord dans le fossé rhénan. Dans les bassins jurassiens méridionaux situés au nord de Bienne, ainsi qu'au nord-ouest, en bordure de l'ancienne dépression, la sédimentation se poursuit encore jusque dans l'Aquitaniien inférieur (Tavannes, Cormoret, St-Imier, Péry; ANTENEN 1973, p. 51ss). A noter

qu'au pied du Jura et dans le Seeland bernois, l'Aquitarien a une épaisseur d'environ 600 m.

La Molasse marine supérieure (OMM) et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM)

Dans le spectre des minéraux lourds, c'est l'épidote qui domine jusque dans l'OSM. Dans la «Molasse grise» et le Grès coquillier, ce minéral est souvent fortement altéré, alors que dans les Sables à galets ainsi que dans les marnes et sables du Golat apparaissent des grains frais et vert pistache très clair. Le contenu en grenat est nettement plus faible que dans l'USM. Il faut noter une relativement forte proportion de hornblendes vertes et brunes dans la partie inférieure de la «Molasse grise».

Dépôt et paléogéographie

L'association des minéraux lourds de cette «Molasse grise» signale clairement la «*Napf-Schüttung*» ; la hornblende représentant alors un élément étranger à celui-ci. Une patrie septentrionale de ce dernier minéral, dans la région des Vosges et de la Forêt-Noire, ne peut pas être exclue. Une connexion est également possible avec le système fluvial axial E-W qui pourrait s'être manifesté une première fois au début de l'OMM. Ce deuxième éventail sédimentaire se développe pendant l'OSM : c'est le «*Glimmersand-Stromsystem*». Ces sables micacés proviennent vraisemblablement du cristallin des Alpes orientales ou du massif bohémien, et ont été déposés loin à l'ouest dans un sillon de 700–800 km de long. Ils constituent une grande partie des Sables à galets. Ils sont riches en quartz et contiennent beaucoup de micas ; à cause de leur pauvreté en carbonate, ils ne sont presque pas cimentés. Le grenat y est fréquent, la staurotide typique et le disthène en faible quantité. Des épidotes très claires sont remaniées à partir du matériel du Napf.

Un troisième éventail, provenant du nord, se manifeste par un poudingue calcaire avec une certaine proportion de quartzites et de cristallin des Vosges. Il n'est pas caractérisé de façon certaine par son association de minéraux lourds. La position stratigraphique de cet éventail se situe dans les couches supérieures de l'OSM (ANTENEN 1973, p. 93; KÄLIN 1993).

Les transgressions de la Molasse marine supérieure

La première transgression est bien calée dans le temps : dans la Forêt de Chindon près de Tavannes (CN Bellelay, coord: 581.0/232.0), environ 10 km à l'ouest de la série burdigalienne de Sur-Frête près de Court, le «Grès coquillier moyen» a fourni deux dents de mammifères datant du Burdigalien inférieur (MN3; DE BEAUMONT et al. 1984, p. 73). L'immersion marine a duré très certainement jusqu'au Burdigalien supérieur («Helvétien»; J.-P. Berger, comm. écrite du 11.12.95).

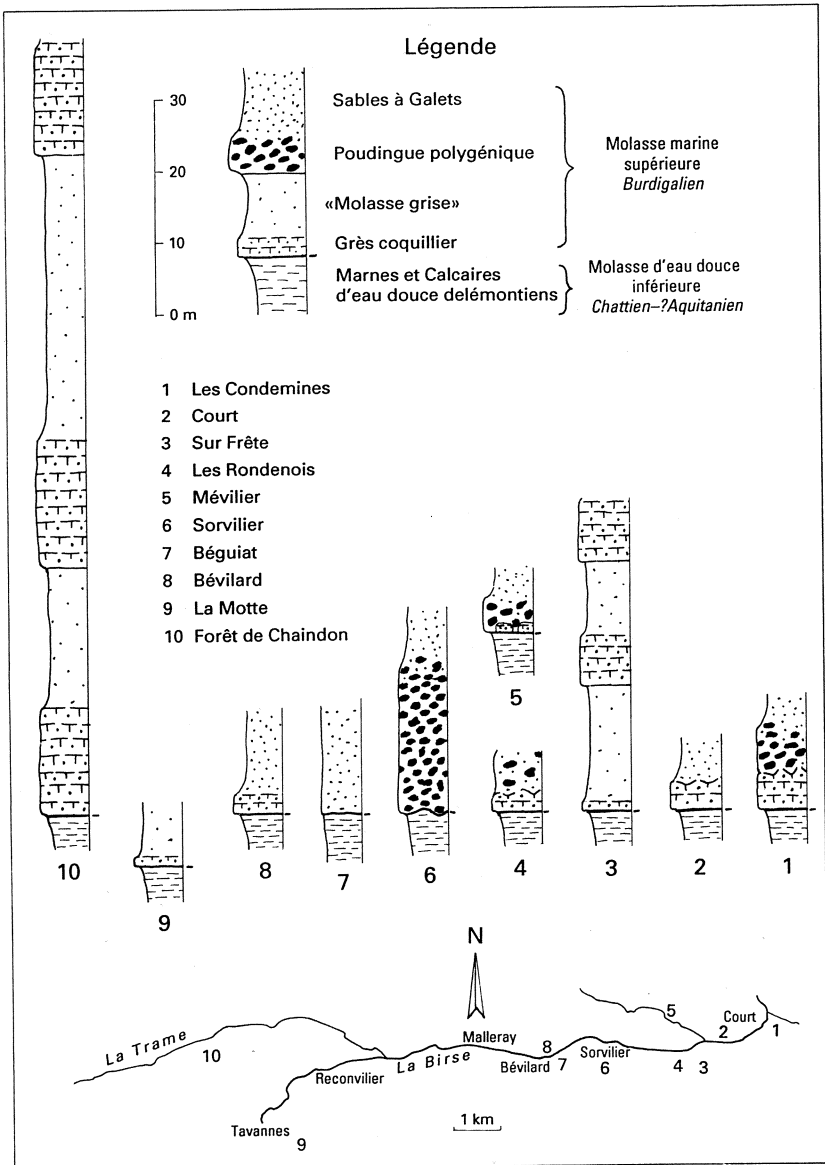


Fig. 2: Transgression de la Molasse marine supérieure dans la région de Tavannes-Court.
D'après ANTENEN (1973), ROTHPLETZ (1933), SCHLAICH (1934).

La transgression, matérialisée par un Grès coquillier à galets reposant sur la surface érodée du «Delémontien», peut être observée à plusieurs endroits (ANTENEN 1973, p. 82).

La vallée de Tavannes se situe près de la limite nord de cette transgression. Plus à l'ouest, les prochains affleurements de Burdigalien inférieur se trouvent dans la vallée de St-Imier (Courtelary, Péry, Cormoret) et dans la Molasse seelandaise. Toutefois, dans la région de la feuille Moutier, la transgression s'est poursuivie vers le nord, suivant manifestement une structure relique de l'ancienne dépression rauraque.

La deuxième transgression, communément attribuée à l'«Helvétien inférieur», correspond au dépôt du Poudingue polygénique, dont le matériel d'origine alpine s'est répandu loin vers le nord. La superposition de ce matériel sur des couches d'âges différents est significative du point de vue paléogéographique; de plus, Poudingue polygénique et Grès coquillier semblent s'exclure mutuellement (SCHLAICH 1934, p. 19; voir aussi fig. 2). Après leur dépôt, les sables, grès et grès coquilliers gris ont en grande partie été érodés, et probablement aussi la partie supérieure des Marnes et Calcaires d'eau douce delémontiens. Dans quelques gisements de Poudingue polygénique, comme celui de Sorvilier connu depuis longtemps et décrit par STUDER en 1825, la partie basale contient de grands blocs de Grès coquillier. Des galets de quartzite et de granite mêlés à ces blocs montrent clairement qu'ils sont à considérer comme des éléments. Une situation identique s'observe à Mévilier au nord-ouest de Court, à la STEP de Court et dans le vallon de Chaluet: des gros blocs de Grès coquillier se trouvent dans le Poudingue polygénique.

Ces observations permettent l'interprétation suivante: le poudingue transgresse sur un relief bien développé avec des chenaux, fossés ou petites vallées, formés lors d'une phase d'érosion postérieure au dépôt des sédiments du Burdigalien inférieur. Comme le pensait SCHLAICH (1934, p. 21), les gisements de poudingues, liés à des chenaux, ne doivent pas forcément être attribués à un système fluvial. Selon le même auteur, la présence de galets calcaires perforés montrant des coquilles de *Pholas sorviliensis* et d'huîtres bien conservées parle aussi en défaveur d'une origine fluviale. Nous pensons plutôt à des avancées maintes fois répétées de masses de graviers, liées à des raz de marée sur une région côtière modelée par l'érosion.

Les Sables à galets correspondent à une troisième transgression, rarement identifiable en tant que telle. Ces sables reposent également sur des formations molassiques d'âges différents. Sur la base de leur situation stratigraphique, on peut y distinguer deux termes génétiques:

- Avec la diminution des galets, le poudingue passe vers le haut à des sables contenant des intercalations de galets. Ces sables contiennent aussi une faune marine et représentent communément la fin de la deuxième transgression.

- Les autres Sables à galets se distinguent par leur gisement dans des chenaux parfois profonds (ANTENEN 1973, p. 86). Par leur composition, ils correspondent aux sables micacés typiques du «Glimmersand-Stromsystem» (voir plus haut). Le système fluvial transportant ces sables, drainant la partie sud du Jura ainsi que la zone subjurassienne, s'est mis en place au Burdigalien terminal, suite à la formation d'une ligne de partage des eaux dans le nord de la Suisse orientale.

Les sédiments fluviaux les plus jeunes du Golat et de Vermes montrent encore une forte empreinte de l'éventail du Napf sur le «Glimmersand-Stromsystem». Il est probable que ce système fluvial ait fonctionné encore pendant une longue période, car le «Juranagelfluh» et les Sables et Cailloutis vosgiens (environ MN7 à MN9 = Serravalien; KÄLIN 1993, p. 202 ss), ont certainement été déposés dans ses chenaux.

QUATERNAIRE

Pléistocène

q_{3m} Moraine rissienne

Des restes de moraine, probablement rissienne et sans doute un peu lessivée, ont été recensés dans la vallée de Tavannes (Pt 767 m au sud-ouest de Sorvilier, sud des Rondonois, Sur-Frête et sud-est de Court). Ils comprennent des galets de quartzites et de granites arénisés, des éléments anguleux de gneiss chlorito-sériciteux ainsi que des blocs roulés de calcaires du Malm. Des galets de quartzites et des blocs isolés d'origine alpine se rencontrent également dans les pâturages au nord du Montoz, par exemple au Plan-du-Cerneux (Pontenet) ou au Pâturage-de-l'Envers (Court, ANTENEN 1973).

SCHLAICH (1934, p. 31) décrit une formation morainique éventuelle située entre la Molasse et les graviers anciens, dans une gravière aujourd'hui recouverte au nord de l'église de Court. Du matériel morainique jurassien et alpin et un bloc erratique de quartzite se trouvent entre Subigerberg et Cholgraben, dans le synclinal de Court-Gänsbrunnen (VOGEL 1934).

Les blocs erratiques du Montoz (280 m à l'ENE du Pt 1235.9 m et au sud-est de Sorvilier) sont constitués d'«arkésine» (ANTENEN 1973). Un bloc erratique repose en Sonchal, dans la cluse de Gänsbrunnen. Du matériel morainique à blocs de schistes sériciteux et de quartzites est disséminé dans les pâturages au nord de la voie ferrée entre Crémines et Corcelles (ELBER 1920).

q_{3s} **Graviers «du Plateau» («Plateau»-Schotter; «Hochterrasse» ?)**

Le plateau de Lommiswil est formé par des graviers principalement jurassiens, accompagnés de galets alpins et recouverts par une mince couche de moraine de fond würmienne. HESS (1907), HANTKE (1959) et ZIMMERMANN (1963) considèrent cette soi-disant «Hochterrasse» comme postrissienne, tandis que ANTENEN (1914) et NUSSBAUM (1951), entre autres, considèrent ces graviers comme pré-rissiens. Leur limite cartographique n'est qu'approximative à cause de la couverture morainique.

q₃₋₄ **Graviers anciens (Postriss ?, Würm ?)**

D'anciens graviers de la Birse sont présents dans la cluse de Roches, en rive gauche le long du chemin descendant de Derrière-le-Vevay, et en rive droite au nord de Vers-le-Moulin.

Au sud de la gare de Moutier se trouvent des accumulations de galets d'origine essentiellement jurassienne, par endroits cimentées en un poudingue. On en retrouve en de nombreux endroits le long de la Raus jusqu'à Crémines, où elles contiennent des blocs de Malm pouvant atteindre une taille de l'ordre du m³.

Des blocs atteignant 70 cm de diamètre, essentiellement jurassiens mais aussi alpins ou molassiques, ont été trouvés dans une fouille près de Montpelon (601.420/234.420). Des blocailles analogues s'étendent au sud de Gänsbrunnen (BUXTORF et al. 1908).

Un gisement de graviers a été exploité au nord de Sur-Menué, à la limite des communes de Perrefitte et de Moutier. Des cailloutis grossiers de blocs jurassiens étaient visibles à la base, surmontés par des graviers fins également jurassiens et à blocs alpins isolés (SCHLAICH 1934). Des cailloutis s'étendent dans le synclinal de Tavannes-Court, où prédomine du matériel jurassien parfois peu arrondi, accompagné de galets tertiaires et alpins remaniés (SCHLAICH 1934).

q_{4m} **Moraine rhodanienne (Würm)**

Au Würm, le glacier du Rhône n'a semble-t-il pas envahi les vallées jurassiennes dans le secteur de la feuille Moutier (JÄCKLI 1962, 1970). De ce fait, ses moraines latérales et de fond ne s'étendent qu'au pied sud du Jura, dans l'angle sud-est de la carte, près de Lommiswil. Elles sont formées de dépôts silteux et limoneux à nombreux blocs de Malm mêlés de matériel alpin. Le bon arrondi des blocs est frappant dans la partie la plus haute de la zone morainique. Les vallums de la moraine locale et les crêtes latérales du glacier du Rhône sont imbriqués de l'ouest de Süls jusqu'à Höchen Tannen (ANTENEN 1914, VOGEL 1934).

Les blocs erratiques liés à cette moraine se composent en majorité de granite à hornblende («arkésine»).

q₁ Moraine locale (Würm)

De petites calottes glacières würmiennes ont recouvert les reliefs au-dessus de 1100 m environ sur le territoire de la feuille Moutier (JÄCKLI 1970). Des moraines locales ont été distinguées au Raimeux (est de Roches). Des vallums probables, constitués uniquement de matériel local, sont indiqués au nord de Schwand (bord oriental de la feuille), au nord-ouest de Crémines, et sur le flanc nord du Moron au nord-est de Combioz. Ces moraines sont généralement pauvres en fraction limono-argileuse.

q_e Éboulis transportés par solifluxion

Sur les versants des synclinaux, d'importantes couvertures d'éboulis stratifiés, plus ou moins limoneux et partiellement cimentés, ont glissé sur la surface altérée de la molasse tertiaire. De ce fait, ils ont parfois subi une rotation, et alors leur stratification originelle plonge actuellement en direction de la paroi; c'est le cas notamment au Pâturage-du-Droit (nord de Moutier, 594.200/237.450), au nord-ouest de Pontenet (585.050/232.940), à Pontenet (586.0/232.5) et au Pâturage-Dessous (nord de Malleray, 587.750/233.830).

Ils sont répandus dans tout le secteur de la feuille et ont fréquemment été exploités pour la construction de routes et de chemins, d'où de nombreuses petites excavations abandonnées.

Des sols fossiles gris à noirs sont parfois intercalés dans ces éboulis. Il n'a pas été possible jusque là de les dater, mais leur composition indiquerait un climat ni trop froid ni trop sec, correspondant peut-être à l'interglaciaire Riss-Würm (BARSCH 1965).

Les terrains couverts par ces masses d'éboulis anciens souvent glissées se distinguent des terrains molassiques par une morphologie souvent plus irrégulière et surtout par une perméabilité beaucoup plus élevée (SCHINDLER 1973). En effet les premiers forment des sols secs alors que la forte humidité des seconds est démontrée par les fréquents drainages de leur surface. La position de très nombreuses sources à proximité du contact molasse-éboulis transportés vient corroborer ces observations.

Holocène

q_L Limon d'altération, colluvions

Les formations tertiaires et quaternaires des synclinaux sont sujettes à une altération importante, qui a pour conséquence de les recouvrir d'une couche argilo-silteuse. Ce matériel peut être transporté jusque dans les dépressions (colluvions). Sur le dos des anticlinaux, des colluvions se déposent volontiers dans les dépressions. Le limon d'altération des formations mésozoïques se confond avec celui de

formations plus jeunes (Pliocène ?); ce dernier est cependant souvent trahi par la présence de galets (p.ex. sur le Mont Raimeux, voir p. 28).

Dépôts lacustres

Des marnes gris-violet à gastéropodes et bivalves, accompagnées de restes de bois, ont été mises au jour dans une excavation à 200 m au NNW de la gare de Gänsbrunnen (601.920/235.160). Elles pourraient s'être déposées dans un lac formé dans la cluse à la suite d'un éboulement ou d'un glissement de terrain.

Au Pt 1066 m à l'ouest de Schwelliboden (flanc nord de l'anticlinal du Weissenstein, 598.260/232.160), dans le lit du ruisseau, affleure une couche de limons bruns horizontale ou plongeant légèrement vers le nord, qui contient des lits de paille, et qui pourrait être un dépôt lacustre subrécent (peut-être dû à un glissement d'éboulis).

Tassements

A Essert-Jacques, Chambion, Les Limaces et Cras-des-Chenals, des masses de roches semblent descendues du flanc nord de l'anticlinal de Vellerat sur le Tertiaire du bassin de Delémont. Quelques-unes sont issues de tassements, d'autres peuvent être interprétées comme des masses charriées puis glissées.

Dans le cœur de l'anticlinal de Vellerat, il faut noter le tassement du Callovien au nord de Mont-Dessous. Du flanc sud de ce même anticlinal est descendue l'énorme masse de la Boiraderie, qui est associée à des éboulis anciens par endroits en glissement. La masse d'Entre-les-Prés (est de Soulce) pourrait aussi être interprétée comme le résultat d'un tassement du flanc nord de l'anticlinal du Raimeux (voir chap. tectonique).

Au Raimeux (Roches), comme au sud de l'Andoie (Vermes), se trouvent plusieurs paquets tassés. Des tassements de la Formation de Reuchenette et des glissements de Sédrolithique (surtout Bolus) sont présents au nord de Perrefitte et de Belprahon.

Une des plus grandes masses tassées du versant nord du Moron, ou du flanc sud de l'anticlinal du Raimeux, se trouve probablement à Plain-Fayen. D'autres bordent le flanc nord du Graiteray à la Côtatte et au sud-est de Cernetous. Les paquets de Formation de Reuchenette de la Montagnatte, au sud de Corcelles, sont peut-être en partie tassés (voir partie tectonique). Aux Vaivres et au Buement-Breulai (sud de Corcelles), plusieurs paquets tassés sont séparés de la Formation de Reuchenette «en place» par des fractures et des niches de tassement. La position des affleurements de Oberboden (à l'est de Chaluet, voir chap. tectonique) pourrait également être expliquée par un tassement.

L'Envers-de-Montoz montre, entre Sous-Pré-Richard et le Buement, des niches et des «fossés» de tassement répétés. Dans le flanc sud de l'anticlinal du Weissenstein, la Grande Oolithe du Wagnerban est tassée.

Glissements

De façon générale, les glissements sont très actifs sur les unités argileuses ou marneuses. Des glissements de masses d'éboulis sur les Argiles à Opalinus ont coupé la ligne du chemin de fer au sud de la gare de Choindez. Une pente d'éboulis en glissement sur les Marnes oxfordiennes et calloviennes, dominant la voie ferrée, a été assainie le long de la route de Hautes Roches au nord de Roches. Dans la cluse de Court, de tels glissements d'éboulis sur les Marnes oxfordiennes et les Couches d'Effingen ont coupé la route et la voie ferrée à plusieurs reprises.

En avril 1970, un important glissement s'est produit au Schauenburgschwang: des roches fragilisées par l'accident transversal Lochbach-Stallflue ont glissé sur les Marnes calloviennes et oxfordiennes, induisant un barrage de boue, blocs et arbres arrachés dans les gorges du Lochbach; la rupture de ce barrage a provoqué une coulée de boue qui a inondé Selzach (au sud du bord de la carte).

Eboulis, éboulements, blocs éboulés

Les éboulis récents ou actuels sont peu importants. Ils se cantonnent aux raides versants de Malm qu'ils recouvrent en partie, ainsi qu'aux dépressions formées par des roches tendres comme les Argiles à Opalinus, les Marnes oxfordiennes ou les Couches d'Effingen. Des paléosols peuvent s'y être développés localement, et le sommet des éboulis est parfois cimenté.

Un vaste éboulement de Malm s'étend jusqu'aux Envers (Corcelles). De petits éboulements ou des blocs éboulés se rencontrent souvent sous les parois de Malm ou de Grande Oolithe.

t Tuf calcaire

D'une manière générale, cette roche se trouve dans de nombreuses zones de sources diffuses situées dans des pâturages ou au fond de vallons, où elle est bien souvent recouverte d'une mince couche d'humus. C'est le cas notamment sur le flanc nord du Montoz et dans le Pâturage-de-l'Envers au sud de Court (ANTENEN 1973). Du tuf calcaire peut également s'étendre à l'aval de sources karstiques, comme celles de la Tu (nord-est de Corcelles) et du Gore-Virat (nord de Corcelles).

Il en existe aussi le long de ruisseaux ou de rivières: un relativement grand gisement a été exploité au sud de la Tuilerie (586.9/241.7), en partie pour la construction de chemins; d'autres plus modestes sont signalés à l'Envers-du-Creux (nord de Moutier), ainsi que le long de la Raus au nord-est d'Eschert (au nord du Pt 598 m et au sud du Pt 553 m).

a Alluvions

Les alluvions des rivières et des ruisseaux des vals et vallées de la feuille Moutier sont formées de graviers calcaires, sableux, limoneux et silteux. Leur épais-

seur est de: environ 10 m à la fonderie de Choindez, 9 m au nord de Vers-le-Moulin (STEP de Roches), 8-9 m au sud-est du Pt 546 m (La Foule, Moutier), 10-13 m à Malleray-Bévilard et 4-6 m ailleurs dans la vallée de Tavannes (SCHINDLER 1979). De l'eau souterraine circule dans ces graviers; elle est pompée par endroits.

Dépôts artificiels

A côté de nombreuses petites décharges, remplissant des dolines, vallons ou excavations, il faut noter de plus grands remblais dans les anciennes exploitations de Hupper et d'éboulis anciens, ainsi que des remblais liés à la construction du chemin de fer et des tunnels. Des décharges d'ordures ménagères sont actuellement en fermentation et pourraient conduire à la mise en charge des eaux souterraines par des polluants.

Dans de nombreux champs des vallées de Tavannes et de Moutier-Grandval, on trouve des tessons de briques qui attestent de remblayages suivis de l'étalement du matériel par les machines agricoles.

NOTICE HISTORIQUE

Amanz Gressly et la notion de faciès

(par M. ANTENEN)¹⁾

La feuille Moutier couvre de larges secteurs dans lesquels se sont développés simultanément deux faciès au cours de l'Oxfordien: une plate-forme carbonatée et un bassin de mer peu profonde. Cette feuille est au cœur du Jura soleurois et en partie anciennement bernois, région où, dans les années 1836-38, Amanz Gressly a élaboré sa théorie des faciès, couronnée par son chef-d'œuvre «Observations géologiques sur le Jura soleurois» (1838-1841). C'est pourquoi il nous est apparu indispensable de montrer ici comment cet extraordinaire personnage, chercheur infatigable, a contribué au progrès des sciences de la terre en y amenant un concept fondamental. A cela s'ajoute le fait que l'on évite généralement d'explorer en sciences l'origine et le développement d'une définition ou d'une notion fondamentale. WEGMANN (1962-1963) dit clairement à propos de Gressly: «Ce texte est classique en ce sens que très peu de personnes le lisent. Vu la rareté des exemplaires une réédition s'est imposée».

D'après HÖLDER (1960, p. 352ss), la notion de faciès fut employée en géologie bien avant Gressly. Mais avant tout, la définition exacte du mot a été diffusée plus largement grâce à ses écrits.

¹⁾ Traduction par Y. Gouffon

Gressly, né en 1814 à la Verrerie de Laufon (actuelle gare de Bärschwil, le long de la Birse en amont de Laufon), a fréquenté les hautes écoles de Soleure, Lucerne, Fribourg et Porrentruy, avant de se rendre à Strasbourg en 1834. Il y entame des études de médecine qu'il interrompt pour se consacrer à celles des sciences de la terre. Il fait la connaissance des géologues Thirria, Voltz et Thurmann. Ce dernier possède déjà une notoriété de connaisseur de la géologie du Jura.

A Strasbourg, il donne des conférences et entreprend des excursions dans les Vosges proches ou dans leur zone d'avant-mont où affleurent des sédiments semblables à ceux du lointain Jura. Lors de sa première conférence du 1^{er} décembre 1835, il utilise le terme de **faciès**, par lequel il entend des sédiments de même âge, mais différant par leur lithologie et leur contenu fossilifère. Il sépare le «*terrain portlandien*» en deux faciès: un «*facies corallien*» et un «*facies du calcaire à tortues*».

Dans son premier travail d'importance (GRESSLY 1836), on retrouve le terme de faciès, mais alors non défini. On comprend cependant aisément ce qu'il veut dire avec ce mot. Sur la «*Portland-Gebilde (terrain portlandien: Portlandstone und Kimmeridgeclay)*» il écrit: «Seine so unähnlichen, so eigenen und höchst veränderlichen Charaktere schliessen sich gewöhnlich, besonders die paläontologischen, auf eine Weise aus, die ziemlich natürlich mehrere verschiedene Facies unterscheiden lässt, deren wichtigsten die beiden folgenden seyn dürften, während die übrigen mehr wie Übergänge, denn als eigenthümliche Formen erscheinen».

Ce sont: «a. Korallen-Facies mit *Apiocrinus rotundus* mit Charakteren, die bald Ablagerungen in Untiefen, bald vielleicht auch Tiefwasser-Niederschläge bezeichnen. b. Facies des Schildkröten-Kalks Hugi's mit archipelischen und subpela-gischen Formen».

Les premiers montrent un «urweltliche niedrige Inselwelt mit Süswassern» et les fossiles correspondants, comme des huîtres, des sauriens, des poissons et des tortues. Avec leur contenu fossilifère, les derniers montrent une mer plus profonde, ou comme l'écrit Gressly: «es kommen viele Tiefwasser-Organismen vor».

Le 26 juillet 1836, lors de l'assemblée annuelle de la Société helvétique des Sciences naturelles à Soleure, Gressly revient encore une fois sur ses recherches géologiques dans le Jura (GRESSLY 1837). La notion de faciès est pour la première fois clairement délimitée:

«Ainsi les divers terrains superposés les uns aux autres offrent suivant les régions des *facies divers bien distincts et bien déterminés* qui montrent des particularités constantes et dans la composition des roches et dans les caractères de l'ensemble des fossiles, souvent même en opposition directe avec les caractères qu'on leur suppose et avec les caractères des autres faciès du même niveau géologique.

»Ces divers faciès paraissent résulter des différentes *stations* de l'océan qui a déposé les rochers de notre Jura. J'ai cru reconnaître ainsi des *dépôts littoraux ou de bas-fonds* et des *dépôts de haute-mer* caractérisés dans chaque terrain successif d'une manière particulière et constante.

»De bas en haut et de même de l'Est à l'Ouest la diversité des faciès augmente de plus en plus, et diminue en sens inverse».

Le traité fondamental de Gressly «Observations géologiques sur le Jura soleurois» paraît entre 1838 et 1841. C'est un classique significatif de la géologie et, probablement comme les œuvres classiques des autres sciences ou de la littérature, il a été peu ou même rarement lu.

Parmi les observations, références, idées et réflexions qui distinguent cette œuvre, trois points méritent d'être abordés ici. Ce sont la **notion de faciès**, la **méthode de travail** de Gressly et la **transition de faciès** dans la chaîne du Jura, entre le Randen (Schaffhouse) à l'est et le Jura neuchâtelois à l'ouest, pendant l'Oxfordien.

A la page 11, il écrit: «Et d'abord il est deux faits principaux, qui caractérisent partout les ensembles de modifications que j'appelle *facies* ou *aspects de terrain*: l'un consiste en ce que *tel ou tel aspect pétrographique d'un terrain quelconque suppose nécessairement, partout où il se rencontre, le même ensemble paléontologique*; l'autre, en ce que *tel ou tel ensemble paléontologique exclut rigoureusement des genres et des espèces de fossiles fréquents dans d'autres facies*».

Gressly élabore à partir de telles affirmations des **lois de faciès**. Il formule ainsi à la page 20 la première loi: «*Que chaque facies d'un terrain quelconque présente des caractères, soit pétrographiques et géognostiques, soit paléontologiques propres, bien distincts, qui sont en opposition directe avec les caractères qu'on suppose généralement au terrain et avec les caractères des autres facies du même niveau géologique*».

A la page 10, il décrit sa façon de voir les choses, sa méthode de travail qu'il a développée sur la base de son ample connaissance du Jura: «Au lieu de me contenter d'un certain nombre de coupes verticales prises comme types descriptifs, j'ai poursuivi chaque terrain dans son étendue horizontale, aussi loin que possible, afin d'en étudier toutes les modifications».

Nos représentations modernes des rapports de faciès dans l'Oxfordien de la chaîne du Jura entre Porrentruy–St-Ursanne–Delémont au nord-ouest et Bienne–Soleure–Olten au sud-est ont été clairement façonnées ces trente dernières années. Malheureusement il en est résulté aussi une prolifération de noms de couches et de formations, avec lesquels il a été tenté de préciser les nombreuses et parfois locales différences de faciès.

Comme indiqué plus haut, la limite entre les deux zones de faciès traverse la feuille Moutier, sur le territoire de laquelle les faciès **rauracien** et **argovien** passent de l'un à l'autre, tout à fait dans le sens de la stratigraphie classique du Jurassique. Gressly décrit cette transition à la page 23: une ligne du Randen, dans le canton de Schaffhouse, au Mont Chatelu (Mt Chateleu, 3 km à l'ouest de la Brévine, en France) sépare assez exactement «*les facies littoraux et les facies pélagiques*». Les premiers comprennent le Jura nord-occidental et les chaînons entre Delémont et Moutier, alors que les seconds se développent en une bande étroite dans le Jura argovien, puis dans les plis du Jura soleurois et bernois, et plus largement dans le canton de Neuchâtel. Il dépeint aussi un «*facies subpélagique*», intermédiaire et reliant pour ainsi dire les deux zones de faciès.

Laissons une fois encore la plume à WEGMANN (1962-1963, p. 97): «Ce n'est que le réseau des itinéraires très serrés et la connaissance intime des terrains, le levé pouce par pouce d'un très grand nombre de coupes et leur synthèse dans l'espace, qui permirent à Gressly de créer une image spatiale des conditions de vie et de dépôt pendant les temps correspondant aux étages du Jurassique. En créant la vision des paléogéographies superposées, il ajouta à sa perspective la quatrième dimension. Et il était conscient de l'importance de sa découverte».

Dans notre court aperçu sur le développement de la notion de faciès, les multiples autres activités de Gressly n'ont pas été exposées.

Gressly était un excellent géologue de terrain. Il ne se limitait pas à relever soigneusement les profils stratigraphiques. Il essayait au contraire de définir l'extension spatiale et temporelle des sédiments et comparait celle-ci avec la situation actuelle de l'environnement, plus précisément en ce qui concerne les conditions de vie dans les mers et sur les continents. C'est bien après avoir publié ses travaux sur les faciès dans le Jurassique du Jura qu'il apprit à connaître la mer, par différents voyages d'étude. Il alla ainsi à Sète, sur la côte française de la Méditerranée, où il fit par exemple des observations sur la sédimentation des coquillages; et toujours il comparait avec les fossiles de son Jura natal. Il distinguait rigoureusement chez les fossiles les associations vivantes (biocénose) ou les associations d'organismes morts (thanatocénose) d'après ses études de la mer.

En été 1861, il entreprit un grand voyage marin dans le Nord, qui conduisit les cinq participants en Norvège par les Lofoten, le Cap Nord et Jan Mayen, ainsi qu'en Islande (ROLLIER 1911-1913, p. 282).

Gressly fut aussi souvent mandaté comme expert. Il rédigea des expertises pour les tunnels ferroviaires dans le Jura, notamment ceux des Loges et du Mont-Sagne dans le canton de Neuchâtel, celui de Pierre-Pertuis dans le Jura bernois. Il écrivit aussi des rapports à propos de captages d'eau ou de forages (entre autres les forages salifères de Kaiseraugst et de Rheinfelden).

Malade incurable, Gressly mourut en 1865 sans avoir pu terminer une considérable monographie sur le Jura, dont le manuscrit est partiellement conservé au Musée cantonal de Soleure (STAMPFLI 1986). Il fut enterré le jour de Pâques et repose à côté de la chapelle St. Niklaus située à l'entrée des gorges de Ste-Vérène («Verenaschlucht», au nord de Soleure). Sa tombe se trouve dans la même rangée que celles de deux autres contemporains non moins célèbres et extraordinaires, l'écrivain Charles Sealsfield (1793-1865) et le peintre Frank Buchser (1828-1898).

On doit au géologue et journaliste récemment décédé Kurt Meyer (1966) une biographie détaillée et bien documentée de ce personnage hors du commun. Celle de Hans Rudolf Stampfli (1986) nous fournit d'autre part une image claire des multiples facettes de Gressly mais, comme l'auteur le précise à plusieurs reprises, il s'est concentré sur le personnage et non sur le scientifique; l'héritage géologique devrait selon lui être traité par un spécialiste.

NOTICE ARCHÉOLOGIQUE

Des traces d'anciennes activités de *charbonniers* (places circulaires) existent partout dans la campagne et les forêts.

Des scories d'*anciennes exploitations de ferse* trouvent aux endroits suivants:

- au Bambois (585.150/238.450),
- dans la Forêt-des-Combes au sud-ouest de Soulce (586.260/237.800, 586.880/237.630),
- dans le Pâturage-sur-la-Montagne (587.650/237.290),
- dans les pâturages au sud-ouest de Belprahon (597.180/239.910),
- dans une fouille à l'ouest de Grandval (598.510/236.820),
- à l'est du Champ-des-Cœudres (598.870/236.340),
- à l'est de Crêchamp (599.500/236.515),
- à l'est de Sur-les-Vieux-Prés au sud de Grandval,
- dans la cluse de Gänsbrunnen à Sous-la-Joux (600.960/235.080),
- à l'est de Montpelon (601.400/234.410),
- en trois endroits près de Binzberg (598.720/233.030, 599.170/233.070, 599.500/233.170).

L'âge de ces exploitations n'est pas connu, mais pourrait se situer pour beaucoup au Moyen Âge (ESCHENLOHR 1993).

D'après les renseignements de Mlle Herren, du restaurant Chaluet (Pt 774 m), une ancienne *fonderie de verre* demeurerait à proximité des cibles du stand de tir du Pâturage-de-l'Envers (595.645/232.010).

TECTONIQUE

Résumé

La tectonique du secteur de la feuille Moutier est marquée par une série de grands plis de direction E-W à ENE-WSW, auxquels sont souvent associés des plis secondaires. Les puissants dépôts molassiques caractéristiques de la dépression rauraque sont conservés dans les larges vallées synclinales. Le flanc nord des anticlinaux est souvent marqué par des chevauchements; celui désormais classique de Chaluet a montré des replis lors de la construction du tunnel du Grenchenberg.

Dans cette partie sud du Jura rhénan, des accidents de direction N-S à NE-SW découpent les grands plis en secteurs présentant des styles structuraux

différents. Ces accidents sont les témoins de mouvements décrochants ou transpressifs interprétés comme des structures antéplissement associées à la formation des grabens du Rhin et de la Bresse.

Les éléments tectoniques de cette feuille sont décrits ci-dessous du nord au sud.

Bordure sud du bassin de Delémont

Le plancher mésozoïque du bassin de Delémont, recouvert de Tertiaire, est encore pratiquement horizontal à la bordure nord de la carte. Il est toutefois encore marqué par le pli transversal de Develier aux environs de la Tuilerie, sous la couverture quaternaire.

Ces couches horizontales se redressent graduellement pour former le flanc nord de l'anticlinal de Vellerat jalonné de masses tassées. Certaines de ces dernières se sont mises en place loin sur le Tertiaire du bassin de Delémont, lors d'un stade d'érosion précoce (début du Quaternaire ?), comme par exemple la masse du Montchaibeux sur la feuille Delémont. D'autres masses anciennement interprétées comme des tassements sont en fait charriées vers le nord (p.ex. celle du Chételay).

Anticlinal de Vellerat-Tiergarten

Son édification est influencée par les structures transversales (NNE-SSW) de Develier et de Vicques développées à l'Oligocène, qui se manifestent par des déformations et des dépressions axiales au nord de Soulce et de Rebeuvelier. Les accidents plus ou moins E-W de son sommet sont des éléments liés à la tectonique du socle. Tous les chevauchements semblent replissés et seraient en outre localement interrompus par le ripage des couches. Des plis secondaires de différentes tailles se développent dans les niveaux incompétents du sommet de la pile sédimentaire, probablement au-dessus de la terminaison de chevauchements cachés. Ce doit être le cas de celui qui s'est formé dans la zone de compression maximale et de culmination axiale entre Mont et le Blanc-Rocher (planche, coupe 5). Dans le segment de Tiergarten, à l'est de Rebeuvelier, l'axe culmine à la hauteur de la cluse du Gabiare.

Synclinal de Soulce-Vermes

Son flanc sud est renversé au niveau du Tertiaire au sud-ouest de Soulce. A l'est de cette localité, les chevauchements en partie transpressifs de l'anticlinal du Raimeux, de direction ENE-WSW à NE-SW, réduisent les affleurements de Tertiaire (éventuellement sous-charrié dans le flanc sud de l'anticlinal de Vellerat) et s'incurvent vers l'est dans la cluse de la Birse. Le Mésozoïque de l'anticlinal du Raimeux repose ensuite sur des formations de plus en plus jeunes jusqu'à Vermes, ce qui impliquerait que le synclinal devienne plus large vers l'est, sous le cheveu-

chement de cet anticlinal. Les Calcaires d'eau douce delémontiens situés à l'est et à l'ouest de la Kohlberg sont les restes dilacérés du flanc sud de ce synclinal.

Anticlinal du Raimeux

A l'ouest, le pli principal est coffré; il est recoupé par un chevauchement replissé à vergence nord qui, comme à l'extrême est de la carte, se termine au nord par le ripage des couches. Un pli secondaire affecte le flanc nord de cet anticlinal, de même que des chevauchements à vergence sud, particulièrement visibles dans la Grande Oolithe aux alentours du ruisseau du Creux-de-la-Geline. L'anticlinal s'élargit ensuite vers l'est (augmentation de la compression), alors qu'une faille subverticale, active probablement au Tertiaire inférieur, le recoupe en son sommet, aux environs de Pré-Chenal-Domont.

L'importance du chevauchement de cet anticlinal sur le synclinal de Soultz s'accroît vers l'est. La masse d'Entre-les-Prés-Montaigu, qui s'étend devant le véritable flanc nord de l'anticlinal du Raimeux au sud-est de Soultz, peut être interprétée comme le produit d'un chevauchement replissé à vergence sud.

Des failles transverses découpent le flanc sud de cet anticlinal aux environs du Droit-de-Plain-Fayen; leur mouvement dextre serait antérieur au plissement, alors que celui-ci les aurait fait jouer de façon senestre. Un pli secondaire affecte ce flanc sud entre cette série de failles et Champ-la-Dame.

Un couloir de déformation traverse obliquement l'anticlinal du Raimeux, de Rainfo (Plain-Fayen) à la Combe en passant aux Arsattes, et recoupe même transpressivement le synclinal du Trondai et l'anticlinal de la Combe-Pierre. Il s'est probablement formé avant le plissement (Tertiaire inférieur ?).

A l'est de ce couloir de déformation, l'anticlinal du Raimeux est beaucoup plus large et se compose alors de plusieurs replis. Le synclinal du Trondai montre un chevauchement à vergence sud, résultant peut-être du charriage de l'anticlinal du Raimeux contre celui de Vellerat. En rive droite de la Birse, le cœur dogger de Sous-Raimeux - Petits- et Grands-Terras - Envelier plonge fortement vers l'ouest. Il forme un pli déversé au nord, et un chevauchement replissé affecte son flanc renversé; son extrémité occidentale semble charriée vers le sud. L'anticlinal situé à l'est de Vers-le-Moulin, dans le prolongement du repli de la Roche-aux-Corbets, est traversé par un graben de direction ENE-WSW impliqué dans le pli. Le remplissage de ce graben simule un repli dans la Grande Oolithe s.s. le long du chemin carrossable du Raimeux.

A la Montagne-de-Moutier, le cœur de l'anticlinal du Raimeux est plus large qu'à l'ouest; il plonge vers la Birse et remonte ensuite axialement vers l'est, pour culminer au Raimeux-de-Grandval. Au sud, le pli secondaire des gorges de Moutier émerge du synclinal de Moutier et rejoint l'anticlinorium du Raimeux.

A l'est de la carte, comme à l'ouest, le pli principal est coffré et présente des replis au nord de la charnière anticlinale; ceux-ci sont fortement charriés vers le nord.

Synclinal de Souboz-Moutier-Grandval

A Souboz, le chevauchement vers le nord de l'anticlinal du Moron pourrait ressortir au cœur de ce synclinal (planche, coupe 6). A l'ENE de ce village, le flanc sud du synclinal est charrié sur le flanc nord, comme le montrent des affleurements de Calcaires d'eau douce delémontiens. Plus à l'est, le flanc nord de l'anticlinal du Moron, probablement charrié, se rapproche du flanc sud de celui du Raimeux; ce qui fait que la zone tertiaire se ressert, avant de s'ouvrir largement pour former le bassin de Moutier.

Les replis de molasse dans la partie nord du tunnel du Grenchenberg trahissent le prolongement de l'anticlinal de Sur-Menué plongeant vers l'ENE.

Le chevauchement du flanc nord de l'anticlinal du Graiteray ressort aux environs d'Eschert où il répète les Calcaires d'eau douce delémontiens; l'affleurement dans le ruisseau à l'ouest de cette localité est tectonisé. Des plans de cisaillement signalent un chevauchement dans une fouille au sud de la gare de Moutier (avec un plongement de 12° vers le sud).

Le long de la voie ferrée au sud-ouest de Corcelles, un pendage raide dans les Sables à galets indiquerait que le Tertiaire est aussi impliqué dans le chevauchement vers le nord de l'anticlinal du Graiteray.

Anticlinal du Moron

Sa plus grande amplitude et sa culmination se trouvent au Mont-à-Luet. Un pli secondaire associé à un chevauchement au sein du Dogger affecte le flanc nord de cet anticlinal. Ce repli est particulièrement bien visible dans le ruisseau au SSW du Noir-Bos, avec le Terrain à chailles au cœur, mais il s'étend jusqu'à Combioz.

Un pli secondaire affecte également son flanc sud; son existence est attestée par la position renversée des couches, du bord occidental de la feuille jusqu'aux failles transversales de Champois-des-Jabas.

De nombreuses fractures de direction N-S à NNW-SSE traversent le flanc nord de l'anticlinal du Moron, dont le bas est renversé entre le Beucle et l'Envers-des-Ecorcheresses. D'après les constatations faites dans le synclinal précédent, ce flanc serait charrié. Un chevauchement probablement replissé occupe également le cœur de cet anticlinal.

L'anticlinal du Moron se rétrécit vers l'est et plonge jusqu'à la Combe-Fabet où se détache la voûte de Sur-Menué.

Synclinal de Champoz

Une sorte de plateau élevé se développe entre le flanc sud de l'anticlinal du Moron et le flanc nord charrié de celui du Graiteray. A l'est du Petit-Champoz, il se scinde en deux branches séparées par la voûte de Sur-Menué, et qui vont ensuite se noyer vers l'est dans le large synclinal de Moutier.

Anticlinal du Graiteray

A l'ouest, il se marque tout d'abord par des pendages subhorizontaux dans le Tertiaire du Pâturage-du-Droit, au nord de Bévillard. Puis l'anticlinal émerge vers l'est et forme une large voûte. Des Malattes jusqu'au Petit-Champoz, son flanc nord est charrié sur le synclinal de Champoz. Cet accident tectonique rejoindrait ensuite ceux de la cluse de Court, où apparaît un système complexe de chevauchements à vergence générale vers le nord. Dans le flanc sud de cet anticlinal, ils sont responsables du redoublement des Couches de Birmenstorf et d'Effingen, avec lesquelles ils forment un angle très faible. Le chevauchement le plus élevé se poursuivrait à l'est jusqu'aux environs de la Montagne-de-Graiteray, où il semble répéter en partie les Couches d'Effingen. L'un de ces chevauchements a été traversé par le tunnel du Grenchenberg.

Du Chattien réduit et une bréchification des roches sur le flanc sud du Mont Girod laissent supposer la présence d'un chevauchement également vers le sud.

De petits chevauchements affectent le flanc nord renversé de l'anticlinal du Graiteray au sud de la Haute Joux et de la Côte-des-Prés-Meno; ils sont replissés et décalés par ripage. Le pli secondaire du sommet, légèrement déversé au sud, est plus étroit mais plus élevé à l'est des décrochements dextres de Vieille-Coperie et de la Loge-aux-Bœufs, avant de plonger vers l'est. A l'est de l'accident de Peute-Combe, la dalle de Malm du Mont Rambert est charriée vers le nord jusque sur le Miocène du synclinal de Moutier-Grandval. A Gänsbrunnen, un accident probablement hérité déplace le Malm du flanc sud de façon senestre. A l'est de la cluse de Gänsbrunnen, l'anticlinal se recourbe vers le NE.

Synclinal de Tavannes-Court-Chaluet

Certaines caractéristiques de la large partie occidentale de ce synclinal, apparaissant sur le territoire de la feuille Bellelay, se poursuivent jusque sur la feuille Moutier. Les affleurements de Calcaires delémontiens montrent le prolongement du synclinal de la Forêt de Chindon aux environs des Sagnes - Beau-Site. Le bombement de Pontenet semble correspondre à la terminaison orientale de la voûte d'Orange. Un chevauchement replissé serait à l'origine du pli qui s'étire du Pâturage-sous-Montoz (feuille Bellelay) à Vertes-Joux. Vers l'est, ce bombement se poursuit au sud de la Birse jusqu'à Sorvilier (avec un chevauchement possible en flanc nord). Au nord de Sur-Frête (Court), la molasse burdigalienne s'avance jusqu'à la Birse grâce à une déformation en kinks (chevauchement ?).

Au nord de Court, la présence d'un chevauchement est essentiellement déduite de galets trouvés sur le Poudingue polygénique au sud-ouest de Ronds-Peux. Il pourrait s'agir du prolongement occidental du chevauchement de Chaluet (GÜRLER 1977). Ce dernier recoupe le Poudingue polygénique du flanc sud rebroussé de ce synclinal, à l'est de Sous-les-Roches, puis disparaît vers l'est sous les éboulis anciens. Son flanc nord est renversé dans la moitié orientale du vallon de Chaluet, entre Sous-les-Roches et le Guibou.

Les affleurements de la Formation de Reuchenette à Oberboden pourraient être le résultat d'un chevauchement à vergence sud, développé dans le prolongement de l'accident de Vieille-Coperie-Yuyose (Graitery). Un tassement depuis le sud n'est toutefois pas à exclure. Ce synclinal de Tavannes-Court-Chaluet semble ensuite chevauché par l'anticlinal du Weissenstein jusqu'au bord oriental de la feuille.

Anticlinal du Montoz

La feuille Moutier couvre une partie de son flanc nord, renversé à l'ouest jusqu'à la hauteur de Sorvilier. Le repli dont le cœur est probablement fracturé dans le Pâturage-Rossat se termine, au sud de Sur-Frête (Court), contre une faille de direction NE-SW et un chevauchement présumé. Au sud de Court-Pré-de-Chavanné, le flanc nord de cet anticlinal forme un toit charrié et faiblement voûté (planche, coupe 4), découpé à l'est par de petits accidents, et limité par des failles orientées NNE-SSW à NE-SW aux environs de Pré-Richard et à l'est de Sous-Pré-Richard.

Au-delà de ces accidents, un synclinal faiblement marqué conduit de l'anticlinal du Montoz à celui du Weissenstein.

Anticlinal du Weissenstein

Aux environs d'Untergrenchenberg, l'anticlinal le plus méridional du Jura rhénan a un axe de direction NE-SW. Son cœur est occupé par le célèbre chevauchement replissé du Grenchenberg (mis en évidence lors de la construction du tunnel), qui atteint la surface aux environs des Roches-de-Chaluet.

Vers l'est, le flanc nord devient raide, renversé dans sa partie supérieure depuis Schwelli puis entièrement depuis Binzhacki; il semble en outre charrié vers le nord. Dans le secteur de Tscharandi-Oberboden, le chevauchement replissé de Chaluet semble passer vers l'est à un chevauchement moins replissé, alors que la structure du flanc sud devient plus simple (flanc renversé seulement dans la partie supérieure, puis sans flanc inverse au sud de la Hasenmatt).

La forme de l'anticlinal du Weissenstein est soulignée par la voûte du Dogger entre Obergrenchenberg et le bord oriental de la carte. Son flanc sud est découpé en plusieurs segments par trois accidents transversaux (accidents du Giglerbach, du Brüggli et du Lochbach). La partie nord-est de l'anticlinal est abaissée d'environ 35 m par rapport à la partie sud-ouest le long du plus marqué des trois, celui du Brüggli. De plus, le segment du Bettlachstock est recoupé par un chevauchement; le Dogger est charrié de 200 à 300 m vers le SE sur les Couches d'Effingen (bel affleurement: 597.870/230.180). Ce chevauchement du Bettlachstock se poursuit à l'WSW, mais de façon affaiblie, alors qu'il se perd vers l'ENE au-dessous du Wagnerban.

Tout à l'est de l'anticlinal, à partir d'Unter-Schwang, un pli secondaire est charrié vers le nord. Vers l'est, le repli de Chli-Chessel se développe sous le chevauchement. A Vorberg, l'Oolithe de Ste-Vérène vient reposer sur la Formation de

Reuchenette grâce à un chevauchement du flanc sud. Celui-ci se relie probablement au chevauchement qui apparaît sur la feuille voisine de Balsthal.

Pied sud du Jura

La couverture morainique n'autorise malheureusement aucune observation de la Molasse. Celle-ci semble cependant être soulevée par des chevauchements dus à l'édification de l'anticlinal du Weissenstein, et plonger vers le sud.

MATIÈRES PREMIÈRES EXPLOITABLES

Sidérolithique

Bolus

Ces argiles riches en pisolithes ferrugineuses ont été exploitées depuis très longtemps comme minerai de fer. Des scories résultant de la transformation ancienne de ce minerai existent en plusieurs endroits (voir chap. notice archéologique).

Sables quartzeux

Les plus grands gisements connus se situent sur le flanc sud du Mont Girod (nord-ouest de Court); ils ont été exploités jusqu'à la fin des années 50 (HOFMANN 1977). Pendant la seconde guerre mondiale, seule la carrière des Blanches-Vacheries (591.15/233.15) était encore exploitée (FEHLMANN 1947), les autres gisements étant épuisés. Le sable de quartz très pur (98-99 %), mélangé à de l'argile, était lavé dans une installation construite à Court; il était ensuite utilisé pour la fabrication de verre et de diverses céramiques, et aussi, grâce à son caractère réfractaire, de moules pour les fonderies d'acier.

Eboulis

Que ce soient les anciens éboulis glissés sur les synclinaux molassiques ou les éboulis plus récents qui couvrent les pentes des anticlinaux, ils ont été exploités en de nombreux endroits, essentiellement pour la construction des routes et chemins de la région. Certaines de ces gravières sont encore en activité et atteignent une taille relativement importante (p.ex. au nord de Malleray-Bévilard, 587.75/233.75).

Calcaires massifs

Les calcaires de la Formation de Reuchenette sont exploités dans la carrière de Gänsbrunnen (602.20/234.85); ils sont utilisés sous forme de «concassé» (SCHWARZ 1983).

HYDROGÉOLOGIE

(par F. PASQUIER)

SITUATION GÉNÉRALE

Le territoire de la feuille Moutier se trouve dans le Jura plissé, entre le Plateau et le bassin de Delémont; il est constitué en très grande partie par des terrains calcaires et marno-calcaires agencés en anticlinaux et synclinaux (voir esquisse tectonique et planche). Dans les calcaires, les eaux météoriques s'infiltrant principalement dans les fractures, qu'elles agrandissent par dissolution de la roche, développant ainsi un réseau karstique qui constitue les voies d'écoulement des eaux souterraines. Ce réseau, dont les dolines représentent des points de départ très visibles en surface, est fortement conditionné par les structures des roches. Les écoulements, cherchant les points d'exutoire les plus bas, ont tendance à suivre la direction des grands plis pour aboutir aux cours d'eau les recoupant (cluses), en général à la faveur de systèmes de failles importants. D'autres sources importantes se trouvent là où des niveaux marneux recoupent la topographie. Les synclinaux sont tapissés par des formations molassiques en général peu perméables. Le fond des vallées est occupé par des alluvions quaternaires peu étendues, mais par endroits bien perméables, où se trouvent des captages d'eau souterraine. Sources et puits assurent l'approvisionnement en eau de la région. La recherche de ressources complémentaires se focalise depuis quelques années sur la prospection des aquifères calcaires profonds dans les synclinaux, au moyen de forages.

Les précipitations, sur le territoire de la feuille Moutier (altitude moyenne env. 900 m, min. 450 m, max. 1450 m), sont d'environ 1500 mm/an. D'après diverses études s'attachant à définir le bilan des eaux en milieu jurassien, on peut admettre en première approximation que l'évapotranspiration est de l'ordre de grandeur de 500 mm/an. Le débit total des sources les plus importantes (voir tab. 4, inventaire non exhaustif) avoisine 1 m³/s, ce qui, réparti sur la surface de la feuille, correspond à une lame d'eau annuelle de 150 mm. Le débit des autres exutoires répartis sur la feuille (sources, puits) représente aussi une lame d'eau importante, non quantifiée. D'autre part, une partie importante des eaux infiltrées transite de manière souterraine vers les régions voisines de la feuille.

La plus grande partie de la feuille appartient au bassin versant de la Birse, qui prend sa source à Tavannes (hors de la feuille), et dont le débit moyen à Moutier est de 3,24 m³/s. Seul le flanc sud du Grenchenberg-Hasenmatt (partie sud-est de la feuille) est drainé vers l'Aar.

Les sources d'information les plus importantes figurent en bibliographie. Il s'agit de documents de synthèse (SHGN 1992), de cartes hydrogéologiques (JACKLI 1967, PFIRTER & HAUBER 1991, OEHE 1993), d'études sur les eaux souterraines du Jura (BURGER 1983, MATHEY 1976), d'inventaires régionaux des ressources en eau (AWW/SO, HEROLD en prép., HOHL 1992, MORNOD 1982, MORNOD et al. 1970, OEHE 1995, PASQUIER 1982, SCHINDLER 1979 et 1981) et d'études liées à la construction de tunnels ferroviaires (BUXTORF et al. 1908, BUXTORF & TROESCH 1917) ou de la N16 (DAUWALDER 1995, MFR 1994 et 1995, SCHINDLER 1993, Urbanplan 1989a et b).

RÔLE DE LA LITHOLOGIE

Schématiquement et à l'échelle de la carte, la pile stratigraphique peut être subdivisée en ensembles aquifères (perméables) et aquicludes (pratiquement imperméables), soit, de bas en haut:

- la base régionale, aquiclude: Trias (Keuper), Lias et Dogger inférieur (Argiles à Opalinus et «Dogger inférieur» s.s.),
- l'aquifère inférieur: Dogger supérieur (Hauptrogenstein et Callovien),
- l'aquiclude inférieur: Marnes oxfordiennes et Couches de Liesberg dans la partie nord-ouest de la feuille, Marnes oxfordiennes, Couches de Birmenstorf et d'Effingen dans la partie sud-est,
- un aquifère moyen dans la partie nord-ouest de la feuille: Calcaires du Pichoux ou Formation de St-Ursanne, accompagnés des Calcaires du Vorbourg,
- un aquiclude moyen toujours au nord-ouest: Marnes à Natices,
- l'aquifère supérieur: Oxfordien supérieur et Kimméridgien, avec Couches de Günsberg et Tithonien au sud-est,
- l'aquiclude supérieur: Molasse d'eau douce inférieure.

Le sommet de la pile stratigraphique étant d'étendue non uniforme, la répartition en aquifères et aquicludes est plus complexe. Sont relativement perméables et peuvent constituer de petits aquifères: les Calcaires d'eau douce delémontiens et de Matzendorf, la Molasse marine supérieure et la Molasse d'eau douce supérieure pour le Tertiaire, les éboulis récents et anciens, les éboulements, les cônes de déjection, les différents graviers et les alluvions pour le Quaternaire.

A l'inverse, les colluvions, limons d'altération et moraines sont peu perméables et forment donc souvent des aquicludes.

RÔLE DES STRUCTURES TECTONIQUES

Les structures décrites au chapitre tectonique influencent nettement la répartition des sources et les directions d'écoulement. Des failles locales provoquent probablement des écoulements plus ou moins perpendiculaires aux axes anticlinaux, comme le montrent quelques essais de traçage (Pré-Richard - Court, Métairie de Malleray - Echolson/Malleray, Pré-de-Chenal - Chenal/Courfaivre). D'après de nombreux autres essais de traçage, les eaux souterraines s'écoulent cependant en grande partie le long des axes anticlinaux et synclinaux, et leurs exutoires sont les grandes sources des entailles - cluses et défilés - qui recoupent ces axes. Ces entailles sont conditionnées par les failles et décrochements qui structurent le Jura plissé et qui sont agencés en linéaments à grande échelle. Ces linéaments, parfois peu visibles sur le terrain, sont bien identifiables par photos aériennes ou satellitaires. Ainsi, on peut constater que la plupart des grandes sources s'alignent sur les linéaments suivants:

1. Les décrochements senestres NNE-SSW marquant la prolongation du fossé rhénan et délimitant aussi le bassin de Delémont. Des essais de traçage tels ceux de Sornetan - Pichoux et Montagne-du-Droit - Cormoret dans le vallon de St-Imier mettent bien en évidence la direction d'écoulement NNE-SSW le long de ces accidents. Les décrochements senestres qui concernent la feuille Moutier sont, d'est en ouest:
 - Bâle - Breitenbach - Gänsbrunnen - Haag/Selzach (sources de Gänsbrunnen et du Rüschraben),
 - Viques - Moutier - Court (sources de Roches, La Foule/Moutier et Envers/Court),
 - Develier - Soubos - Tavannes - Sonceboz (sources de Courfaivre et, hors feuille, de la Birse et de Cuchatte).
2. Les linéaments de tension orientés dans les directions suivantes:
 - NW-SE: cluse de Choindez (sources-puits de Choindez, sources des Esserteux/Courrendlin et de Bergerie/Roches) et Crémines - Gänsbrunnen (sources de Grandval et de Gänsbrunnen),
 - N-S à NNW-SSE: La Verrerie - Moutier - Granges (sources de Roches, des gorges de Moutier, de Châluet/Court), et Courfaivre - Champoz - Sorvilier (sources de Basolaine/Soulce, des Ecorcheresses/Soubos, de Champoz, de Sorvilier).

En outre, bon nombre de sources karstiques sont liées à des failles locales, parfois associées aux grands linéaments décrits ci-dessus (p.ex. au décrochement senestre Bâle - Selzach pour les sources de Gore-Virat/Crémines et de Schwelli/Châluet).

Les chevauchements, en général parallèles aux axes anticlinaux, jouent un peu le même rôle que les contacts lithologiques: ils forcent les écoulements et provoquent les exutoires à la faveur d'un contraste de perméabilité (p.ex. Envers/Court, fig. 3).

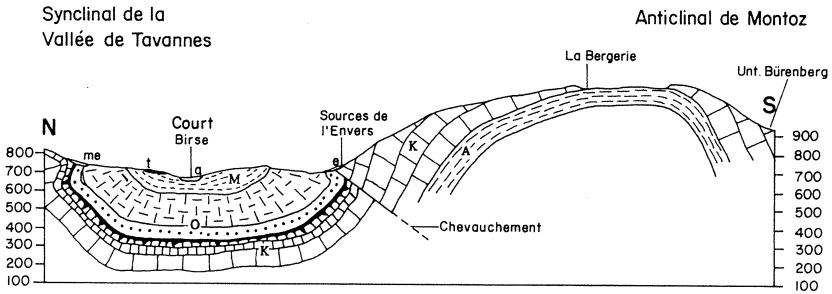


Fig. 3: Coupe à travers la vallée de la Birse, à la hauteur des sources de l'Envers à Court (SCHINDLER 1981). A = Oxfordien moyen-supérieur («Argovien»); K = Oxfordien supérieur («Séquanien»), Kimméridgien et Tithonien; O = Oligocène; M = Miocène; a = alluvions récentes; t = ancienne terrasse de la Birse; e = éboulis récents; me = éboulis anciens glissés.

CARACTÉRISTIQUES DES ÉCOULEMENTS SOUTERRAINS

Les écoulements d'eau souterraine se manifestent de manière tangible par leurs exutoires, naturels (sources) ou artificiels (tunnels, puits). Des informations directes sur les écoulements souterrains sont données par des essais de traçage, et des informations indirectes par l'analyse de l'eau (paramètres physico-chimiques, bactériologie), du débit et du régime aux exutoires.

Aquifères

Sur le territoire de la feuille Moutier, les écoulements souterrains ont lieu essentiellement en *milieu karstique*. Les dépressions sans exutoires et les dolines (p.ex. Montagne-de-Moutier), typiques de ce milieu, représentent des lieux d'infiltration rapide des eaux météoriques, de même que les fractures ouvertes résultant de la décompression du massif rocheux (p.ex. au nord de Gänsbrunnen).

Le caractère karstique des circulations d'eau souterraine est attesté par les essais de traçage (forte vitesse de transit, entre 10 et 200 m/h), le régime des sources (crues rapides et violentes, décrue rapide, tarissement lent) et la qualité de l'eau (dureté moyenne, troubles et pollutions bactériennes fréquentes lors de crues), ainsi que par la répartition des sources (concentration des écoulements vers de grandes sources). La prépondérance des écoulements longitudinaux, parallèlement aux axes des plis, induit des bassins d'alimentation étendus, occasionnant des débits importants aux exutoires. Par exemple, le bassin d'alimentation de la source de la Foule s'étend à tout le système anticlinal du Moron, sur plus de 15 km². Des forages profonds dans la vallée de Tavannes attestent un écoulement important le

Tableau 3: Niveaux piézométriques dans les sondages effectués pour la N16 dans les anticlinaux du Graiter, du Raimeux et de Vellerat, en rive droite de la Birse (distances et altitudes en mètres).

Aquifère	N°	Forage Coord.	Alt.	Niveau piézométrique		Exutoire supposé		Référence
				min.-max.	moy.	Distance du forage	Cote	
Malm, flanc nord du Graiter	GR 1	594.350/234.530	940	660-705	685	axiale: 1000 transverse: 550	595 565	DAUWALDER 1995
Malm, flanc sud du Raimeux	RAI 2	596.538/237.098 (incliné à 45° vers le N)	649	614-620	617	800 (source dans la cluse)	525-560	MFR 1995
	RAI 3	596.565/238.381	775	518-542	526	1100 (source dans la cluse)	495-525	
Dogger, flanc nord du Raimeux	RAI 5	596.601/239.422	625	513-526	515	400 (source dans la cluse)	480-485	
	RAI 6	596.554/239.565	661	506-513	510	250 (source dans la cluse)	480-485	MFR 1994
Dogger, anticlinal de Vellerat	CHO 1	595.901/241.395	642	489,0-491,5	489,2	500 (Birse)	458	
	CHO 2	595.964/241.266	653	493,0-493,3	493,25	500 (Birse)	462	
	CHO 3	596.087/241.062	636	464,4-466,3	465,0	530 (Birse)	470 !	

long des axes synclinaux; on peut y pomper de 1000 à 3000 l/min avec un rabattement raisonnable (10 à 20 m).

Le tableau 3 fournit des indications piézométriques dans quelques aquifères karstiques sur la feuille Moutier. Il faut toutefois garder à l'esprit que le réseau karstique est très hétérogène, structuré en blocs peu perméables traversés par des chenaux très perméables à interconnexions complexes. L'épaisseur de la zone dénoyée dépend de la topographie, elle dépasse généralement 100 m dans les anticlinaux.

Une assez grande part des écoulements karstiques reste mal comprise, comme en témoignent de nombreux essais de traçage, spécialement ceux pour lesquels on n'a pas retrouvé le traceur (cas assez fréquent). Les systèmes d'écoulements karstiques sont souvent complexes, un même bassin d'alimentation pouvant alimenter plusieurs sources par diffuence. Les limites des bassins ne sont connues qu'approximativement et varient généralement selon le régime des précipitations et du climat.

Les perméabilités ont tendance à être nettement plus élevées horizontalement que verticalement, comme le montre le système de la Foule où la source et le forage sont largement indépendants l'un de l'autre. MORNOD et al. (1970) y distinguent un karst supérieur et moyen bien développé alimentant la source, et un karst inférieur peu développé ou pseudokarst alimentant le puits profond. D'après les essais de pompage effectués aux puits profonds de la Foule et de Pontenet, ce pseudokarst est artésien et sa perméabilité se situe entre 10^{-6} et 5×10^{-5} m/s.

Les *calcaires d'eau douce* de la molasse constituent, localement, de petits aquifères alimentant des sources, par exemple entre Sorvilier et Champoz. Les eaux y sont généralement plus minéralisées (notamment en chlorures) que dans le karst. Elles satisfont, pour la plupart, aux normes de potabilité. Les sondages effectués pour la N16 dans la molasse indiquent des niveaux d'eau souterraine à 2–20 m sous le terrain sur le versant sud de la vallée de Tavannes, et à 1–10 m de profondeur dans les flancs sud et nord du Graiter. Les battements sont généralement modestes (1–3 m).

Sur les flancs des anticlinaux (pentes raides), les *éboulis anciens et récents* forment par endroits des aquifères importants, alimentant de nombreuses sources en général captées (Reconvilier–Bévilard, Moutier–Grandval, flanc nord de l'anticlinal de Vellerat). Une part importante de l'alimentation de ces sources se fait par infiltration des eaux météoriques à travers les éboulis, mais ces derniers sont aussi souvent alimentés par le karst. Les eaux ont alors tendance à être moins minéralisées. Sur les versants, la *moraine* peut donner naissance localement à de petites sources (Türliberg/Lommiswil), aussi alimentées indirectement par les éboulis.

Près des talwegs, les *Cailloutis vosgiens* (p.ex. à la bordure nord de la feuille, aux environs de la Tuilerie), les *Graviers anciens* (p.ex. Malleray–Bévilard) et les *Graviers «du Plateau»* (Lommiswil, sous couverture morainique) sont perméables et souvent en contact avec les nappes alluviales qu'ils contribuent à alimenter. Dans le fonds des vallées, les *nappes alluviales* ne concentrent qu'une très faible

part des écoulements souterrains sur la feuille Moutier. Elles sont en général étroites, peu profondes et pour la plupart très modérément perméables (quelques mètres d'épaisseur et perméabilité aux alentours de 10^{-4} m/s). Par endroits, elles sont suffisantes pour de bons captages: Malleray (dès 1948), Moutier (peu prospecté), cluse de Choindez. Là, les épaisseurs peuvent atteindre environ 20 m et les perméabilités environ $1 \text{ à } 5 \times 10^{-3}$ m/s. Les niveaux piézométriques sont proches de la surface, en partie artésiens. Les eaux des alluvions récentes sont généralement plus dures que celles du karst. On a peu d'informations sur la perméabilité des alluvions et la qualité de l'eau souterraine dans les petites vallées synclinales (Vermes, Soulce, Crémines-Grandval).

Exutoires

Les sources représentent les principaux exutoires des eaux souterraines. Beaucoup sont captées pour l'approvisionnement des communes. Leur débit moyen va de quelques-uns à plusieurs milliers de l/min, selon l'étendue de leur bassin d'alimentation. Le tableau 4 regroupe les sources les plus importantes; il s'agit essentiellement de sources karstiques.

Le régime des sources (variabilité en fonction des impulsions météorologiques, des saisons) dépend de l'effet tampon joué par les aquifères, en fonction de leur perméabilité, de leur volume, de leur profondeur, et de leur capacité d'emmagasinement. Les écoulements étant ici essentiellement de type karstique, la variabilité du débit des sources est en général forte (débit max./débit min. >5) et plus ou moins synchrone avec celle des principaux cours d'eau qu'elles alimentent. Le régime de la plupart des sources karstiques est illustré par celui de la source de la Foule à Moutier (fig. 4). Le régime des écoulements plus profonds (captages en tunnels) est en général moins variable. Au-dessus des principaux exutoires se trouvent parfois des sources temporaires (en général karstiques) ne fonctionnant qu'en période de crue, ou taries en période d'étiage.

La qualité de l'eau dépend en bonne partie des mêmes facteurs que ceux régissant le régime. Les eaux karstiques sont en général de dureté moyenne (dureté carbonatée entre 15 et 25° fr, tab. 4). Elles sont en général de bonne qualité en dehors des périodes de crue, mais se troublent et contiennent souvent des germes en périodes pluvieuses (crues). Le sol et les forêts jouent un rôle filtrant et régulateur. Les températures observées se situent en général entre 6 et 12°C; elles reflètent à la fois l'altitude du bassin d'alimentation (plus froid en altitude) et la profondeur des écoulements (plus chaud en profondeur). Les eaux du Malm sont généralement plus fraîches, plus claires et moins minéralisées, notamment en sulfates, que celles du Dogger.

Les captages d'eau souterraine, par puits dans les alluvions, sont peu nombreux sur la feuille Moutier (Malleray-Bévilard, cluse de Choindez), d'une part parce que les alluvions perméables y sont peu représentées, d'autre part parce que les sources fournissent aux communes des ressources en eau suffisantes. Le

Tableau 4: *Exutoires les plus importants de la feuille Moutier (débit >600 l/min)*

Lieu, nom (sans précision: source)	Coordonnées	Altitude	Débit moyen estimé (l/min)	Tempé- rature* (°C)	Conduct. électr.* (μS/cm)	Dureté carb.* (°fr)	Référence
Moutier, La Foule	593.535/235.322	560	15000	9.0		19.8	OEHE 1995
Court, Envers	591.830/231.250	720	10000	6.9		14.4	SCHINDLER 1981
Moutier, tunnel M.-Granges	594.967/236.036	540	5400	9.8	330		OEHE 1995
Crémines, Prés Ladan	601.060/235.780	700	2500	8.5		18.7	PASQUIER 1982
Court, Chaluet	596.100/232.300	800	2000				PASQUIER 1982
Courrendlin, Esserteux	595.350/241.750	448	2000	10.5		20.0	CSD 1977
Moutier, gorges	595.750/237.080	530	1300	12.0	355		MFR 1995
Pontenet (puits profond)	585.890/231.615	740	1200	10.4		15.0	SCHINDLER 1979
Soulce, Basolaine	588.690/239.040	655	1200	9.2	328		HOHL 1992
Courfaivre, Chenal+Bâme	586.910/241.555	520	1000	9.6	377		HOHL 1992
Gänsbrunnen, tunnel	602.130/234.770	720	1000 ¹⁾				PASQUIER 1982
Crémines, Etang	600.420/236.290	640	900	8.0	355	18.7	KELLERHALS & HAEFELI 1985
Corcelles, Gore Virat sup.	601.400/238.540	995	850	6.9	371		MFR 1995
Gänsbrunnen, Gänsloch	602.060/234.860	725	650				AWW/SO
Gänsbrunnen, Rüschraben-1	601.750/233.810	830	600	6.3		14.0	HEROLD (en prép.)
Roches, Derrière le Vevay ²⁾	596.180/239.830	525	600				CSD 1972
Choindez, Echofels (puits) ²⁾	595.650/240.640	475	600				CSD 1972
Moutier, la Foule (puits) ²⁾	593.530/235.292	560	600 ³⁾	13.4		20.9	MORNOD et al. 1970
Roches, Ortie-le-Bœuf ²⁾	596.360/239.700	479	600	8.8	342		MFR 1995
Corcelles, Gore Virat inf.	601.390/237.840	735	600	10.0		21.7	PASQUIER 1982, MFR 1995

* Les données sont de qualité variable; il s'agit soit de moyennes soit de valeurs isolées.

1) Estimation pour le Malm à l'extrémité nord du tunnel du Weissenstein; les sources du tunnel (12'000 à 16'000 l/min au total) s'écoulent vers Oberdorf.

2) Estimations sommaires.

3) Débit naturel; 1500 l/min en crue, asséché en étiage. Débit de pompage pour 17 m de rabattement: basses eaux 3000 l/min, hautes eaux 5000 l/min.

ANNEXE

Sondages profonds

Les profils stratigraphiques des deux sondages profonds effectués sur le territoire de la feuille Moutier sont résumés ci-dessous:

«*Les Rosiers*», Pontenêt (SCHINDLER 1974):

0-4 m	humus, argiles à blocs de calcaires surtout jurassiens	Quaternaire
4-9 m	marnes parfois gréseuses	} Tertiaire
9-35 m	conglomérats fins polygéniques	
35-83 m	marnes gris-brun à violacées	
83-151 m	lacune (pas de cuttings)	} Tithonien
151-152 m	alternance de marnes et de calcaires	
152-187 m	calcaires gris fins, plaquetés à la base	
187-188 m	lacune	} Kimméridgien
188-457 m	calcaires souvent fins, compacts, beiges à gris, avec passées oolithiques, parfois taches jaunes à rouilles; entre 302 et 303,6 m: passage d'argiles brun-rouge (remplissage d'un chenal karstique)	
457-476 m	calcaires grossiers plutôt oolithiques, gris-beige, plus clairs dans la moitié inférieure	
476-483 m	calcaires fins avec passages oolithiques	} Oxfordien supérieur

«*La Foule N° 1*», levé par le Bureau L. Mornod en 1965-1966 pour la ville de Moutier:

0-18 m	éboulis, blocs et alluvions	Quaternaire
18-83 m	calcaires fins fissurés, à passées oolithiques; passée marneuse entre 34 et 40 m	Kimméridgien
83-166 m	calcaires surtout oolithiques (Oolithe nuciforme - Oolithe de Ste-Vèrene)	} Oxfordien moyen-supérieur
166-232 m	calcaires grossiers riches en débris d'échinodermes	
232-558 m	alternance de calcaires marneux, calcarénites et calcaires fins	

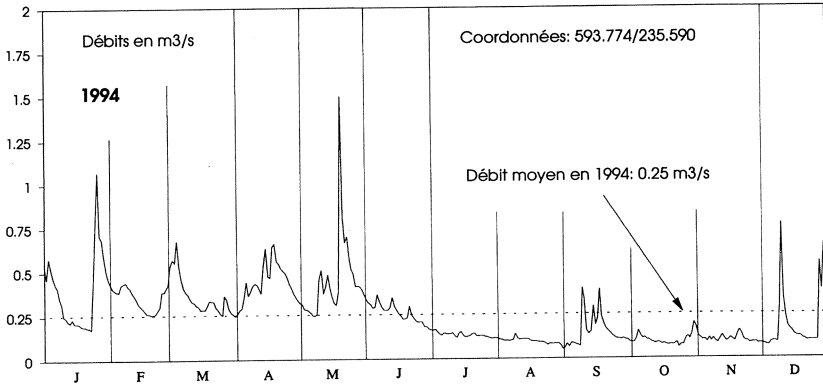


Fig. 4: Débit de la source de la Foule à Moutier (d'après OEHE 1995).
Les coordonnées sont celles de la station de mesure,
située en aval de la source.

captage des sources s'effectue en général au moyen de drains; les captages en galerie sont rares (Derrière-le-Vevay/Roches). Les sondages profonds ont conduit à la réalisation de puits qui permettent le captage de l'eau des aquifères calcaires profonds et artésiens. Ils sont encore peu nombreux (La Foule, Pontenet). Les captages en tunnels (Moutier-Granges, Weissenstein) sont des collecteurs amenant d'importantes quantités d'eau aux portails, dont une partie est utilisée pour l'approvisionnement en eau des communes (Moutier et, hors feuille, Granges et Oberdorf). Les futurs tunnels routiers de la N16, situés entre 0,5 et 1 km à l'est des cluses de Court et Moutier-Choindez, recouperont vraisemblablement d'importants écoulements d'eau souterraine. On s'attend à recueillir plus de 10'000 l/min en cours de travaux dans le tunnel du Graiter et plus de 6'000 l/min dans celui du Raimeux. Le tunnel de Choindez devrait collecter nettement moins d'eau car il se trouve en bonne partie en zone dénoyée.

BIBLIOGRAPHIE

Cette bibliographie rassemble les publications citées dans le texte ainsi que les plus importantes concernant le secteur de la feuille Moutier.

- ANTENEN, F. (1914): Beitrag zur Quartärforschung des Seelandes. – *Eclogae geol. Helv.* 13/2, 184–232.
- ANTENEN, M. A. (1973): Geologie der Montoz-Kette unter besonderer Berücksichtigung des Tertiärs in den angrenzenden Mulden von Péry und Tavannes (Berner Jura). – Diss. Univ. Bern (Selbstverl. Safnern).
- AWW/SO: Quellenkataster. – Amt für Wasserwirtschaft des Kantons Solothurn.
- BARSCH, D. (1965): Ein fossiler Boden im Gehängeschutt bei Saulcy im Berner Jura. – *Regio basil.* 6/2, 141–148.
- (1968): Die geomorphologische Übersichtkarte 1:250 000 der Basler Region. – *Regio basil.* 9/2, 384–402.
- (1969): Studien zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras. – *Basler Beitr. Geogr.* 9.
- BAUMBERGER, E. (1923 a): Die Transgression des Vindobonien in den Tertiärmulden von Moutier und Balsthal. – *Eclogae geol. Helv.* 17/5, 457–466.
- (1923 b): Die Vorkommen im Juragebirge. In: *Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. I. Teil: Bohnerz.* – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 13/1, 3–125.
- (1927): Die stampischen Bildungen der Nordschweiz und ihre Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – *Eclogae geol. Helv.* 20/4, 533–578.
- (1934): Die Molasse des schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. In: *Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 1* (p. 57–75). – Wepf, Basel.
- BAUMBERGER, E. & BUXTORF, A. (1908): Geologisches Gutachten über einige den Bau eines Basis-tunnels Münster-Grenchen betreffende Fragen. – Hediger, Büren a.A.
- BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W. O., GYGI, R. A., HERB, R., MATTER, A., MOHLER, H. P., REMANE, J. & WINKLER, W. (1983): Bericht über die Jubiläums-exkursion «Der Faciesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 125–180.
- BEAUMONT, G. DE, CHAMBRIER, A. DE & WEIDMANN, M. (1984): Présence d'*Euricetodon* (*Rodentia*) dans la Molasse marine du synclinal de Tavannes (Jura bernois). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 77/1 (365), 73–78 (de même: *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne* 273).
- BECK, P. (1934): Das Quartär. In: *Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 1* (p. 26–41). – Wepf, Basel.
- BIRKHÄUSER, M. (1925): Geologie des Kettenjura der Umgebung von Undervelier (Berner Jura). – *Verh. natf. Ges. Basel* 36, 234–297.
- BITTERLI, P. H. (1979): Cyclic Sedimentation in the Upper Bathonian-Callovian of the Swiss Jura Mountains. – *Publ. spéc. Assoc. Sédimentol. franç.* 1, 99–109.
- BITTERLI, P. H. & STRUB, G. (1975): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft ins Balmberg-Gebiet am 19. April 1975. – *Eclogae geol. Helv.* 68/3, 677–682.
- BLÄSI, H. (1980): Die Ablagerungsverhältnisse im «Portlandien» des schweizerischen und französischen Juras. – Diss. Univ. Bern.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1967): Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformcarbonaten und tiefmarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 491–507.
- (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. – *Beitr. geol. Karte Schweiz. [N.F.]* 140.
- BOREL, P. (1948): Le fer dans le Jura bernois. Résultat des recherches faites de 1938 à 1948 dans le Petit Val principalement, puis dans le Gran-Val. – *Les Intérêts* (Steiner, Delémont).

- BÜCHI, U. P. & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. – Erdöl-Erdgas-Z. 93 (Sonderausg.), 57–69.
- BUGMANN, E. (1961): Beiträge zur Gliederung der risszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. – Mitt. aargau. natf. Ges. 26, 105–119.
- BURGER, A. (1983): Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura. – Gaz, Eaux, Eaux usées 63/9.
- BURKHALTER, R. M. (1989): Zur Geologie der Grenchenberg-Kette zwischen Obergrenchenberg und Hasenmatt. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1993): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Jura. Sequenzstratigraphie, synsedimentäre Tektonik, Genese von Eisenoolithen und -stromatolithen. – Diss. Univ. Bern (unpubl.).
 - (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. 89/3, 875–934.
- BUXTORF, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. – Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver., Lindau, 29–38.
- (1909): Über den Gebirgsbau des Clos du Doubs und der Vellerat-Kette im Berner Jura. – Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver., Heidelberg, 74–86.
 - (1911): Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordwestschweizerischen Kettenjura, im besondern der Weissensteinkette. – Z. dtsh. geol. Ges. 63/3, 337–371.
 - (1913): Die mutmasslichen geologischen Profile des neuen Hauenstein- und des Grenchenbergtunnels im Schweizer Jura. – Verh. natf. Ges. Basel 24, 228–258.
 - (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – Verh. natf. Ges. Basel 27, 184–254.
 - (1934): Exkursion Nr. 36: Weissensteinkette bei Solothurn. In: Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 8 (p. 552–559). – Wepf, Basel.
 - (1938): Zur Altersfrage der Faltungsphasen im Kettenjura. – Verh. schweiz. natf. Ges., Chur, 157.
- BUXTORF, A. & CHRIST, P. (1936): Blättern 96–99 Laufen–Bretzwil–Erschwil–Mümliswil. – Geol. Atlas Schweiz, Erläut. 3.
- BUXTORF, A., ELBER, R. & SCHLAICH, E. (1934): Exkursion Nr. 35: Court–Moutier–Courrendlin (Gebiet der Birsklusen). In: Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 8 (p. 540–551). – Wepf, Basel.
- BUXTORF, A. & FRÖHLICHER, H. (1933): Zur Frage des Zusammenhangs des subalpinen Unterstamptienmeeres mit dem Rheintalgraben. – Eclogae geol. Helv. 26/2, 208.
- BUXTORF, A. & KOCH, R. (1920): Zur Frage der Pliocänenbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. – Verh. natf. Ges. Basel 31, 113–132.
- BUXTORF, A., KÜNZLI, E. & ROLLIER, L. (1908): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 21.
- BUXTORF, A. & SCHLAICH, E. (1928): Gliederung und Verbreitung des Miocäns in der Mulde von Court (Berner Jura). – Eclogae geol. Helv. 21/2, 342–349.
- BUXTORF, A. & TROESCH, A. (1917): Geologie des Grenchenbergtunnels mit Berücksichtigung der hydrographischen und thermischen Verhältnisse und der Tunnelbeben. – Schlussbericht an das schweizerische Post- und Eisenbahndepartement über den Bau der normalspurigen Hauptlinie Münster–Lengnau (Grenchenbergtunnel 8578 m). Berner-Alpenbahn-Ges. Bern-Lötschberg-Simplon (Bern).
- BUXTORF, A. & VONDERSCHMITT, L. (1937): Rapport géologique sur le glissement dans les gorges de Court (15 juillet 1937). – Baugrundarchiv Basel-Stadt (unpubl.).
- CSD, Colombi Schmutz Dorthé AG (1972): Trinkwasserversorgung, Trinkwasserfassung Echofels II; Unterlagen für das Konzessionsgesuch. – Technischer Bericht an Von Roll AG, Choindez (inédit).

- CSD, Colombi Schmutz Dorthe AG (1977): Etablissement des zones définitives de protection des eaux. – Rapport hydrogéologique à la commune de Courrendlin (inédit).
- DAUWALDER, P. (1995): N16 – Transjurane, Roche St-Jean – Court, Tronçon Moutier Nord – Court: Etude d'impact sur les eaux souterraines. – Office des Ponts et chaussées du canton de Berne, Rapport pour le projet définitif (inédit).
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- DU PASQUIER, L. (1891): Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 1.
- ELBER, R. (1920): Geologie der Raimeux und der Velleratkette im Gebiete der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare (Berner Jura). – *Verh. natf. Ges. Basel* 32, 38–93.
- ENGESSER, B., MATTER, A. & WEIDMANN, M. (1981): Stratigraphie und Säugetierfaunen des mittleren Miozäns von Vermes (Kt. Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 893–952.
- EPPLE, P. (1947): Geologische Beschreibung der Umgebung von Sonceboz im Berner Jura. – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] 4, 29–84.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im Schweizerischen Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 11/1, 5–54.
– (1934): Zur Stratigraphie und Palaeontologie des Callovien und Oxfordien im Weissensteingebiet (Kt. Solothurn). – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 10 (1932–33), 107–144.
- ERNI, A. & KALTERBORN, P. (1948): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. II. Teil. 6. Abschnitt: Ölgeologische Untersuchungen im Molassegebiet südlich Wangen a. d. Aare – Aarburg. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26/2, 1–37.
- ESCHENLOHR, L. (1993): Recherches récentes sur la sidérurgie ancienne dans le Jura (partie francophone de l'ancien Evêché de Bâle). – *Minaria helv.* 13b, 66–69.
- 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, feuille 1. – *Comm. géol. suisse.*
- FAVRE, J. & JEANNET, A. (1934): Le Jura. In: *Guide géologique de la Suisse, fasc. 1* (p. 42–56). – Wepf, Basel.
- FEHLMANN, H. (1947): Der schweizerische Bergbau während des zweiten Weltkrieges. – Bureau für Bergbau, Eidg. Kriegs-Industrie- u. -Arbeits-Amt.
- FISCHER, H. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfrter Jura (SW Basel). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 122.
– (1969a): Geologischer Überblick über den südlichen Oberrheingraben und seine weitere Umgebung. – *Regio basil.* 10/1, 57–84.
– (1969b): Übersichtstabelle zur Geologie der weiteren Umgebung von Basel (mit einigen Bemerkungen). – *Regio basil.* 10/2, 234–238.
- FLEURY, E. (1904): Le fer et le terrain sidérolithique dans le Jura bernois. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 12, 29–33.
– (1905): Une nouvelle poche fossilifère sidérolithique à la «Verrerie de Roche» (Jura bernois). – *Eclogae geol. Helv.* 8/5, 539–540.
– (1909): Le Sidérolithique Suisse. – *Mém. Soc. fribourg. Sci. nat., Géol. Géogr.* 6.
– (1910a): Tertiaire du vallon de Soultce. – *Eclogae geol. Helv.* 11/3, 275–278.
– (1910b): Quelques faits nouveaux concernant le Tertiaire du vallon de Soultce (Jura bernois). – *Actes Soc. helv. Sci. nat.* 93/1, 220–221.
- FORKERT, E. (1933): Geologische Beschreibung des Kartengebietes Tramelan im Berner Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 26/1, 1–41.
- FREI, R. (1912): Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 41/2.
- GAUDANT, J. (1979): Contribution à l'étude des Vertébrés oligocènes de Soultce (Canton du Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 871–895.

- GILLIÉRON, V. (1887): Sur le calcaire d'eau douce de Moutier attribué au Purbeckien. – Verh. natf. Ges. Basel 8, 486–508.
- GLAUSER, A. (1936): Geologische Beschreibung des Kartengebietes von Blatt Montfaucon im Berner Jura. – Verh. natf. Ges. Basel 47, 67–124.
- GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). – Diss. Univ. Basel.
- GREPPIN, E. (1900): Über den Parallelismus der Malmschichten im Jura gebirge. – Verh. natf. Ges. Basel 12/3, 402–411.
- GREPPIN, J. B. (1855): Notes géologiques sur les terrains modernes, quaternaires et tertiaires du Jura bernois. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 14.
- (1858): Tertiaire du Jura bernois. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) (2) 3, 136–137.
 - (1867): Essai géologique sur le Jura suisse. – Helg & Boéchat, Delémont.
 - (1870): Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents. – Matér. Carte géol. Suisse 8.
 - (1876): Observations géologiques, historiques et critiques sur les travaux des Chemins de fer jurassiens. – Bâle.
- GRESSLY, A. (1836): Geognostische Bemerkungen über den Jura der nordwestlichen Schweiz, besonders des Kantons Solothurn und der Grenz-Partie'n der Kantone Bern, Aargau und Basel. – N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. Petrefaktenkd., 659–675.
- (1837): Observations géologiques sur les terrains des chaînes jurassiques du canton de Soleure, et des contrées limitrophes. – Actes Soc. helv. Sci. nat., Soleure, 1836, 126–132.
 - (1838–1841): Observations géologiques sur le Jura soleurois. – Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 2 (1838), 4 (1840) et 5 (1841).
- GROSJEAN, E. (1852): Sur un bloc granitique au revers du Montoz sur Sorvilier à l'altitude d'environ 3800 pieds. – Coup d'œil Trav. Soc. jurass. Emul. (Porrentruy).
- GRÜTTER, O. (1955): Bericht über die praktisch-geologische und technologische Exkursion im Jura gebiet. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 35/2, 500–504.
- GÜRLER, B. (1977): Zur Geologie der Klus von Court und ihrer näheren Umgebung. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (Oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 136.
- (1982): Sedimentation und Facies des Späten Jura im zentralen Jura gebirge. – Jber. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 64, 17–28.
 - (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Amoniten. – Eclogae geol. Helv. 88/1, 1–58.
- GYGI, R., BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Aargauer, Solothurner und Berner Jura vom 3., 4. und 5. Oktober 1966. – Eclogae geol. Helv. 59/2, 967–976.
- GYGI, R. A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – Eclogae geol. Helv. 79/2, 385–454.
- HANTKE, R. (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die riss/würm-interglazialen Bildungen im Linth/Rhein-System und ihre Äquivalente im Aare/Rhone-System. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 104/1, 1–47.
- HAUBER, L. (1982): Querschnitt durch das Jura gebirge zwischen Biel und Ajoie (Exkursion C am 15. und 16. April 1982). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 64, 39–46.
- HECKENDORN, W. (1974): Zur Tektonik der Vellerat-Antiklinale (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 147.
- HEIM, ALB. (1919): Geologie der Schweiz. Bd. 1: Molasseland und Jura gebirge. – Tauchnitz, Leipzig.

- HEROLD, T. (en prép.): Karsthydrogeologische Untersuchungen des tektonisch stark beanspruchten Teils des Solothurner Jura. – Diss. ETH Zürich.
- HESS, W. (1907): Lommiswil. In: LETSCH, E. (Ed.): Die schweizerischen Tonlager, I. Geologischer Teil (p. 289–290). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 4.
- HETTNER, A. (1912): Aus dem Schweizer Jura. – Geogr. Z. 18, 515–521.
- HOFMANN, F. (1969): Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 279–284.
- (1977): Quarzsande. In: Mineralische Rohstoffe in der Schweiz. – Schweiz. Arbeitsgem. f. Steine u. Erden.
- HOHL, A. (1992): Etude hydrogéologique de la région de Courfaivre (JU): détermination du bassin versant de la source communale du Chenal. – Diplôme Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inédit).
- HÖLDER, H. (1960): Geologie und Paläontologie in Texten und ihrer Geschichte. – K. Alber Verlag Freiburg/München.
- HOTTINGER, L. (1967): Die Erdgeschichte in der Umgebung von Basel. – Veröff. nathist. Mus. Basel 6.
- JACCARD, A. (1892): Contributon à l'étude du terrain erratique dans le Jura. – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchât. 20, 124–145.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – Eclogae geol. Helv. 55/2, 285–294.
- (1967): Die hydrogeologische Karte der Schweiz, 1:500 000. – Eclogae geol. Helv. 60/2, Tafel I.
- (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit. In: Atlas der Schweiz (Taf. 6). – Eidg. Landestopographie, Wabern.
- JARANOFF, D. (1935): Zur Morphologie des Schweizer Jura. – Z. Geomorph. 9, 136–142.
- JENNY, F. (1897): Das Birsthal. Ein Beitrag zur Kenntnis der Thalbildung im Faltengebirge. – Programmab. Realschule Basel; Birkhäuser, Basel.
- JODOT, P. (1955): Dimensions réduites des Limnées oligocènes du Jura suisse. – C. R. Soc. géol. France II, 213–215.
- JUILLERAT, E. (1907): Relations entre le Malm du Jura central et celui du canton d'Argovie. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) 23, 3–72.
- KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. ETH Zürich Nr. 10152.
- KELLERHALS, P. & HAEFELI, C. (1985): Etude hydrogéologique pour la délimitation d'une zone de protection de la source «Sur l'étang» (nouveau captage communal). – Rapport à la commune de Crémines (inédit).
- KEMMERLING, G. L. L. (1911): Geologische Beschreibung der Ketten von Vellerat und Moutier. – Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- KIRCHGRABER, B. (1960): Gletscherkarte der Würm Eiszeit. In: GURTNER, O.: Sprechende Landschaft, I (p. 36). – E. Frei, Zürich.
- KISSLING, E. (1895): Die Fauna des Mittel-Oligocäns im Berner Jura. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 22.
- KREBS, D. (1983): Geologie der Graiter-Kette im Abschnitt zwischen der Klus von Crémines-Gänsbrunnen und Welchenrohr. – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- LANG, F. (1865): Sur l'origine des cluses dans le Jura. – Actes Soc. helv. Sci. nat., Genève, 81.
- LANG, F., ROLLIER, L. & GREPPIN, E. (1888): Profils géologiques dans la région de Soleure, de Bienne et de Moutier. – Verh. schweiz. natf. Ges., 168 (de même: Eclogae geol. Helv. 1, 288).

- LAUBSCHER, H. P. (1948): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St. Ursanne (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 92.
- (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 221–281.
 - (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 1–22.
 - (1963): Blatt 1085 St-Ursanne. – *Geol. Atlas Schweiz, Erläut.* 40.
 - (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 232–318.
 - (1967a): Geologie und Paläontologie. – *Verh. natf. Ges. Basel* 78/1, 24–34.
 - (1967b): Exkursion Nr. 14: Basel–Delémont–Moutier–Biel. In: *Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 4* (p. 217–237). – Wepf, Basel.
 - (1973): Faltenjura und Rheingraben: zwei Grossstrukturen stossen zusammen. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 55, 145–158.
 - (1977a): Fold development in the Jura. – *Tectonophysics* 27, 337–362.
 - (1977b): An intriguing example of a folded thrust in the Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 97–104.
 - (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras. Daten und Vorstellungen. – *N. Jb. Geol. Paläont. (Abh.)* 160/3, 289–320.
 - (1981): The 3D propagation of décollement in the Jura. In: MCCLAY, K. R. & PRICE, N. J. (Ed.): *Thrust and Nappe Tectonics* (p. 311–318). – *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*
 - (1983): Überschiebungen im Jura. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 65, 181–189.
- LAUBSCHER, H. P. & PFIRTER, U. (1984): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den östlichen Faltenjura vom 15. bis 17. Oktober 1983. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 205–219.
- LEDERMANN, H. (1978): Blatt 1127 Solothurn. – *Geol. Atlas Schweiz, Erläut.* 72.
- (1981): Geologischer Wanderweg Weissenstein. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 30.
- LINIGER, H. (1925): Geologie der Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 55/4.
- (1952): Beitrag zum Klusenproblem. – *Leben u. Umwelt* 8.
 - (1953): Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebirges. – *Geographica helv.* 8/4, 289–303.
 - (1954): Neues von der Geologie der Birsklusen. – *National-Ztg.* 80, Basel.
 - (1964): Über das Klusenproblem des Juragebirges. – *Schweizer Schule* 50/3, 97–101.
 - (1966): Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. – *Regio basil.* 7/2, 158–177.
 - (1967): Pliozän und Tektonik des Juragebirges. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 407–490.
- LINIGER, H. & KELLER, W. T. (1930): Blätter 92–95 Movelier–Soyhières–Delémont–Courrendlin. – *Geol. Atlas Schweiz, Erläut.* 1.
- LUDER, W. (1911): Vom Bau der Weissensteinbahn. – *Schweiz. Bauztg.* 58, 1–11.
- LUGEON, M. (1907): Münster (Moutier). In: LETSCH, E. (Ed.): *Die schweizerischen Tonlager, I. Geologischer Teil* (p. 146–148). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
- LUSSER, C. M. (1980): Sedimentologie und Palaeogeographie des unteren Doggers im zentralen und nördlichen Jura. – *Diss. Univ. Basel.*
- MACHACEK, F. (1903): Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Schweizer und des französischen Jura. – *Mitt. natf. Ges. Bern* (1902), 9–17.
- (1905): *Der Schweizer Jura. Versuch einer geomorphologischen Monographie.* – *Peterm. geogr. Mitt. (Gotha), Ergänz.* 150.
- MARTEL, E. A. (1914): Les veines d'eau du tunnel du Grenchenberg (Suisse). – *La Nature (Paris)* 2137, 385–387.
- MARTIN, R. (1906): Die untere Süsswassermolasse in der Umgebung von Aarwangen. – *Eclogae geol. Helv.* 9/1, 77–117.
- MATHEY, B. (1976): Quelques éléments de l'hydrogéologie du canton de Neuchâtel. In: GIGON, R.: *Inventaire spéléologique de la Suisse, I. canton de Neuchâtel.* – *Comm. Spéléol. SHSN.*

- MEYER, C. A. (1990): Sauropod tracks from the Upper Jurassic Reuchenette Formation (Kimmeridgian; Lommiswil, Kt. Solothurn) of northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 83/2, 389–397.
- (1993): A sauropod dinosaur megatracksite from the Late Jurassic of Northern Switzerland. – *Ichnos* 3, 29–38.
 - (1994a): Depositional environment and paleoecology of the Solothurn Turtle Limestone. – *Géobios, Mém. spéc.* 16, 227–236.
 - (1994b): A new sauropods printsite from the Upper Jurassic of Northern Switzerland («Kimmeridgian»; Montbautier, Kt. Bern) by Ph. Mouchet – A reply. – *Rev. Paléobiol.* 13/2, 427–428.
- MEYER, C. A. & HAUSER, M. (1994): New theropod and sauropod tracksites from the Upper Jurassic megatracksite of Northern Switzerland. In: LOCKLEY, M. G., DOS SANTOS, V. F. & MEYER, C. A. (Ed.): Aspects of sauropod palaeobiology. – *GAIA Spec. Vol.* 10, 49–56.
- MEYER, K. (1966): Amanz Gressly, ein Solothurner Geologe (1814–1865). – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 22.
- MFR Géologie-Géotechnique (1994): N16/Section 8: Pré-Chevalier à Roche St-Jean: Impact sur les eaux souterraines. – Office des eaux et de la protection de la nature et Service des ponts et chaussées du canton du Jura, Rapport pour le projet définitif (inédit).
- (1995): N16 – Transjurane, Roche St-Jean – Court, Tronçon Tunnel du Raimeux: Etude d'impact sur les eaux souterraines. – Office des ponts et chaussées du canton de Berne, Rapport pour le projet définitif (inédit).
- MOLLET, H. (1925): Bau und Gliederung des Solothurnerjura. – *Schweiz. Lehrertztg.* 70/26, 235–238 und 70/28, 261–262.
- MONBARON, M. (1974): Aspects de la géologie jurassienne. – *Cah. Pro Jura (Moutier)* 3.
- (1975): Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- MORNOD, L. (1968): Rapport hydrogéologique sur la construction d'un puits profond à grand diamètre dans le calcaire jurassien, à la Foule, près de Moutier (19.10.1968). – *Serv. tech. Ville Moutier* (inédit.).
- (1982): Rapport final sur la construction d'un puits d'exploitation à grande profondeur des eaux captives du Malm. – Rapport au Syndicat des eaux potables du Centre de la Vallée de Tavannes (SECTA) – Bévillard (inédit).
- MORNOD, L., BERTRAND, J. & BARRAUD, J.-P. (1970): Construction du premier puits profond à grand diamètre dans le karst jurassien à Moutier. – *Gaz, Eaux, Eaux usées* 10, 3–11.
- MOUCHET, P. (1995): Le Kimméridgien du Jura central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- MÜHLBERG, F. (1903): Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beilbd.* 17, 464–485.
- NABHOLZ, W. (1956): Untersuchungen über Faltung und Klüftung in nordschweizerischen Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 373–406.
- NIGGLI, P. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Geographisch-geologischer Teil. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 5.
- NUSSBAUM, F. (1951): Zur Kenntnis der Eiszeitbildungen der Umgebung von Solothurn. – *Mitt. natf. Ges. Solothurn* 16, 1–44.
- OEHE (1993): Carte de la protection des eaux du canton de Berne, feuille 1106 Moutier. – Office de l'économie hydraulique et énergétique du canton de Berne.
- (1995): Annuaire hydrographique du canton de Berne 1994. – Office de l'économie hydraulique et énergétique & Office de la protection des eaux et de la gestion des déchets du canton de Berne.
- OERTEL, W. (1913): Stratigraphie und Tektonik der Gegend von St. Brais und Saulcy im Schweizer Jura. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beilbd.* 36, 42–81.

- PASQUIER, F. (1982): Inventaire des sources les plus importantes du Jura nord-ouest (entre Granges, Olten, Liestal et Delémont). – Bull. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel 4.
- PENCK, A. (1888): Die Bildung der Durchbruchtäler. – Ver. Verbreit. natw. Kennt. (Wien).
- PERRONNE, A. (1955): Vestiges des périodes glaciaires dans le Jura. – Recueil d'études et de travaux scientifiques de la Soc. jurass. Emul. (Porrentruy).
- PFIRTER, U. (1982): Zur Lithostratigraphie und Tektonik der Raimeux-Antiklinale (Kt. Bern, Kt. Jura). – Diss. Univ. Basel (unpubl.).
- PFIRTER, U. & HAUBER, L. (1991): Carte hydrogéologique de la Suisse 1:100 000, feuille N° 4 Biel/Bienne. – Comm. Géotech. Suisse.
- PITTET, B. (1994): Modèle d'estimation de la subsidence et des variations du niveau marin: Un exemple de l'Oxfordien du Jura suisse. – *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 513–543.
- QUIQUEREZ, A. (1856): Notice historique et statistique sur les mines, les forêts et les forges de l'ancien Evêché de Bâle. – Arch. Soc. jurass. Emul. (Porrentruy).
- (1866): De l'âge du fer. Recherches sur les anciennes forges du Jura bernois. – Soc. jurass. Emul. (Porrentruy, réédit. 1992).
 - (1871): Notice sur les forges primitives dans le Jura bernois. – *Mitth. antiquar. Ges. Zürich* 17/4, 71–88.
 - (1873a): Minières primitives du Jura bernois. – *Anz. schweiz. Alterthumskd. Zürich* 2, 407–410.
 - (1873b): Eisenindustrie und Erzgruben im Berner Jura. – *Alpenpost (Glarus)* 4, 12.
- REICHENBACHER, B., BERGER, J.-P. & WEIDMANN, M. (1996): Charophytes et otolithes de la Molasse d'eau douce inférieure oligocène de Moutier (Jura suisse). – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]*, 202/1, 63–93.
- ROHR, P. (1979): Geologische Beschreibung der Klus von Gännsbrunnen. – *Lizentiatsarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- ROLLIER, L. (1888a): Etude stratigraphique sur le Jura bernois. Les faciès du Malm jurassien. – *Eclogae geol. Helv.* 1/1, 3–88.
- (1888b): Excursion de la Société géologique suisse au Weissenstein et dans le Jura bernois du 8 au 11 août 1888. – *Eclogae geol. Helv.* 1/3, 263–290.
 - (1892): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie méridionale). Dix coupes du Tertiaire jurassien. – *Eclogae geol. Helv.* 3/1, 43–84.
 - (1893a): Structure et histoire géologiques de la partie du Jura central comprise entre le Doubs (Chaux-de-Fond), le Val de Delémont, le Lac de Neuchâtel et le Weissenstein. – *Matér. Carte géol. Suisse* 8/1.
 - (1893b): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale). – *Eclogae geol. Helv.* 4/1, 1–26.
 - (1897): Zur Kenntnis der tertiären Süßwasserkalke. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. I.*
 - (1898): Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la Carte géologique de la Suisse au 1:100 000. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 8.
 - (1903): Le plissement de la chaîne du Jura. – *Ann. Géogr.* 12/66, 403–410.
 - (1907a): Court. In: LETSCH, E. (Ed.): Die schweizerischen Tonalager, I. Geologischer Teil (p. 108–109). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
 - (1907b): Münster (Moutier). In: LETSCH, E. (Ed.): Die schweizerischen Tonalager, I. Geologischer Teil (p. 148). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
 - (1907c): Souboz. In: LETSCH, E. (Ed.): Die schweizerischen Tonalager, I. Geologischer Teil (p. 167). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
 - (1910): Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la Carte géologique de la Suisse au 1:100'000. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 25.
 - (1911–1913): Amanz Gressly's Briefe. Lettres d'Amand Gressly, le géologue jurassien (1814–1865). – *Actes Soc. jurass. Emul. (Porrentruy)* 16–18.

- ROLLIER, L. (1912): Nouvelles études sur les Terrains tertiaires et quaternaires du Haut-Jura. - Actes Soc. jurass. Emul. (Porrentruy) (2) 17 (1909-1912), 85-129.
- ROTHPLETZ, W. (1933): Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura. - Verh. natf. Ges. Basel 43, 12-150.
- SCHINDLER, B. (1973): Données pour l'aménagement en eau potable du canton de Berne. Hydrogéologie de la Vallée de Tavannes (rapport intermédiaire). - Dir. Transp. Energ. Econ. ct. Berne.
- (1974): Données pour l'aménagement en eau potable du canton de Berne. Hydrogéologie de la Vallée de Tavannes (rapport intermédiaire). - Dir. Transp. Energ. Econ. ct. Berne.
 - (1979): Données pour l'aménagement en eau potable du canton de Berne. Hydrogéologie de la Vallée de Tavannes. - Office Econ. hydrol. énerg. ct. Berne.
 - (1981): Délimitation de la zone de protection des captages de l'Envers, Commune bourgeoise de Court. - Rapport hydrogéologique (inédit).
 - (1993): N16, Transjurane, Vallée de Tavannes: surveillance des sources; piézométrie; Roche St-Jean - Moutier: surveillance des sources. Annuaire des mesures 1989-1990-1991-1992. - Rapports à l'Office des ponts et chaussées du canton de Berne (inédit).
- SCHLAICH, E. (1934): Geologische Beschreibung der Gegend von Court im Berner Jura mit besonderer Berücksichtigung der Molassebildungen. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 26/1, 1-41.
- SCHMALZ, M. K. & BAUMGARTNER, R. (1955): Blocs erratiques dans le Jura bernois. - Rev. jurass., 96-107.
- SCHMIDT, C. (1904): Über tertiäre Süsswasserkalke im westlichen Jura. - Cbl. Mineral. Geol. Paläont. 20, 609-622.
- SCHMIDT, C., BUXTORF, A. & PREISWERK, H. (1907): Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen. - Birkhäuser, Basel.
- SCHNEIDER, A. (1960): Über das Oligozän des nördlichen Berner Juras. - Eclogae geol. Helv. 53/2, 668-670.
- SCHOTTERER, U. (1980): Tritium und ^{18}O -Variationen einiger Quellen im Schweizer Jura. - Eclogae geol. Helv. 73/3, 909-913.
- SCHUPPLI, H. M. (1950): Erdölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. - Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 26/3.
- SCHÜRER, W. (1928): Geologische Aufnahme des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzingen und Tavannes. - Diss. Univ. Zürich, Vogt-Schild, Solothurn.
- SCHWARZ, H. (1983): Die Steinbrüche in der Schweiz. - Diss. Univ. Zürich.
- SHGN (1992): Atlas hydrologique de la Suisse. - Serv. hydrol. géol. natl.
- STAEHELIN, P. (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Kanton Solothurn. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 55/1.
- STAMPFLI, H. R. (1986): Amanz Gressly (1814-1865), Lebensbild eines ausserordentlichen Menschen. - Mitt. natf. Ges. Solothurn 32, 7-160.
- STÄUBLE, A. J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovien im zentralen Schweizer Jura. - Eclogae geol. Helv. 52/1, 57-176.
- STEHLIN, H. G. (1903): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. I. Teil. - Abh. schweiz. paläont. Ges. 30.
- (1905): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. II. Teil. - Abh. schweiz. paläont. Ges. 32.
- STRUB, G. (1982): Stratigraphie und Sedimentologie des Hauptrogensteins im nordwestschweizerischen Jura. - Diss. Univ. Basel.
- STUDER, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse. - Jenny, Bern.

- STUMM, F. (1964): Das Tertiär des Basler Tafeljura. Mit besonderer Berücksichtigung der miocänen Ablagerungen. – Verh. natf. Ges. Basel 75/2, 153–218.
- SUTER, M. (1978): Geologische Interpretation eines reflexions-seismischen W-E-Profiles durch das Delsberger Becken (Faltenjura). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 267–275.
- THALMANN, H. K. (1966): Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura. – Mitt. natf. Ges. Solothurn 22, 1–126.
- Urbaplan (1989a): N16, Transjurane, Vallée de Tavannes. Etude d'impact, projet général. – Office des ponts et chaussées du canton de Berne.
- (1989b): N16, Transjurane, contournement de Moutier. Etude d'impact, projet général. – Office des ponts et chaussées du canton de Berne.
- VOGEL, H. (1934): Geologie des Graier und des Grenchenberges im Jura Gebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 26/2, 43–72.
- VOSSELER, P. (1947): Einführung in die Geologie der Umgebung von Basel in 12 Exkursionen. – Helbing & Lichtenhahn, Basel.
- WAIBEL, A. (1925): Geologie der Umgebung von Erschwil (Gebiet der Hohen Winde). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 55/2.
- WAIBEL, A. & BURRI, F. (1961): Lexique stratigraphique international, vol. 1: Europe, fasc. 7: Suisse, 7a: Jura et Fossé du Rhin. – Cent. natl. Rech. sci. (C.N.R.S.), Paris.
- WEGMANN, E. (1962–1963): L'exposé original de la notion de faciès par A. Gressly. – Sci. de la Terre (Nancy) 9/1, 83–119.
- WEILER, W. (1957): Die Raurachische Meeresstrasse des Mittleren Oligocäns. – Aus der Heimat (Stuttgart) 65/3–4, 41–44.
- WIEDENMAYER, C. (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a.A. (Abschnitte der Weissenstein- und Farisberg-Graierkette). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 48/3.
- WOHNICH, H. M. (1967): Kleintektonische Bruch- und Fliess-Deformationen im Faltenjura. – Diss. Univ. Basel (unpubl.).
- ZIEGLER, M. A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C) 82.
- ZIEGLER, P. A. (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura). S.A. Blatt 118, Gebiet nördlich der Suze. Und: Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 102.
- ZIMMERMANN, H. W. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. – Mitt. natf. Ges. Solothurn 21, 1–143.

CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES

(avec topographie)

Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000

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

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

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

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

- N° 1 Movelier-Soyhières-Delémont-Courrendlin (AS 92-95), par W.T. KELLER & H. LINIGER, 1930.
- N° 3 Laufen-Bretzwil-Erschwil-Mümliswil (AS 96-99), par R. KOCH, E. LEHNER, A. WABEL et M. MÜHLBERG, 1936.
- N° 40 St-Ursanne (CN 1085), par P. DIEBOLD, H. P. LAUBSCHER, A. SCHNEIDER et R. TSCHOPP, 1963.
- N° 72 Solothurn (CN 1127), par H. LEDERMANN, 1977.

Cartes géologiques spéciales

- N° 23 Carte tectonique des environs de Moutier (Jura bernois), 1:25 000, par L. ROLLIER, 1900.
- N° 24 Carte tectonique des environs de Bellay (Jura bernois), 1:25 000, par L. ROLLIER, 1901.
- N° 32 Carte tectonique d'Envelier et du Weissenstein, 1:25 000, par L. ROLLIER, 1904.
- N° 33 Carte tectonique des environs de Delémont (Delsberg), 1:25 000, par L. ROLLIER, 1904.
- N° 46 Geologische Karte des Weissensteintunnelgebietes, 1:25 000, par A. BUXTORF, 1907.
- N° 47 Carte géotectonique de la région du Tunnel du Weissenstein, 1:25 000, par L. ROLLIER, 1907.

Carte géologique de la France à 1:50 000

N° 476 Ferrette (2^e édition), par M. RUHLAND, J. G. BLANALT & M. BÔMONT, 1973.

Carte hydrogéologique de la Suisse 1:100 000

N° 4 Biel/Bienne, par U. PFIRTER & L. HAUBER, 1991.

Autres cartes (depuis 1900)

- BARSCH, D. (1969): Geomorphologische Karte des zentralen Berner Juras, 1:25 000. In: Studien zur Geomorphogenese des zentralen Berner Juras. - Basler Beitr. Geogr. 9.
- (1973): Faltenjura im Raume der Klusen von Undervelier und le Pichoux, 1:25 000. In: Atlas der Schweiz, Taf. 9: Geomorphologie II. Landschaftsbeispiele. - Eidg. Landestopogr., Wabern-Bern.
- BAUMBERGER, E. (1923): Geologische Karte des Dünnerntales und der Umgebung von Corcelles mit besonderer Berücksichtigung der ehemaligen Bohnerz-Ausbeutungen, 1:25 000. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. I. Teil: Bohnerz. I. Die Vorkommen im Jura gebirge. - Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/1, Taf. III.
- LINIGER, H. (1923): Geologische Übersichtskarte des Delsbergerbeckens. Mit besonderer Berücksichtigung der Erzausbeutungen, 1:50 000. In: BAUMBERGER, E.: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. I. Teil: Bohnerz. I. Die Vorkommen im Jura gebirge. - Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/1, Taf. IV.

- MONBARON, M. (1975): Carte géologique de la cluse du Pichoux, 1:10 000. In: Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- SCHÜRER, W. (1928): Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Tavannes und Dotzigen, 1:25 000. In: Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes. – Diss. Univ. Zürich; Vogt-Schild, Solothurn.

