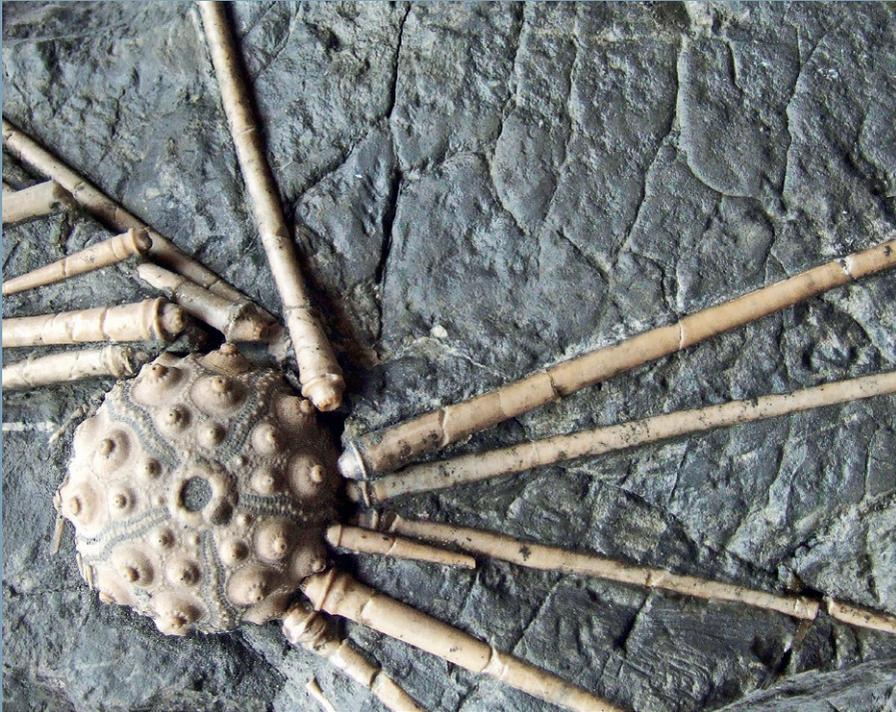


1126 Büren a. A.

Erläuterungen

UELI GRUNER, JÜRIG AUFRANC, MAX ANTENEN
und RENÉ SCHÜRCH

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2013

109

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

1:25 000

1126 Büren a. A.

Erläuterungen

11 Textfiguren, 1 Tabelle und 1 Tafelbeilage

verfasst von

UELI GRUNER, JÜRIG AUFRANC, MAX ANTENEN und RENÉ SCHÜRCH

2013



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

ANTENEN, M., KELLERHALS, P. & TRÖHLER, B. (2004): Blatt 1126 Büren a. A., mit Beiträgen von R. SCHÜRCH. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 109.

Erläuterungen

GRÜNER, U., AUFRANC, J., ANTENEN, M. & SCHÜRCH, R. (2013): Blatt 1126 Büren a. A. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 109.

Titelbilder

Umschlag

Der Obere Virgula-Mergel (gelbe Fuge) an der Basis der Twannbach-Formation (spätes Kimméridgien–Tithonien), unterlagert von der Reuchenette-Formation (Kimméridgien). Steinbruch Arvel bei Péry-Reuchenette (Koord. 2585.795/1226.465, Typlokalität der Reuchenette-Formation). Foto D. Landtwing, 2013.

Erläuterungen

Fossiler Seeigel *Hemicidaris intermedia* (Fleming, 1828) aus der Günsberg-Formation (Oxfordien) des Steinbruchs von Péry-Reuchenette. Durchmesser des Seeigelgehäuses ca. 2,5 cm. Foto H. Zbinden, 2013.

Herausgeber

© 2013, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913
ISBN 3-906723-61-5



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	5
Résumé	6
Riassunto	7
Summary	9
Geologische und geomorphologische Übersicht	11
Stratigraphie	13
Jura	13
Dogger (Mittlerer Jura)	13
Malm (Später Jura)	17
Kreide	28
Tertiär (Paläogen–Neogen)	29
Eozän	29
Oligozän–Miozän	30
Molasse in den Joramulden und am Jurasüdfuss	30
Mittelländische Molasse	32
Quartär	42
Pleistozän	47
Holozän	56
Die ehemaligen Aare- und Zihlläufe	60
Tektonik	62
Faltenjura	62
Molassebecken	73
Mineralische Rohstoffe	76
Hydrogeologie	79
Siedlungsgeschichtliche Elemente	81
Bohrungen	81
Literaturverzeichnis	82
Geologische Karten	88

VORWORT

Das Blatt 109 Büren an der Aare des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 dokumentiert umfassend und detailliert die geologischen Verhältnisse des Gebiets von den ersten Jurahöhen nordwestlich des Aaretals zwischen Biel und Grenchen bis zum Bucheggberg im Südosten.

Der Mittellandanteil des Atlasblattes wurde von Dr. Peter Kellerhals und Dr. Benedikt Tröhler† zusammen mit dem Atlasblatt 76 Lyss im Laufe der 1970er-Jahre geologisch kartiert. Die Kartierung des Juraanteils steuerte Dr. Max Antenen bei; sie wurde in der Folge durch zahlreiche Beobachtungen ergänzt. Während das Blatt Lyss im Jahre 1981 herausgegeben werden konnte, verzögerte sich beim Atlasblatt Büren a. A. die Drucklegung, da in der Zwischenzeit durch die regen Projektierungs- und Bautätigkeiten vor allem im Raum Biel zahlreiche neue künstliche Aufschlüsse entstanden, wodurch der Mittellandteil revidiert werden musste. Im westlichen Abschnitt geschah dies im Jahr 1995 durch Dr. Jan-Willem Menkveld; in den übrigen Gebieten des Mittellandteils nahmen Dr. Ueli Gruner und Dr. Stephan Dall'Agnolo in den Jahren 1998 bis 2001 Ergänzungen vor. 2004 wurde die Karte von der Geologischen Landesaufnahme herausgegeben (Redaktion S. Dall'Agnolo, Kartografie Bruno Reber, swisstopo).

Die Erläuterungen wurden von U. Gruner (Molasse, Quartär, Koordination), dipl. Geol. Jürg Aufranc (Mesozoikum, Tektonik), M. Antenen (Jurageologie) und dipl. Geol. René Schürch (ehemalige Aare- und Zihlläufe) verfasst. Ein erster Entwurf der tektonischen Profile auf Tafel I wurde von J. Aufranc auf der Basis von Profilen von Prof. em. Dr. Hans Peter Laubscher sowie von U. Gruner erstellt. Text wie auch Profiltafeln wurden im Zuge der Redaktion durch Beiträge von Dr. Christian Gnägi (Quartär), Dr. Daniel Kälin (Molasse), Dr. Reto Burkhalter (Mesozoikum) und PD Dr. Peter Jordan (Tektonik, Profilkonstruktion) ergänzt. Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachtete Prof. em. Dr. Christian Schlüchter den Inhalt der Erläuterungen. Redaktionell bearbeitet wurden die Erläuterungen von Dr. Andreas Möri und R. Burkhalter von der Geologischen Landesaufnahme. Die Textfiguren und Profile wurden von Reto Casty und Remo Trüssel grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Renato Howald.

Die Geologische Landesaufnahme dankt den Autoren und allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, ihre Beiträge und für die Weitergabe von Informationen.

Januar 2015

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Büren an der Aare wird geologisch und morphologisch in das Juragebirge im Norden und in das südlich anschliessende Hügelland der mittelländischen Molasse aufgeteilt. Die markanteste Talung im Kartengebiet wird durch die Ebene des heutigen Aaretales (Nidau-Büren-Kanal, Alte Aare, Aare) gebildet, die das Molassehügelland zwischen Aarberg im Südwesten und Solothurn im Nordosten morphologisch unterteilt.

Die aufgeschlossene mesozoische Schichtreihe reicht vom oberen Abschnitt des Hauptrogensteins (Bajocien) in der Chasseral- und Montoz-Antiklinale bis zu den reliktschen Taschenfüllungen mit Maastrichtien-Alter oberhalb von Biel, den jüngsten und am weitesten östlich gelegenen Kreidevorkommen im Schweizer Jura. Das Tertiär (Paläogen–Neogen) ist durch das Siderolithikum (Eozän), das in grossen, ehemals abgebauten Vorkommen oberhalb von Lengnau und in kleinen Aufschlüssen in den Synklinalen auftritt, sowie die Molasse vertreten. In den Jura-mulden sind die mergelige Untere Süsswassermolasse (USM, Rupélien–Chattien) und lokal die sandig-konglomeratische Obere Meeresmolasse (OMM, Burdigalien) erhalten, am Jurasüdfuss nur die USM. Die mittelländische Molasse umfasst Ablagerungen der USM (Zinshölzli-Schichten, Aquitanien) und der OMM (Chnebelburg- und Jenseg-Schichten, Burdigalien). Obere Süsswassermolasse (OSM) ist möglicherweise im Südosten des Kartengebiets vorhanden; eine eindeutige Identifikation ist jedoch nicht möglich.

Das Juragebirge im Kartengebiet gehört zum rheintalischen Jura, der Südfortsetzung des Oberrheingrabens. Dieser Teil des Juras ist durch ursprünglich NNE streichende oligozäne Störungen gekennzeichnet, die auf oft komplexe Weise in die spätmiozäne Jurafaltung einbezogen wurden. Der nordwestliche Drittel des Kartengebiets wird von der See-, der Chasseral- und der Montoz-Antiklinale eingenommen, die ENE streichen. Dort, wo die See-Antiklinale abtaucht, gehen die Chasseral- und die Montoz-Antiklinale durch Faltenablösung in die steil auftauchende Weissenstein-Antiklinale über. Die Ansichten zur Tektonik des betrachteten Gebiets haben sich seit der Drucklegung des Blattes 2004 erheblich geändert. Die aktuellen Ausführungen basieren auf Neuaufnahmen eines der Autoren (J.A.) sowie auf LAUBSCHER (2008).

In der schwach gefalteten mittelländischen Molasse tritt eine Abfolge von Antiklinalen und Synklinalen auf. Die durch Gletschererosion gebildeten heutigen Flusstäler folgen oft nicht den durch die Faltung gebildeten strukturellen Mulden. Als Folge einer Reliefumkehrung verlaufen die Hügelzonen heute vorwiegend längs der Synklinalen der Molasse.

Die Gestalt des Molassehügellandes wurde im Quartär durch die verschiedenen Vorstösse des Walliser Gletschers (Rhonegletscher) geprägt, die unter anderem zur Bildung der Jurasüdfussrinne und des Seeland-Troges führten. Die oberflächlich auftretenden quartären Ablagerungen werden zum grössten Teil der

Letzten Vergletscherung (Birrfeld-Eiszeit) zugeordnet. Eine Ausnahme bilden die «Plateauschotter», die – mindestens in ihrem unteren Teil – wahrscheinlich während der Vorletzten Vergletscherung (Beringen-Eiszeit) oder noch früher abgelagert wurden. Im Jura treten vor allem entlang der See-Antiklinale eiszeitliche Ablagerungen des Walliser Gletschers auf. In der Klus von Rondchâtel staute die Endmoräne einer von Süden her eindringenden Gletscherzunge die Schüss; im entstandenen See wurden mächtige Stillwassersedimente abgelagert. Die erratischen Blöcke nördlich der ersten Jurakette gehen auf ausgedehnte mittelpleistozäne Vergletscherungen zurück. Weitere Zeugen früherer Vergletscherungen wurden nur in Bohrungen festgestellt.

Darüber hinaus geben die Erläuterungen zu Blatt Büren a. A. Auskunft über weitere Themen wie holozäne Bildungen, die alten Läufe von Aare und Zihl vor den Juragewässerkorrekturen, Hydrogeologie sowie mineralische Rohstoffe.

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Büren an der Aare est divisé géologiquement et morphologiquement en deux parties: les montagnes du Jura plissé au nord et les collines du plateau molassique au sud. La plaine où s'écoule l'Aar actuellement (Nidau-Büren-Kanal, Alte Aare, Aare) constitue la vallée la plus marquée dans le périmètre de la carte et subdivise encore morphologiquement les collines molassiques entre Aarberg au sud-ouest et Soleure au nord-est.

Les affleurements mésozoïques s'étendent stratigraphiquement de la partie supérieure du Hauptrogenstein (Bajocien) dans les anticlinaux du Chasseral et du Montoz, jusqu'aux poches à remplissages résiduels d'âge Maastrichtien au-dessus de Bienne, occurrence la plus jeune et la plus orientale du Crétacé du Jura suisse. Le Tertiaire (Paléogène–Néogène) est représenté par le Sidérolithique (Eocène) – avec quelques gisements importants autrefois exploités au-dessus de Lengnau, et de petits affleurements au cœur des synclinaux – et la Molasse. Dans les sillons du Jura la Molasse d'eau douce inférieure marneuse (USM, Rupélien–Chatien) et, localement, la Molasse marine supérieure gréso-conglomératique (OMM, Burdigalien) sont présentes, tandis que seule l'USM se trouve au pied sud du Jura. La Molasse du Plateau comprend des dépôts de l'USM (Couches du Zinshölzli, Aquitanien) et de l'OMM (Couches de la Chnebelburg et du Jensberg, Burdigalien). La Molasse d'eau douce supérieure (OSM) est peut-être présente au sud-est du territoire cartographié, mais son attribution reste incertaine.

Sur le territoire de la feuille Büren a. A. les montagnes du Jura plissé appartiennent au Jura rhénan, prolongation méridionale du fossé du Haut-Rhin. Cette partie du Jura est caractérisée par des accidents tectoniques orientés originellement NNE à l'Oligocène et qui ont été repris, souvent de manière complexe, lors du plissement du Jura au Miocène tardif. Le tiers nord-ouest du territoire de la

carte est occupé par les anticlinaux du Lac, du Chasseral et du Montoz, d'orientation ENE. Là où l'anticlinal du Lac disparaît par plongement axial, les anticlinaux du Chasseral et du Montoz sont relayés par l'abrupte émergence de l'anticlinal du Weissenstein. L'interprétation tectonique de la région considérée a été largement modifiée depuis l'impression de la feuille en 2004. Les descriptions actuelles se basent sur de nouveaux levés d'un des auteurs (J.A.) et sur les travaux de LAUBSCHER (2008).

Le plateau molassique, faiblement plissé, est affecté par une succession d'anticlinaux et de synclinaux. Les cours d'eau actuels s'écoulent dans des vallées creusées par l'érosion glaciaire, qui n'a souvent pas suivi les dépressions structurales liées aux plissements. Suite à une inversion de relief, les zones collinéennes s'alignent aujourd'hui le long des synclinaux de la molasse.

Les collines du plateau molassique ont été façonnées par les diverses avancées du glacier valaisan (glacier rhodanien) au Quaternaire, responsable entre autres de la formation du sillon du pied sud du Jura et de la dépression du Seeland. Les dépôts quaternaires rencontrés en surface sont pour la plupart attribués à la dernière glaciation (Glaciation du Birrfeld). Les «Graviers des Plateaux», probablement déposés – au moins pour leur partie inférieure – pendant l'avant-dernière glaciation (Glaciation de Beringen) ou plus précocement encore, font exception. Dans le Jura, principalement le long de l'anticlinal du Lac, affleurent des dépôts glaciaires du glacier valaisan. Dans la cluse de Rondchâtel, le barrage formé par la moraine frontale d'une langue glaciaire provenant du sud a conduit à la formation d'un lac où s'est accumulée une puissante série de sédiments d'eau calme. Les blocs erratiques au nord de la première chaîne du Jura sont les traces des glaciations étendues du Pléistocène moyen. D'autres témoins de glaciations plus anciennes ne sont attestés que dans des forages.

La notice de la feuille Büren a. A. donne encore des informations sur d'autres thèmes tels que les formations holocènes, les anciens cours de l'Aar et de la Thielle avant la correction des eaux du Jura, l'hydrogéologie et les matières premières minérales.

RIASSUNTO

La regione del foglio Büren an der Aare è divisa geologicamente e morfologicamente nella regione montagnosa del Giura a pieghe, a nord, e nelle adiacenti zone collinari della Molassa dell'Altipiano, a sud. La valle più marcata nell'area della carta è costituita dalla piana dell'attuale valle dell'Aare (Canale di Nidau-Büren, Alte Aare, Aare), la quale separa morfologicamente le colline della Molassa tra Aarberg a sud-est e Soletta a nord-est.

Gli affioramenti mesozoici si estendono stratigraficamente dalla parte superiore dell'Hauptrogenstein (Bajociano), nelle anticlinali del Chasseral e del Montoz, fino alle tasche con riempimenti residui di età maastrichtiana, sopra Bienna, i più

giovani e orientali depositi cretacici del Giura svizzero. Il Terziario (Paleogene-Neogene) è rappresentato dal Siderolitico (Eocene) – che compare in grandi giacimenti un tempo sfruttati sopra Lengnau e in piccoli affioramenti nelle sinclinali – sicché dalla Molassa. Negli avvallamenti del Giura è preservata la Molassa d'acqua dolce inferiore marnosa (USM, Rupeliano-Chatiano) e localmente la Molassa marina superiore sabbioso-conglomeratica (OMM, Burdigaliano), mentre ai piedi del Giura, a sud, si trova unicamente la USM. La Molassa dell'Altipiano comprende i depositi della USM (Strati del Zinshölzli, Aquitaniano) e della OMM (Strati della Chnebelburg e del Jensberg, Burdigaliano). La Molassa d'acqua dolce superiore (OSM) può essere presente nell'area sud-est del foglio, tuttavia non è possibile conferirvi un'attribuzione univoca.

Nella regione del foglio, le montagne del Giura a pieghe appartengono al Giura Renano, il proseguimento meridionale della Fossa Renana. Questa parte del Giura è caratterizzata da faglie originariamente orientate NNE nell'Oligocene e che sono state riprese, in modo spesso complesso durante il piegamento del Giura nel tardo Miocene. Il terzo nord-occidentale del territorio della carta è occupato dalle anticlinali del Chasseral, del Montoz e del Lago (See-Antiklinale), orientate ENE. Laddove l'anticlinale del Lago s'immerge, alle anticlinali del Chasseral e del Montoz subentra la ripida emergenza dell'anticlinale del Weissenstein. Da quando è stato stampato il foglio nel 2004, l'interpretazione tettonica della regione considerata è stata ampiamente modificata. Le descrizioni attuali si basano su nuovi rilievi di uno degli autori (J.A.) e sui lavori di LAUBSCHER (2008).

L'Altipiano molassico, debolmente piegato, mostra una successione di anticlinali e sinclinali: Gli attuali corsi d'acqua scorrono nelle valli scavate dall'erosione glaciale, che spesso non ha seguito le depressioni strutturali legate ai piegamenti. In seguito ad un'inversione del rilievo, le zone collinari sono oggi allineate lungo le sinclinali della molassa.

Nel Quaternario le colline dell'Altipiano molassico sono state modellate da diverse avanzate del ghiacciaio vallesano (ghiacciaio del Rodano), responsabile pure della formazione della fossa ai piedi del Giura e della depressione del Seeland. I depositi quaternari riscontrati in superficie sono in maggioranza attribuiti all'ultima glaciazione (Glaciazione del Birrfeld). Le «Plateauschotter» depositate, almeno nella parte inferiore, probabilmente durante la penultima glaciazione (Glaciazione di Beringen), o prima ancora, costituiscono un'eccezione. Nel Giura, principalmente lungo l'anticlinale del Lago, affiorano i depositi del ghiacciaio vallesano. Nella gola di Rondchâtel, la diga formata dalla morena frontale di una lingua glaciale proveniente da sud, ha portato alla formazione di un lago, in cui si è accumulata una potente serie di sedimenti. I massi erratici a nord della prima catena del Giura sono una traccia delle vaste glaciazioni del Pleistocene medio. Altre testimonianze di glaciazioni più antiche sono riscontrate solo tramite sondaggi.

Le note esplicative del foglio Büren a.A. forniscono informazioni complementari su altri temi quali le formazioni oloceniche, gli antichi corsi dell'Aar e del-

la Thielle prima della correzione delle acque del Giura, l'idrogeologia e le materie prime minerali.

SUMMARY

The region covered by the Büren an der Aare sheet is geologically and morphologically subdivided into the Jura Mountains in the north and the adjoining Molasse to the south, with the characteristic hilly countryside of the Swiss Plateau. The most prominent valley in the map area is formed by the current plain of the Aare Valley (Nidau-Büren canal, Alte Aare and Aare rivers), which morphologically divides the Molasse landscape between Aarberg in the southwest and Solothurn in the northeast.

The exposed Mesozoic sequences extend from the upper portion of the Hauptrogenstein (Bajocian) in the Chasseral and Montoz Anticlines up to the relict pocket fills of Maastrichtian age above Biel. The latter are the youngest and easternmost occurrence of Cretaceous strata in the Swiss Jura. The Tertiary (Paleogene-Neogene) is represented by the Siderolithikum (Eocene residual terrestrial deposits), which is present as large, previously exploited occurrences above Lengnau and in small exposures in the synclines, as well as by the Molasse. The marly Lower Freshwater Molasse (USM, Rupelian-Chatian) and locally the sandy-conglomeratic Upper Marine Molasse (OMM, Burdigalian) are preserved in the Jura troughs, while only the USM is preserved along the southern Jura foothills. The Plateau Molasse comprises sediments of the USM (Zinshölzli-Schichten, Aquitanian) and the OMM (Chnebelburg- and Jensberg-Schichten, Burdigalian). Upper Freshwater Molasse (OSM) is possibly present in the southeastern part of the map area; an explicit identification is however not possible.

The Jura Mountains in the map area are part of the rheintalischer Jura, formerly the southern extension of the Upper Rhine Graben. This part of the Jura is characterised by initially NNE striking Oligocene faults, which were integrated into the Late Miocene age Jura folding in an often complex manner. The north-westerly third of the map area is occupied by the See, Chasseral and Montoz Anticlines, which have an ENE trend. Just north of the eastern end of the See Anticline, the Chasseral and Montoz Anticlines are replaced by the steeply plunging Weissenstein Anticline. Since the printing of this sheet in 2004, the views regarding the tectonics of this region have changed considerably. The current version is based on new field work by one of the authors (J.A.) as well as LAUBSCHER (2008).

A sequence of anticlines and synclines occurs in the weakly folded Plateau Molasse. The current river valleys, the result of glacial erosion, often follow the structural anticlines formed by the folding. Due to relief inversion, the hills nowadays mainly follow the synclines.

The Molasse landscape was shaped in the Quaternary by the various advances of the Valais Glacier (Rhône Glacier) which, amongst other things, lead to the for-

mation of two troughs: the Jurasüdfusssrinne and the Seeland-Trog, The surficial Quaternary deposits can largely be assigned to the last glacial cycle (Birrfeld Glaciation). The «Plateauschotter» deposits are an exception in that they – at least the lower portions – were probably deposited during the penultimate glacial cycle (Beringen Glaciation) or even earlier. In the Jura, glacial deposits of the Valais Glacier occur primarily along the See Anticline. A side arm of the glacier, intruding from the south, deposited moraines in the Klus of Rondchâtel and dammed the Schüss river; thick lacustrine sediments were deposited in the resulting lake. The erratic blocks north of the first Jura chain were deposited during the Middle Pleistocene glaciations. Further evidence of early glaciations has only been found in boreholes.

Furthermore, the map commentary for the Büren a. A. sheet provides information about additional themes such as Holocene formations, the old river courses of the Aare and Zihl before the Jura water correction, hydrogeology as well as mineral deposits.

GEOLOGISCHE UND GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Gebiet von Blatt Büren an der Aare wird geologisch und morphologisch in das Jurafaltengebirge im Norden und in das südlich anschliessende Hügelland der mittelländischen Molasse aufgeteilt. Die markanteste Talung im Gebiet von Blatt Büren a. A. wird durch die breite Ebene des heutigen Aaretales (Nidau-Büren-Kanal, Alte Aare, Aare) gebildet, welche das Molassehügelland von Aarberg im Südwesten bis nach Solothurn im Nordosten morphologisch unterteilt. Die Ebenen der beiden Deltas der Schüss (La Suze) am Jurasüdfuss – der ehemalige Schüsslauf zwischen Bözingen und Pieterlen und der heutige Lauf durch die Stadt Biel bis nach Brügg – stellen weitere, untergeordnete Talungen und Entwässerungssysteme dar.

Die mesozoische Schichtreihe reicht vom oberen Abschnitt des Hauptrogensteins (Bajocien) in der Chasseral- und Montoz-Antiklinale bis zu den reliktschen Taschenfüllungen mit Maastrichtien-Alter oberhalb von Biel. Das Siderolithikum (Eozän) ist in grossen, ehemals abgebauten Vorkommen oberhalb von Lengnau ausgebildet und auch in den Längstälern in kleinen Aufschlüssen vertreten. In der Mulde von Péry sind die mergelige Untere Süsswassermolasse (USM, Rupélien-Chattien, mit einer Schichtlücke im Aquitanien wegen der frühmiozänen Sockelverkürzung) und die sandig-konglomeratische Obere Meeresmolasse (OMM, Burdigalien) erhalten, im Tal von Frinwillier–Vauffelin nur die USM. Die mittelländische Molasse umfasst Ablagerungen der USM (Zinshölzli-Schichten, Aquitanien) und der OMM (Chnebelburg- und Jensberg-Schichten, Burdigalien). Obere Süsswassermolasse (OSM) ist in der mittelländischen Molasse möglicherweise im Gebiet zwischen Längholz und Studen im Südosten des Kartengebiets vorhanden; eine eindeutige Identifikation ist jedoch nicht möglich.

Die See-, Chasseral- und Montoz-Antiklinale im Kartengebiet gehören zum rheintalischen Jura (STEINMANN 1892). Ihr Bau wird im Wesentlichen von oligozänen, NNE streichenden Transversalstörungen, die vom Gebiet des nördlich anschliessenden Nachbarblattes Moutier nach Süden ziehen, bestimmt; an einer solchen findet beim Bürenschwängli die Vereinigung der Chasseral- mit der Montoz-zur Weissenstein-Antiklinale statt. Die See-Antiklinale (Seekette) und mit ihr auch die Molassehügelzone von Biel (ANTENEN 1996) zeigen mit der weit hinaufreichenden Stratigraphie (östlichste Kreidevorkommen des Juragebirges bzw. Erhaltung der höheren OMM [OSM]) eine axiale Depression an.

Die drei Antiklinalen im Gebiet von Blatt Büren a. A. entstanden an der Wende vom Miozän zum Pliozän durch Faltung von nordvergenten Überschiebungen. Dies ist vor allem im Fall der See-Antiklinale bei Frinwillier deutlich zu beobachten; bei der Chasseral-Antiklinale ist dies wahrscheinlich, weil der Südschenkel generell ungestört abtaucht, und beim Montoz ist eine nordvergente Überschiebung durch Bohrungen und Aufschlüsse im Gebiet von Blatt Bellelay belegt. Der

Südschenkel der Montoz-Antiklinale wird ausserdem von einer unverfalteten, späten Überschiebung (Break-through) versetzt.

In der schwach verfalteten mittelländischen Molasse liegen verschiedene Antiklinalen und Synklinalen vor. Die durch Gletschererosion gebildeten heutigen Flusstäler halten sich oft nicht an die durch die Faltung vorgegebenen Mulden. Als Folge einer Reliefumkehrung verlaufen die Hügelzonen heute vorwiegend längs der Synklinalen der Molasse.

Das Gebiet des Molassehügellandes wurde im Quartär unterschiedlich stark überprägt. Die verschiedenen eiszeitlichen Vorstösse des Walliser Gletschers¹⁾ führten unter anderem zur Ausbildung von zwei ausgeprägten Erosionsrinnen, der Jurasüdfussrinne (Neuenburgersee bis Solothurn) und des Seeland-Troges, der vom Murtensee über Aarberg und Lyss ebenfalls nach Solothurn führt. Die an der Oberfläche sichtbaren quartären Ablagerungen werden heute zum grössten Teil der Letzten Vergletscherung (Birrfeld-Eiszeit, GRAF 2009; «Würm») zugeordnet. Eine Ausnahme bilden hier einzig die «Plateauschotter», die – wenigstens in ihrem unteren Teil – wahrscheinlich während der Vorletzten Vergletscherung (Beringen-Eiszeit, GRAF 2009; «Riss» p.p.) oder sogar noch früher abgelagert wurden. Wichtige Zeugen der Birrfeld-Eiszeit sind die weit verbreiteten Grundmoränen, erratische Blöcke, einzelne Drumlins, die als Vorstossschotter gedeuteten Seeland-Schotter sowie wahrscheinlich auch Teile der «Plateauschotter».

Im Jura treten vor allem entlang der See-Antiklinale eiszeitliche Ablagerungen des Walliser Gletschers auf, unter anderem auch in Form von Moränenwällen und zahlreichen Findlingen. In der Klus von Rondchâtel staute die Endmoräne einer von Süden her eindringenden Gletscherzunge die Schüss; im entstandenen See kam es zur Bildung von mächtigen Stillwassersedimenten.

Die erratischen Blöcke nördlich der ersten Jurakette gehen auf ausgedehnte mittelpleistozäne Vergletscherungen zurück. Weitere Zeugen früherer Vergletscherungen sind nur in Bohrungen festgestellt worden. Allerdings fehlen genauere Datierungen, so dass Altersangaben lediglich aufgrund von Vergleichen mit äquivalenten datierten Ablagerungen aus benachbarten Gebieten möglich sind.

Die Aufschlussverhältnisse in der Molasse des Kartengebiets sind eher schlecht. Besser sind die Verhältnisse im Jura, namentlich in den Steinbrüchen von Reuchenette. Dank der intensiven Bautätigkeit steht im Mittelland jedoch eine grosse Zahl von künstlichen, temporären Aufschlüssen zur Verfügung. Umfassende Informationen lieferten insbesondere die hydrogeologischen Untersuchungen, welche das Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern (WEA) im Seeland durchführte (KELLERHALS & TRÖHLER 1976), sowie die zahlreichen Sondierungen für die Nationalstrasse N5 (Umfahrung Biel und Biel – Solothurn).

¹⁾ Rhonegletscher (vgl. SCHLÜCHTER 2009).

STRATIGRAPHIE

Seitens des Stratigraphischen Komitees der Schweiz SKS und der Landesgeologie sind Bestrebungen zur schweizweiten Vereinheitlichung der lithostratigraphischen Gliederung und Nomenklatur im Gange. Dies hat zur Folge, dass die auf dem 2004 erschienenen Blatt Büren a. A. verwendete Gliederung und Nomenklatur teilweise nicht mehr aktuell sind. Bei grösseren Abweichungen wurde in den Überschriften die heute gültige Gliederung und Benennung in eckigen Klammern hinter die in der Kartenlegende verwendeten Namen gesetzt. Für die Beschreibung der Kartiereinheiten wird die aktuelle Nomenklatur – soweit vorhanden – und die heute übliche Schreibweise verwendet.

JURA

Dogger (Mittlerer Jura)

Im Lauf des Mittleren Juras entstand zwischen dem Pariser Becken und dem Schwäbischen Becken die Burgunder Plattform, auf deren südlichem Rand Flachwasserbildungen, vorwiegend Kalkoolithe, in geschützteren Bereichen auch Mikrite oder Mergel, zur Ablagerung kamen. Gegen Ende des Mittleren Juras machte sich, erkennbar an erhöhter Tonführung sowie Quarz- und Eisenhydroxidgehalt der Ablagerungen, terrestrischer Einfluss bemerkbar. Der Dogger¹⁾ ist aus mehreren Shallowing-upward-Zyklen aufgebaut.

i_{1-2a} Oberer Hauptrogenstein Bajocien – Bathonien

Das Dach des unteren Abschnitts des Hauptrogensteins und der Homomyenmergel sind im Graben von Les Essieux nördlich von Péry (Gebiet von Blatt Chaseral) gut aufgeschlossen. Der Homomyenmergel ist ein eisenschüssiger Mergel mit Fossilien von Schlammbewohnern, wie den namengebenden Pholadomyen und *Ostrea acuminata*, einer kleinen, massenhaft auftretenden Auster; zeitlich gehört er in die früheste Parkinsoni-Zone.

¹⁾ Unter dem Begriff Dogger (im Sinn einer lithostratigraphischen Einheit im Rang einer Gruppe) werden diejenigen Formationen zusammengefasst, die (ungefähr) im erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Mittleren Juras abgelagert wurden. Dasselbe gilt sinngemäss für das Begriffspaar Malm/Später Jura (s.S. 17).

Südlich von Les Combattes bildet als ältestes im Kartengebiet selber aufgeschlossenes Element der gut gebankte, oft schräggeschichtete Kalkoolith des oberen Abschnitts des Hauptrogensteins (Grande Oolithe; 55 m) den Gewölbescheitel der Montoz-Antiklinale. Im oberen Teil der Abfolge tritt eine Mergelkalkschicht mit Fossiltrümmern auf, die den Movelier-Schichten entsprechen könnte. Der Oolith des oberen Abschnitts des Hauptrogensteins kann durch einen hellen Mikrit, die Pierre blanche, ersetzt sein. Der Hauptrogenstein schliesst mit einem meist angebohrten, teils rötlich verkrusteten regional verfolgbaren Hartgrund ab, der das Ende eines regressiven Zyklus markiert (s.a. GONZALEZ & WETZEL 1996).

i₂₋₃ Calcaire roux sableux bis Herznach-Schichten [Ifenthal-Formation] Bathonien – Callovien

Die wechselvolle, rostfarbene verwitternde Ifenthal-Formation (BITTERLI 2012; ehemaliger «oberer Dogger», s.a. STÄUBLE 1959) ist unterteilt in das St-Brais-, das Châtillon-, das Saulcy-, das Ängstein-, das Bollement- und das Herznach-Member (BITTERLI 2012, HOSTETTLER 2014). Der Abschnitt vom St-Brais- bis zum Bollement-Member umfasst den Zeitraum vom Mittleren Bathonien bis zum Frühen Callovien und entspricht mit dem «Calcaire-roux-sableux-» und dem «Dallenacrée-Zyklus» (BITTERLI 1977, 1979) zwei weiteren regressiven Zyklen. Das stark kondensierte Herznach-Member entstand nach GYGI (2000b) mit vielen Schichtlücken zwischen Ende des Frühen Calloviens und dem Frühen Oxfordien.

St-Brais-Member

Das St-Brais-Member (HOSTETTLER 2014; Calcaire roux sableux und tieferer Teil der «Macrocephalenkalk», Mächtigkeit 10 m) bildet in der Umgebung von Les Planchettes den Kern des Montoz-Gewölbes; besser aufgeschlossen ist es allerdings wenig weiter westlich bei der Métairie de la Wertberg (Gebiet von Blatt Chasseral). Es handelt sich um unregelmässig geschichteten biodetritischen, nach oben zunehmend oolithischen Kalk mit limonitischen Mergellagen sowie wenigen grossen Zweischalern. Das Dach bildet ein angebohrter Hartgrund. Trotz der Härte des frisch blaugrau brechenden Kalks wittert das St-Brais-Member über dem liegenden Hauptrogenstein zurück.

Châtillon-Member

Das Châtillon-Member (HOSTETTLER 2014, höherer Teil der «Macrocephalenkalk», Mächtigkeit <1 m) besteht aus grauem, gelblich verwitterndem Biomikrit, der mit grauem, teilweise arenitischem Mergel wechsellagert. Er enthält unter anderem Muscheln und Brachiopoden sowie seltener das Zonenfossil *Macrocephalites macrocephalus*. Anlässlich des Baus des Strassentunnels von Rondchâtel wurden gut erhaltene Macrocephaliten in knolligem Mergelkalk gefunden.

Saulcy-Member

Das Saulcy-Member (BITTERLI 2012, HOSTETTLER 2014; Callovien-Ton, Mächtigkeit 10 m) leitet den «Dalle-nacrée-Zyklus» ein und besteht grossenteils aus einem grauen, bis auf feinen Biodetritus (u.a. Coccolithen, BURKHALTER 1989, s.a. HOSTETTLER 2014) sterilen Tonmergel, der gegen oben etwas heller und siltiger wird (HOSTETTLER 2014). Das rutschanfällige Saulcy-Member bildet zwischen dem liegenden St-Brais- und Châtillon-Member und dem hangenden Ängistein-Member eine kleine, ausgeprägte Combe, so bei Les Combattes und westlich von Les Cerisiers.

Ängistein-Member

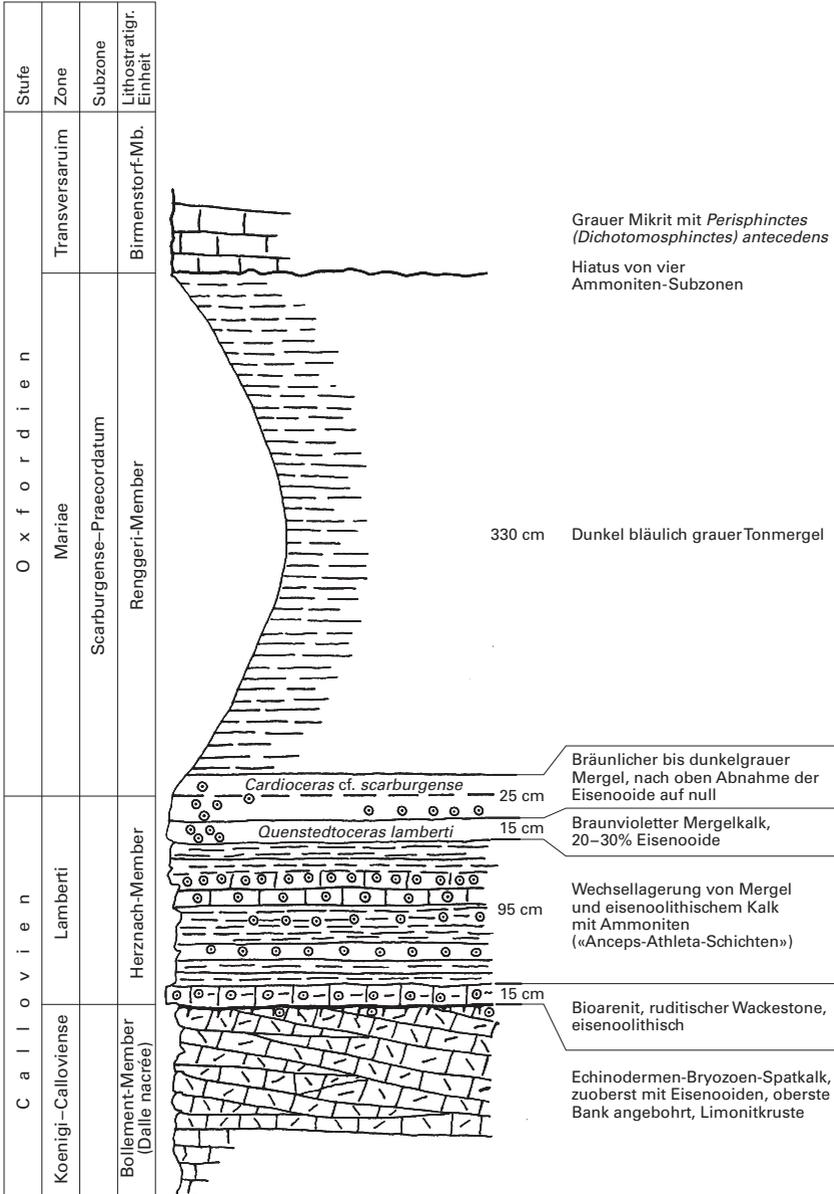
Nach Osten (Grenchenberg) geht das Bollement-Member (s.u.) unter rascher Abnahme der Mächtigkeit (BURKHALTER 1989) in das dunkelblaugrau brechende, gelb- bis rostbraun verwitternde feinarenitische Ängistein-Member über (BITTERLI 2012; unterer Teil der Dalle nacrée bzw. «Äquivalent der Dalle nacrée» sensu BITTERLI 1977, Mächtigkeit 2–7 m), das im westlichen Kartengebiet auch die Basis des Bollement-Members bildet. Der teilweise leicht mergelige Kalkarenit setzt sich vor allem aus feinsten Echinodermen-Skelettelementen, Pellets, einem schwankenden Anteil an benthischen Foraminiferen und detritischem Quarz zusammen.

Bollement-Member

Das Bollement-Member (HOSTETTLER 2014; Dalle nacrée, Mächtigkeit 12 m) ist ein plattiger, mehrheitlich schräggeschichteter, blaugrau brechender Echinodermen-Bryozoen-Spatkalk (Fig. 1; HOSTETTLER 2014) mit rauer, braungrauer bis beiger Oberfläche, der im Gelände häufig in Rippen und kleineren Wänden ansteht, zum Beispiel bei Les Combattes, südwestlich von Les Cerisiers und nördlich von La Chamalle. In der Klus von Rondchâtel ist das Bollement-Member an verschiedenen Orten bei waagrecht Lagerung mit konstanter Mächtigkeit aufgeschlossen. Entstanden ist das Bollement-Member im untiefen Wasser: Seelilienrasen wurden von Strömungen und Wellen zu einem Kalksand zerschlagen; weitere Fossilrümmer stammen von Bryozoen, Zweischalern, Gastropoden sowie Kalkschwämmen. Abgeschlossen wird auch das Bollement-Member von einem angebohrten Hartgrund («Dalle-nacrée-Zyklus»). Vielerorts lieferten die rauen Platten das Material für den Bau von Weidemauern.

Herznach-Member

Nur selten aufgeschlossen ist das Herznach-Member (Fig. 1; BITTERLI 2012, HOSTETTLER 2014; Herznach-Schichten, «Anceps-Athleta-Schichten»). Der hellgraue Eisenoolith von einigen Dezimetern bis maximal 1,5 m Mächtigkeit ist mehrfach aufgearbeitet und weist zahlreiche Schichtlücken auf. Besser erhalten als



in Rondchâtel ist der Eisenoolith nach ANTENEN (1971) in der Montoz-Kette. Ungefähr 0,2 m mausgrauer Eisenoolith waren 1995 südöstlich von Pré aux Auges (Koord. ca. 2570.000/1220.300) oberhalb des Eingangs zur Combe Grède aufgeschlossen.

Malm (Später Jura)

Im Verlauf des Frühen Oxfordiens erfolgt aus den im Nordwesten gelegenen Massiven eine mächtige terrigene Tonschüttung, die im Norden des heutigen Jura-gebirges bis 80 m Mächtigkeit erreicht und gegen den Jurasüdfuss zu auskeilt. Diese Abnahme lässt sich durch eine nordgerichtete Kippbewegung mit Erosion (Kappung) des gehobenen südlichen Teils erklären (BOLLIGER & BURRI 1970, vgl. ALLENBACH 2001). Gemäss diesem Modell ergab die gekippte Scholle unter Annahme der Bildung einer Flexur einen parallel zum späteren Juragebirge streichenden Plattformrand (Fig. 3). Als Motor für die differentielle Subsidenz an reaktivierten paläozoischen Störungen kommt laut ALLENBACH (2001) die Öffnung von Tethys und Nordatlantik zu Beginn des Späten Juras in Frage.

Auf dieser Plattform (raurachische Faziesprovinz, GRESSLY 1838–1841) entstanden im Mittleren und Späten Oxfordien diverse Kalkablagerungen; der Plattformrand lieferte Ooidsand und trug Korallenkolonien sowie kleine Riffe, deren Schutt weit über den flachen, zum vorgelagerten Becken (argovische Faziesprovinz, GRESSLY 1838–1841) überleitenden Abhang verteilt wurde.

Das Becken wurde am Übergang vom Mittleren zum Späten Oxfordien (GYGI 2000a) durch eine zweite terrigene Schüttung (Röschenz-Member der Vellerat-Formation [s.u.], Günsberg-Formation, Effingen-Member) aus dem alten Liefergebiet im Nordwesten relativ rasch aufgefüllt, was die Plattform weit über den heutigen Jurasüdfuss hinaus vorrücken liess, wie verschiedene Tiefbohrungen im Mittelland zeigten.

Die nachfolgend beschriebenen stratigraphischen Verhältnisse sind im synthetischen Faziesprofil auf Figur 2 dargestellt.

i₄ Bärswil-Formation Frühes Oxfordien

Die Bärswil-Formation («Oxford-Mergel», im Norden ca. 30 m, ganz im Süden 0 m) bildet dort, wo sie in signifikanter Mächtigkeit auftritt, meist eine deutliche Combe. In der Klus von Rondchâtel ist die nachfolgend beschriebene Zweitei-

Fig. 1: Stratigraphie des Grenzbereichs Dogger/Malm im Steinbruch La Charuque bei Péry (Aufnahme M. Antenen; nach GYGI 2000a).

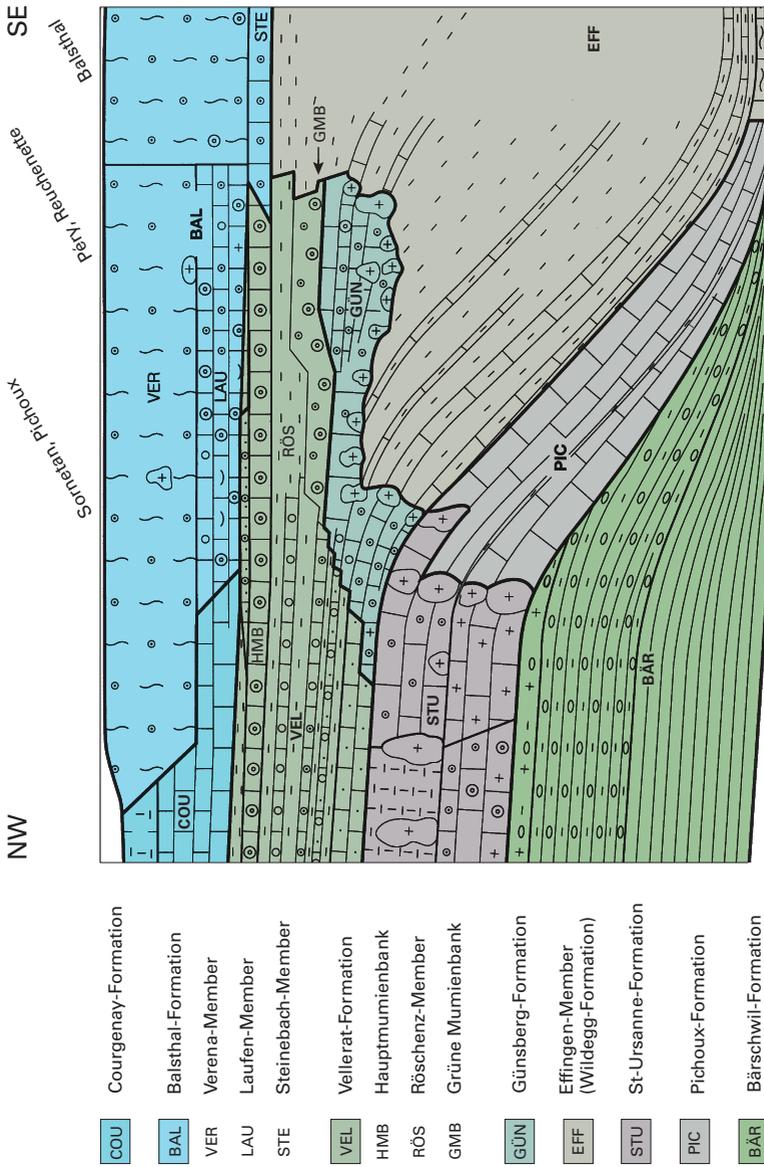


Fig. 2: Synthetisches Faziesprofil durch die Formationen und Members des Oxfordiens im Gebiet von Blatt Büren a. A. (Péry, Reuchenette) und der weiteren Umgebung (aus GyGf 2000a, Fig. 39 bzw. GyGf 2000b, Fig. 1; verändert).

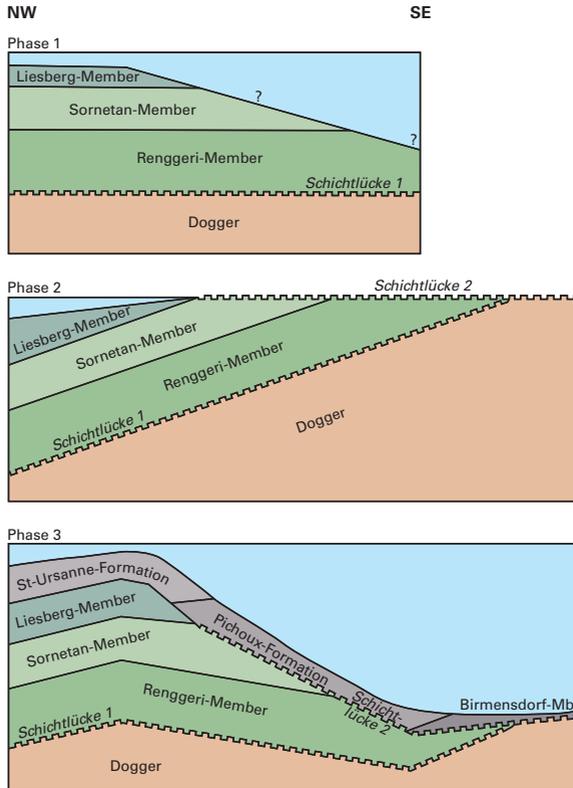


Fig. 3: Mögliche syndesimentäre tektonische Bewegungen im Mittleren Oxfordien (aus BOLLIGER & BURRI 1970, leicht verändert).

lung der Bärschwil-Formation in das Renggeri-Member, unten, und das Sornetan-Member, oben, wie sie für das nördlich und nordwestlich anschliessende Gebiet charakteristisch ist, noch undeutlich entwickelt.

Renggeri-Member

Das Renggeri-Member besteht aus dunkel bläulich grauem, fast sterilem und kaum erkennbar geschichtetem Tonmergel (Fig. 1). In der Chasseral-Antiklinale in der Umgebung von Rondchâtel ist es 0,5 bis 3,3 m mächtig (Strassentunnel bei Rondchâtel, 1962). Am Montoz liegen, da die Mächtigkeit nach Norden hin zunimmt, bereits um die 30 m vor.

Sornetan-Member

In den obersten Lagen der Bärschwil-Formation treten Kalkkonkretionen auf (EPPLÉ 1947); dieser Abschnitt entspricht dem Sornetan-Member (ehem. «Terrain à chailles»). Diese sehr harten ellipsoidischen Kalkkonkretionen, eingebettet in graublauen, leicht quarzhaltigen Tonmergel, trugen die französische Bezeichnung «chailles» zu Unrecht, da diese einen Gehalt an kieseliger Substanz impliziert; die französischen Autoren sprechen denn auch vom «Terrain à sphérites». ANTENEN (1973) erwähnt einen typischen Aufschluss des Sornetan-Members unterhalb Pkt. 1282,8m bei Les Planchettes.

Wildeggen-Formation

Die Basis der Wildeggen-Formation (Birmenstorf-Member) besteht an ihrer aargauischen Typlokalität aus wenigen Metern stark kondensiertem mikritischem Kalk und Mergel mit vielen Kieselschwämmen und einem breiten Spektrum an Ammonitenspezies, entstanden bei Mangersedimentation in einem relativ tiefen Schelfbecken. Das Hangende bildet ohne definierte Untergrenze das Effingen-Member, eine über 200m mächtige, graue Mergelabfolge mit Einschüben von Kalkbankabfolgen, die durch die schnelle Auffüllung des Beckens ab Beginn des Späten Oxfordiens gebildet wurde. Zeitlich umfasst das Birmenstorf-Member die Transversarium-Zone, das Effingen-Member die Bifurcatus- und den basalen Teil der Bimammatum-Zone (GYGI 2000a, b).

i_{5B} *Birmenstorf-Member* Mittleres Oxfordien

Im Gebiet von Blatt Büren a. A. besteht das sowohl in Rondchâtel als auch im Gebiet Montoz ca. 30m mächtige Birmenstorf-Member aus gut gebanktem grauem Mikrit mit wechselnd häufigen Einschaltungen von Mergellagen (Fig. 1). Es enthält nebst wenig feinem Rifdetritus Ammoniten, vor allem Perisphinctiden, sowie – im Gegensatz zur Typlokalität – nur lokal Schwämme und ist weit weniger stark kondensiert als im Aargau, weshalb es eher – vor allem am nordwestlichen Rand des Kartengebiets – der Pichoux-Formation (höherer Plattformabhang) zuzurechnen wäre (vgl. GYGI 2000a, b; s.a. Fig. 2). In den Steinbrüchen Forêt de Châtel und Charuque in Rondchâtel sowie im neuen Steinbruch La Tschärner (westlich anschliessend, im Gebiet von Blatt Chasseral) trägt die oberste Bank einen deutlichen, rötlichen Hartgrund.

i_{5E} *Effingen-Member* Mittleres–Spätes Oxfordien

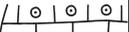
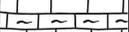
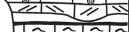
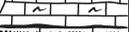
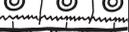
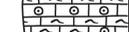
Das in den Steinbrüchen Charuque in Rondchâtel und La Tschärner (Gebiet von Blatt Chasseral) vollständig aufgeschlossene, dort ca. 120m mächtige Effin-

gen-Member besteht aus grauem, braun anwitterndem blättrigem, im trockenen Zustand hartem quarzreichem Mergelkalk und Kalkmergel mit kalkreicheren Einschaltungen. Ammoniten, Brachiopoden und Echinodermerreste sind die hauptsächlichsten, jedoch nicht sehr häufigen Fossilien. Im obersten Bereich dominieren grobdetritische Sturmlagen. Nach oben ist das Effingen-Member scharf begrenzt von den Korallenriffen der hangenden Günsberg-Formation. Am Montoz ist das Effingen-Member kaum aufgeschlossen und eher geringmächtiger als in der Chasseral-Antiklinale. Morphologisch fällt es durch die Bildung weiter Comben (Isoklinaltäler) auf, dies sowohl im Montoz-Nordschenkel (Combe Dos les Creux mit einer langen Dolinenreihe als Entwässerungssystem hin zum liegenden Birmensdorf-Member) als auch im Südschenkel (Rière Prau sowie, durch einen Bruch unterbrochen, La Chamalle – Le Châble).

In den letzten Jahrzehnten ist die abwechslungsreiche Schichtfolge des ehemaligen «Séquanien» (entspricht der heutigen Günsberg-, Vellerat- und Balsthal-Formation) verschiedentlich beschrieben und interpretiert worden (v.a. GYGI 2000a, b). In der Klus von Rondchâtel, dem grössten Jura-Aufschluss im Gebiet von Blatt Büren a.A., treten zwischen dem Effingen-Member und der Balsthal-Formation – abweichend von der Darstellung auf der Karte – die Günsberg-Formation und, belegt durch die Verhältnisse in der westlichen Chasseral-Antiklinale, auch die Vellerat-Formation auf. Die Ablagerungen der beiden letzteren Formationen entstanden in einem geschützten Flachwasserbereich mit mehreren Emersionsniveaus (Araucarienreste aus nahen Landflächen, ALLENBACH & VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT 1997; Kohle), die in den Steinbrüchen der Zementfabrik aufgeschlossen sind.

Das ehemalige «Séquanien» wurde von ZIEGLER (1956) in der weiteren Umgebung der Klus von Rondchâtel eingehend beschrieben. ZIEGLER (1962), GYGI (1969) und BOLLIGER & BURRI (1970) verfolgten die Faziesentwicklung der gesamten Oxfordien-Sedimente. GYGI & PERSOZ (1986) verknüpften mineralstratigraphische mit biostratigraphischen Horizonten, um die Isochronen der Ammoniten führenden Beckensedimente in das Gebiet der Seichtwasserfazies hinein zu verlängern. Ihre wichtige Isochrone C (GYGI & PERSOZ 1986, S.396f.) zeigt dabei, dass das proximale Vorbourg-Member, die Günsberg-Formation und das Effingen-Member dieselbe untere Altersgrenze aufweisen, nämlich die Grenze Transversarium-/Bifurcatus-Zone. GYGI (1995) beschrieb die entsprechenden Leitammoniten. Sequenzstratigraphische und mikrofaziesanalytische Arbeiten finden sich unter anderem bei PITTET (1996), GSPONER (1999), JORDAN (1999), HUG (2003) und SAMANKASSOU et al. (2003).

Das Profil in Figur 4 wurde im Antiklinalscheitel (waagrechte Schichtlagerung) auf der östlichen Seite der Klus von Rondchâtel aufgenommen; vom Dach der Günsberg-Bioherme bis zu jenem der Oolithe rousse wurde eine Mächtigkeit von rund 58 m gemessen. Einzelheiten aus dem Profil, insbesondere die

	Formation	Index	SSE-Teil von Atlasblatt Moutier
	Verena-Mb.		Verena-Oolith
	Laufen-Mb. (ca. 14 m)	Balsthal-Fm.	Humeralis-Kalke
	Oolite-rousse-Mb. (2,45 m)	Vellerat-Fm.	i ₆ (VEL) Steinebach-Schichten
	Dunkler Mikrit (5,1 m)		
	Hauptmumienbank-Mb. (6,75 m)	Balsthal-Fm.	
	Steinebach-Mb. (6,35 m)		
	Röschenz-Mb. s. str. (9,2 m) «Natica-Schichten» auct.)	Vellerat-Fm. (Röschenz-Mb. s. l.)	Obere Günsberg-Schichten
	Grünlicher Kalk und Mergel (11,2 m)		
	Grüne Mumienbank (6,2 m)	Günsberg-Fm.	Untere Günsberg-Schichten inkl. Moutier-Korallenkalke
	Oolith (10,5 m)		
	Korallenkalk (25–30 m)		
	Effingen-Mb.	Wildeggen-Fm.	i _{5E} Effinger Sch.

- | | | | | | |
|---|---------------------|---|----------------------|---|------------------|
|  | Kalk i. Allg. |  | Mergeliger Kalk |  | Korallendetritus |
|  | Korallenkalk |  | Mergel |  | Ooide |
|  | Bioklastischer Kalk |  | Kohle, Pflanzenreste |  | Onkoide |
|  | Schrägschichtung |  | Hartgrund |  | Seeigel |
|  | Sturmlage |  | Stylolithen |  | Gastropoden |

Kohlelagen, sind in der folgenden Beschreibung enthalten. Die Gesamtmächtigkeit von Günsberg-, Vellerat- und Balsthal-Formation im Steinbruch La Charuque beträgt ca. 130 m. Die übrigen Angaben zur Mächtigkeit der Einheiten sind gemittelte Werte der verschiedenen Autoren.

Bemerkung zur Kartenlegende: Nur bei La Bergerie (Koord. 2592.000/1230.000) wurde die Günsberg-Formation (inkl. Röschenz-Member der Vellerat-Formation) auf Blatt Büren a. A. als eigenständige Kartiereinheit (i_{6G}) ausgeschieden. Andernorts sind diese beiden Einheiten als Teil der (erweiterten, s.u.) Balsthal-Formation (i_6) dargestellt. An einigen Orten kann die ungefähre Grenze zwischen der Vellerat- und der Balsthal-Formation anhand der Hauptmumienbank (dunkelblaue Punkte) eruiert werden. Das von Osten her ins Blattgebiet reichende, auskeilende Steinebach-Member (Balsthal-Formation) ergibt eine Verfälschung innerhalb der Einheit i_6 . Die Verhältnisse sind in den Figuren 2 und 4 dargestellt (s.a. GYGI 2000a)

i_{6G} Günsberg-Formation [inkl. Röschenz-Member s.l. der Vellerat-Formation]
Mittleres–Spätes Oxfordien

Am Übergang vom Mittleren zum Späten Oxfordien entstanden auf dem Plattformrand über der Pichoux-Formation (GYGI 2000a; s. Abschnitt Birmenstorf-Member, oben) die flachen, fleckenhaften Korallenriffe (Patch Reefs) der Günsberg-Formation (25–40 m). Der Plattformrand wuchs als schmaler Streifen beckenwärts über die grobkörnigen Sturmlagen des obersten Effingen-Members hinweg. Gegen oben überwiegen wellenresistentere Korallenbauten mit gastropoden- und echinodermenreichen Mergeltaschen (mündl. Mitt. B. Hostettler). Über einem von einer dünnen kohligen Schicht überlagerten Hartgrund (Emersion) folgt ein deutlich schräggeschichtetes Paket von Oosparit (ca. 10–15 m). Die oberste, grobdetritische Schicht (Korallenschutt, Quarz, grosse Gastropoden) trägt auf ihrer welligen Oberfläche ebenfalls eine Kohleschicht.

Röschenz-Member s.l.

Nach einer kurzen Emersionsphase setzt die *Grüne Mumienbank* (ZIEGLER 1956), ein im frischen Bruch olivgrüner Onkomikrit mit bis zu 5 cm grossen, hellen, oft gelappten Algenknollen, den vollmarinen Ablagerungen ein jähes Ende: In den Kalkschlamm einer Lagune (geschützter Bereich) wurden Partikel aus der

Fig. 4: Stratigraphisches Profil von den obersten Schichten des Effingen-Members bis zum Verena-Member der Balsthal-Formation, mit Verzahnung der Vellerat-Formation (VEL) und der Balsthal-Formation (vgl. Fig. 2) sowie Gegenüberstellung der aktuellen mit der älteren lithostratigraphischen Nomenklatur. Aufgenommen im Antiklinalscheitel der Ostflanke der Klus von Rondchâtel.

Umgebung (z.B. Algenknollen aus der Tidenzone, Ooide vom Plattformrand) sowie viel klastisches Material (Lagen mit über 10% Quarz) von der Küste her eingeschwemmt. In der Montoz-Kette lässt sich die Grüne Mumienbank, möglicherweise in mehrere Niveaus aufgelöst, noch weit nach Osten verfolgen; so ist sie, gegen 5 m mächtig, auch 200–500 m westlich der Spitzkehre bei Pkt. 956 m an der Grenchenbergstrasse aufgeschlossen.

Über der Grünen Mumienbank folgt eine rund 10–15 m mächtige, mehr oder weniger oolithisch-biodetritische, nach oben toniger werdende Kalkabfolge mit einer in der Chasseral-Antiklinale häufig grünlichen Matrix. Diese geht nach oben in eine ca. 9 m mächtige Mergelzone (*Röschenz-Member s. str.*, ehemalige «Natica-Schichten») über, die in östlicher Richtung rasch auskeilt.

Die 25–30 m mächtige Abfolge zwischen dem Top des Kalkooliths der Günsberg-Formation und dem Top der «Natica-Schichten» auct. rechnen PFIRTER et al. (1996), PFIRTER (1997) und GYGI (2000a, b, 2012) noch zur Günsberg-Formation, PITTET (1996) und JORDAN (1999) hingegen zu ihren «Couches à Natices». In Anlehnung an die Verhältnisse in der westlichen Chasseral-Antiklinale und den Franches Montagnes ist die Abfolge, einsetzend mit der Grünen Mumienbank, dem Röschenz-Member der Vellerat-Formation zuzuordnen (vgl. GYGI 1995, ALLENBACH 2001).

i₆ **Balsthal-Formation** [inkl. Hauptmumienbank- bis Oolite-rousse-Member der Vellerat-Formation]
Spätes Oxfordien – Frühes Kimméridgien

Steinebach-Member

Bei Reuchenette folgt mit ca. 6 m schräggeschichtetem Oosparit der westliche Ausläufer des Steinebach-Members der basalen Balsthal-Formation. Das Dach des Steinebach-Members enthält eine weitere Diskontinuität in Form eines Hartgrundes (Fig. 4; GYGI 2000a, b).

Hauptmumienbank- bis Oolite-rousse-Member

Das im Gelände stets als Härting hervortretende *Hauptmumienbank-Member* (bzw. Hauptmumienbank; ZIEGLER 1956, GYGI 2000a) ist ein ca. 6 m mächtiger, hellgrau brechender, splittiger Onkomikrit, dessen Onkoide im Vergleich zu denjenigen der Grünen Mumienbank eher kleiner und oval statt gelappt sind. Auffällig sind regelmässig auftretende V-Stylolithen. Sowohl an der Basis als auch wenig unter dem Dach zeigen Kohlelagen weitere Emersionen an. Die Hauptmumienbank ist das proximale Äquivalent des Steinebach-Members und kommt im Gebiet von Blatt Büren a. A. bis in den Südschenkel der auftauchenden Weissenstein-Antiklinale vor.

Über dem Hauptmumienbank-Member folgt fossilärmer dunkler Mikrit (ca. 5 m, JORDAN 1999), der wiederum vom *Oolite-rousse-Member* (ca. 2,5 m; s.a. Fig. 4), einem weiteren typischen Element der Vellerat-Formation, überlagert wird. Dabei handelt es sich um blaugrauen, rötlich verwitternden grobkörnigen Oolith und oolithischen Mergel mit erheblichem Quarzanteil, dessen Onkoide im Dach ZIEGLERS (1956) erster akzessorischer Mumienbank entsprechen.

Laufen-Member

Die Mergelkalkserie über dem *Oolite-rousse-Member* erinnert mit einer korallenschutt- und austernschillreichen Sturmlage im unteren Teil an das weiter nordwestwärts vorkommende *Bure-Member* der Vellerat-Formation (GYGI 2000a, ehemaliger «Humeralis-Mergel»), ist jedoch fossilärmer und kalkiger als jenes und wird deshalb zum *Laufen-Member* der Balsthal-Formation (GYGI 2000a, ehemaliger «Humeralis-Kalk») gezählt. Die Sturmlage schliesst lokal mit einer weiteren akzessorischen Mumienbank (ZIEGLER 1956) ab. Das 14–20 m mächtige *Laufen-Member* ist von gleichmässig geschichteten, teilweise oolithischen und dedolomitierten Mikritbänken geprägt und zeigt dadurch Anklänge an das *La-May-Member* (GYGI 2000a, b) im Kanton Jura.

Verena-Member

Die unauffällige Untergrenze des *Verena-Members* (bzw. *Verena-Oolith*) ist nach HAUSER (1994) in der Klus von Rondchâtel an die Basis des gelblichweissen kreidigen Kalks mit grobem Biodetritus und bis 2 mm grossen, auf Bruchflächen kugelig hervortretenden Ooiden zu legen. Im höheren Teil überwiegt Oosparit. Das *Verena-Member* weist eine grosse Vielfalt an Mikrofaziestypen auf (z.B. HAUSER 1994). Seine Mächtigkeit dürfte ca. 30–40 m betragen (THALMANN 1966: 34 m, ANTENEN 1971: 35 m, GYGI 2000a: ca. 45 m).

Die Obergrenze des oft massigen *Verena-Members* ist dort zu ziehen, wo der erste gebankte, vorwiegend mikritische Kalk der *Reuchenette-Formation* auftritt. THALMANN (1966) beschreibt auch *Cailloux-noirs-Horizonte* von lokaler Bedeutung. Die biostratigraphische Grenze zwischen *Balsthal-* und *Reuchenette-Formation* fällt ungefähr mit dem Ende der *Planula-Zone* zusammen und liegt somit im Frühen Kimméridgien (GYGI 2000a, S. 68, 107f.).

i₇ Reuchenette-Formation Kimméridgien

Die *Reuchenette-Formation* (Typlokalität im Nordschenkel der Chasseral-Antiklinale bei Reuchenette in den stillgelegten Zementsteinbrüchen Arvel und Charuque östlich der Schüss) wurde von THALMANN (1966) definiert. Sie umfasst

dort eine ca. 160 m mächtige Abfolge zwischen dem Dach des massigen oolithischen-arenitischen Verena-Members (Basis des Profils, Koord. 2585.840/1226.240) und jenem der Grenznerineenbank (Koord. 2585.730/1226.470).

Die Reuchenette-Formation besteht grösstenteils aus grobbankigem Kalk, vorwiegend Mikrit; im oberen Teil eingeschaltete Oolithlagen können im Gelände leicht mit dem Verena-Member der Balsthal-Formation verwechselt werden (BURKHALTER 1989, ANTENEN 1995, S. 63ff.).

Den Abschluss der Formation bildet die 1–1,5 m mächtige Grenznerineenbank, ein gelbbrauner Biopelsparit, der typischerweise – aber nicht immer – mit sehr vielen Nerineen durchsetzt ist (Nerineenrudit). Angewittert hat sie ein stark korrodiertes Aussehen; der spätige Bruch und die bräunliche Farbe unterscheiden sie von den stratigraphisch benachbarten Nerineenbänken. Aufschlüsse der Grenznerineenbank sind an den folgenden Orten zu finden:

- An der Grenchenbergstrasse oberhalb des Chäppeliachers (Koord. 2594.750/1228.190).
- Chasseral-Antiklinale, Waldweg südwestlich von Plagne (Koord. ca. 2587.500/1225.100).
- Östlich des Unteren Bürenbergs (Koord. 2593.710/1229.270).
- Zwischen dem Kurhaus Bözingenbergr und La Bergerie (Koord. 2589.150/1225.150).
- Am Weg von Romont nach La Bergerie (Koord. 2590.375/1225.550).
- In der ganzen Tubelochschlucht (ANTENEN 1997); sehr gut aufgeschlossen am Südeingang (Koord. 2586.800/1222.750) und im Steinbruch auf dem Vorberg (Koord. 2586.690/1223.370).

In der See-Antiklinale fehlen markante Mergellagen in der Reuchenette-Formation. Erst weiter nord- und nordwestwärts setzen allmählich zwei in einem ruhigeren Bereich abgelagerte fossilreiche Mergelniveaus ein: das *Banné-Member* sowie – erst nördlich des Clos du Doubs (Blatt St-Ursanne) – der *Untere Virgula-Mergel* mit *Nanogyra* sp. Das fossilreiche Banné-Member tritt gemäss ANTENEN (1995) im Südschenkel der Montoz-Antiklinale (Koord. 2587.000/1228.450) und an der Montagne de Romont (Koord. 2592.100/1227.750) auf. Wichtige Fossilien sind Schlammbewohner wie *Harpagodes oceani* und weitere Gastropoden, Pelecypoden wie *Mytilus jurensis* und *Ceromya excentrica* sowie Brachiopoden und Echinodermen. Häufig treten der Reuchenette-Formation Textulariiden, Lituoliden, Milioliden sowie Dasycladaceen wie *Clypeina jurassica* und *Campbelliella striata* auf; die Hydrozoen *Cladocoropsis mirabilis* kommt je in einer Lage knapp über dem Verena-Member (v.a. auch in der östlichen Chasseral-Antiklinale) sowie im Bereich der Grenznerineenbank vor.

i₈ Twannbach-Formation Spätes Kimméridgien – Tithonien

Die Twannbach-Formation (HAEFELI 1966) ist die Abfolge von vorwiegend dünnbankigem, häufig leicht dolomitischem Kalk zwischen der Grenznerineenbank und der Goldberg-Formation. Die Mächtigkeit beträgt im Raum Biel ca. 110 m

und nimmt gegen Norden und Osten aufgrund der Erosion während der Kreide und des Paläogens rasch ab; im Gebiet Montoz–Grenchenberg beträgt sie noch rund 70 m.

Im Nordschenkel der See-Antiklinale liegt über der Grenznerineenbank im Dach der Reuchenette-Formation ein Austernschalenpflaster, das bis Reuchenette in einen 0,45 m, am Montoz 1,5 m dicken leuchtend gelben Mergel mit reichlich *Nanogyra* sp. übergeht, den *Oberen Virgula-Mergel*. Im Kartengebiet ist er an folgenden Stellen aufgeschlossen:

- Am Fahrweg Péry–La Verrière (Koord. 2587.250/1228.400).
- Am Weg nördlich der Grande Métairie (Koord. 2588.850/1228.450).
- Im ehemaligen Steinbruch Arvel bei Reuchenette (Koord. 2585.750/1226.475).
- Im alten Strassentunnel nördlich von Frinwillier (Koord. 2586.000/1224/350).

Der Obere Virgula-Mergel konnte aufgrund eines Fundes von *Aulacostephanus* (*A.*) *autissiodorensis* (GYGI 1995, S. 50) – entgegen der Angabe in der Kartenlegende – als spätes Kimméridgien datiert werden. Aus diesem Grund wird er von verschiedenen Autoren (z.B. STRASSER 2007, COMMENT et al. 2011) zur Reuchenette-Formation gezählt, während hier die traditionelle Eingliederung in die Twannbach-Formation vorgezogen wird (s.a. PASQUIER et al. 2013).

Die zahlreichen, sich oft wiederholenden Fazies erlauben in der See-Antiklinale kaum eine lithologische Gliederung der Twannbach-Formation, im Gegensatz zum Vallon de St-Imier weiter im Westen (LÜTHI 1954, ZIEGLER 1956). Sie zeigen jedoch eine regressive Entwicklung an: Diese geht von der normalsalinen, kalkigen Basis mit wenigen Mollusken über Stromatolithe (Laminite), Lagen von Cailloux noirs sowie Trockenrissen und Birdseyes bis zum vollständig rekristallisierten zucker körnigen Kalk (Calcaire saccharoïde) und der brackischen «Purbeckien»-Fazies mit Ostrakoden; die Grenze zwischen der Twannbach- und der hangenden Goldberg-Formation ist deshalb fliessend. Ein guter Aufschluss von zucker körnigem Kalk befindet sich bei Koord. 2586.480/1224.050, wo das grünliche, kaum geschichtete Gestein an der Strasse Frinwillier–Vauffelin angeschnitten ist (s.a. Kap. Tektonik).

Die folgenden Fossilien sind charakteristisch für die Twannbach-Formation:

- Ganoidzähne, Mollusken, seltener Brachiopoden, Echinodermenreste; ferner Foraminiferen, v.a. Lituoliden und Milioliden.
- Die Dasycladaceen *Campbelliella striata* und *Clypeina jurassica*.
- «*Natica*» *marcoussana*: Die 0,5 m mächtige Mergelkalkschicht mit diesem Gastropoden wurde vom Pfarrer und Geologen Ischer aus Biel-Mett (1832–1896) in den 1870er-Jahren am Bözinger Vorberg etwa 12 m über dem Oberen Virgula-Mergel entdeckt; die Schicht kommt auch im Tubeloch, bei Frinwillier sowie nördlich von Péry vor.
- *Gravesia* cf. *gigas*, ca. 35 m über der Grenznerineenbank im Tubeloch (Koord. 2586.890/1222.700) gefunden; dazu kommen zwei weitere Gravesien-Funde an der Strasse Sonceboz–Le Jean-Brenin sowie Romont–Lengnau. Diese Funde belegen ein Alter von frühem Tithonien.

KREIDE

Im Gebiet von Blatt Büren a. A. liegen die jüngsten und am weitesten östlich gelegenen Kreideablagerungen des Jura-Gebirges vor. Es handelt sich um zwei muldenartige Vorkommen im Südschenkel der See-Antiklinale oberhalb der Stadt Biel sowie ein kleines beim Lysserbrunnen (Koord. 2585.920/1223.630). Die Kreideablagerungen dehnten sich ursprünglich weiter nord- und ostwärts aus, was u.a. kretazische Echiniden und Blöcke aus «Marbre bâtard» in einer Huppergrube bei Lengnau belegen, bevor sie während einer spätestens ab dem Paläogen bestehenden Festlandphase erodiert wurden.

i₈-c₁ Goldberg-Formation Berriasien

Die rund 10–15 m mächtige mergelige Goldberg-Formation (ehemaliges «Purbeckien», ein Faziesbegriff von der britischen Kanalküste) ist im Gebiet von Blatt Büren a. A. zurzeit nirgends aufgeschlossen. Sie bildet jedoch 100 m westlich der Bieler Altstadt eine deutliche, feuchte Mulde (die so genannte «Purbeck-Combe») zwischen der Twannbach- und der Pierre-Châtel-Formation. Aufschlüsse bestehen erst weiter im Westen, oberhalb des linken Bielerseeufers: Es handelt sich um eine Abfolge von teils rötlichem Mergel und Mergelkalk mit lateral rasch auskeilenden Lagen von Cailloux noirs (Intraklasten mit hohem organischem Gehalt) und authigenem bipyramidalen Quarz. Mit ihrer brackisch-limnischen Fazies repräsentiert die Goldberg-Formation das Ende der seit dem Tithonien bestehenden regressiven Tendenz.

c₁₋₂ «Mergel- und Kalkzone» und Marbre bâtard [Pierre-Châtel-Formation inkl. «Marbre bâtard» neuchâtelois] Berriasien

Die Pierre-Châtel-Formation (vgl. PASQUIER et al. 2013; «Mergel- und Kalkzone» und «Marbre bâtard» neuchâtelois) tritt im Gelände als deutlicher Schichtkopf hervor. Die «Mergel- und Kalkzone» beginnt typischerweise mit einem Basis-konglomerat und geht in die rein kalkige Fazies des eigentlichen «Marbre bâtard» neuchâtelois über, ein gelbbrauner grobbankiger Mikrit mit wechselndem Ooidgehalt. Er ist im Gebiet von Blatt Büren a. A. nur in reduzierter Mächtigkeit erhalten. Mit dem «Marbre bâtard» findet eine Rückkehr von den brackisch-limnischen zu vollmarinen Ablagerungsbedingungen statt. Die Mächtigkeit der «Mergel- und Kalkzone» beträgt ca. 10 m, diejenige des «Marbre bâtard» ca. 30 m.

c₃₋₁₃ Jüngere Kreidesedimente (in Taschen)

Jüngere Sedimente aus der Frühen (Hauterivien) und der Späten Kreide (Cénomanien, Maastrichtien) sind im Gebiet von Blatt Büren a. A. lediglich von ei-

nem heute zugemauerten Aufschluss einer Taschenfüllung am Berghausweg im Falbringen oberhalb von Biel (Koord. 2585.775/1221.930) bekannt (ANTENEN 1971).

TERTIÄR (PALÄOGEN-NEOGEN)

Eozän

e Siderolithikum

Die mesozoischen Sedimente unterlagen während ihrer Erosion einer tiefen Zerrüttung und chemischen Auflösung, was zu Verkarstung führte. Die Produkte dieser Erosion bilden das Siderolithikum; sie liegen als Füllungen von Taschen, Spalten und Rissen im verkarsteten kalkigen Substrat vor. In der Region Biel ist besonders die Twannbach-Formation stark verkarstet. In Erkundungsbohrungen beim Steinbruch Vorberg östlich oberhalb der Tubelochschlucht wurden ebenfalls kleinere Taschen festgestellt.

Im Gebiet von Blatt Büren a. A. können die unten aufgeführten vier Lithologien des Siderolithikums unterschieden werden. Oft treten die Verwitterungsbildungen im gleichen Aufschluss auf.

Boluston

Boluston besteht aus rotem, braunem oder violetterem sandigem Ton von geringem Eisengehalt. Kleinere, mit Boluston gefüllte Taschen liegen vor allem in der oberen Twannbach-Formation vor, so zum Beispiel am Fussweg in der Tubelochschlucht. Bei der Alterssiedlung Schlössli bei Pieterlen (Koord. 2590.950/1224.800) wurde eine 3 m mächtige Schicht aus blutrotem, zähem, kaum geschichtetem Boluston freigelegt. Die von SCHÜRER (1928) und THALMANN (1966) beobachteten Vorkommen sind heute überdeckt und bewachsen.

Bohnerz

Als Bohnerz werden Eisenerzkörner (limonitische PISOIDE wahrscheinlich pedogenen Ursprungs; Durchmesser meist <10 mm, gelegentlich auch bis mehrere cm) bezeichnet, die in rotbraunen, leicht sandigen Ton eingebettet sind. Bohnerz wurde am Bergfuss südwestlich von Vauffelin sowie im Creux des Mines nordwestlich von Plagne ausgebeutet.

Hupper (Huppererde), Glassand

Durch Auswaschung des Tonanteils entstand aus dem fetten Boluston der leicht verfestigte, weisse oder durch geringen Eisengehalt gelb-rötlich verfärbte

Hupper. Bei völliger Auswaschung des Tonanteils blieb reiner Quarzsand übrig (Glassand), der unter anderem im Gebiet des nördlich anschließenden Blattes Moutier abgebaut und zu Glas verarbeitet wurde (PFIRTER 1997).

THALMANN (1966) beschrieb das Siderolithikum von Lengnau ausführlich. Fast alle von ihm genannten Vorkommen sind heute verschüttet. Huppertaschen sind ausserdem auf der Montagne de Romont (Koord. 2590.770/1228.245 und 2590.235/1228.085) zu finden.

Hangschutt mit grossen Blöcken

In der oberen Twannbach-Formation der See-Antiklinale westlich des Tubelochs wurden in mehreren Baugruben an der Reuchenettestrasse, der Pilatusstrasse und der Schützengasse grosse, gegen 3x5 m messende Taschen freigelegt, die bis 0,5 m grosse, eckige Kalkblöcke enthielten. Am Nordausgang des Tubelochs brachte der Bau der Talstrasse 4–5 m grosse Taschen an den Tag, die mit grossen Blöcken aus Material der Twannbach-Formation gefüllt waren. Von Biel bis Lengnau gibt es weitere Taschen dieses Typs. Sie bilden ein charakteristisches Element des vormolassischen Untergrundes.

Oligozän-Miozän

Molasse in den Juramulden und am Jurasüdfuss

Untere Süsswassermolasse (USM)

o₃ «Blättermolasse» (inkl. Delsberger Süsswasserkalk) Rupélien–Chattien

Der Begriff «Blättermolasse» bezeichnet glimmerreichen, zum Teil Pflanzen führenden Sandstein und Mergel, die am Jurasüdfuss und in den nördlicher gelegenen Jurasynklinalen die Basis der Molasse aufbauen. ROLLIER (1893) hat für diese Ablagerungen die heute noch gültige Bezeichnung Molasse alsacienne (Elsässer Molasse) eingeführt. Die Elsässer Molasse lagert im Westen des Gebiets von Blatt Büren a. A. der Twannbach-Formation (evtl. auch der Goldberg-Formation) sowie reliktschen Vorkommen von siderolithischen Bildungen auf. Nördlich und nordöstlich von Grenchen bilden die Twannbach- und die Reuchenette-Formation das Liegende der Elsässer Molasse. Das Verbreitungsgebiet der Elsässer Molasse erstreckt sich vom Jurasüdfuss über die südlichen Jurasynklinalen und die Becken von Delsberg und Laufen bis ins Elsass. Sowohl gegen Westen als auch gegen Osten keilt die Elsässer Molasse gegen den Grabenrand der raurachischen Senke (BAUMBERGER 1927b) aus. Diese Senke, die den nachmaligen Faltenjura quert, verband während des Rupéliens und Chattiens das alpine Vorlandbecken mit dem Oberrheinalgraben (KUHLEMANN et al. 1999).

Am Aufbau der Elsässer Molasse beteiligen sich drei Schüttungen der subalpinen Molasse, die Entlebuch-Schüttung und, im jüngeren Anteil vermehrt, die Thunersee- und die Genfersee-Schüttung. Schwermineralogisch ist die Elsässer Molasse wie folgt charakterisiert: Kennzeichnend ist das Auftreten von Spinell in den tieferen Anteilen. Im unteren Teil der Elsässer Molasse fehlt Epidot fast vollständig, nimmt aber gegen den oberen Teil stark zu. Der Granatgehalt übertrifft anfänglich denjenigen des Epidots, fällt aber in den jüngeren Anteilen der Elsässer Molasse unter jenen des Epidots (vgl. SCHLANKE et al. 1978, MAURER et al. 1982).

Aufschlüsse in der Elsässer Molasse sind selten. BAUMBERGER (1915) beschreibt Aufschlüsse «im Löli» westlich von Lengnau, wo er Sandstein im Kontakt mit dem Siderolithikum beobachtete. Ebenso ist die Mächtigkeit der Elsässer Molasse schwierig abzuschätzen, da keine vollständigen Profile vorliegen und am Jurasüdfuss beim Kontakt Mesozoikum/Molasse möglicherweise tektonische Störungen vorliegen. Die Mächtigkeit der Elsässer Molasse dürfte 200–400 m nicht überschreiten.

Fossilführung und Alter: Beim Bau des Grenchenbergtunnels wurde bei 1198 m ab Südportal in mergeligen Gesteinen eine kleine Säugetierfauna geborgen (Grenchen 1, STEHLIN 1914, BUXTORF & TROESCH 1917), die von ENGESSER & MÖDDEN (1997) in die Säugetiereinheit MP 24 (Grenzbereich Rupélieu/Chattien) eingestuft wurde.

Delsberger Süswasserkalk

Der Delsberger Süswasserkalk bildet aufgrund seiner Verwitterungsresistenz eine ausgeprägte Geländerippe im obersten Abschnitt der meist schlecht aufgeschlossenen Elsässer Molasse. Sein Verbreitungsgebiet reicht gegen Süden nicht über die südlichste Juraantiklinale hinaus. Der einzige Aufschluss im Gebiet von Blatt Büren a. A. befindet sich nordöstlich von Péry bei Koord. 2587.270/1228.100. Nach ANTENEN (1973, S.36) treten in dem von ihm beschriebenen insgesamt 5,25 m mächtigen Profil 6 Süswasserkalkbänke von total 2,75 m Mächtigkeit auf.

Fossilführung und Alter: Funde von Säugetieren sowie magnetostratigraphische Untersuchungen im Delsberger Süswasserkalk der Brochenen Fluh bei Waldenburg (BL) belegen ein spätoligozänes Alter (Säugetiereinheiten MP 29 und MP 30; SCHLUNEGGER et al. 1996, ENGESSER & MÖDDEN 1997).

Obere Meeresmolasse (OMM)

m_{2c} Massiger, grauer Sandstein mit Muschelsandsteinhorizonten Burdigalien

ANTENEN (1973) beschreibt mehrere Vorkommen von grauem Sandstein und Muschelsandstein in der Umgebung von Péry. Innerhalb dieser Sandsteinabfolge fällt der Muschelsandstein durch seine höhere Verwitterungsresistenz,

seine Grobkörnigkeit, den hohen Anteil an Muschelschill und den Glaukonitgehalt auf. Er führt zudem kleine Gerölle von Quarzit und rotem und schwarzem Radiolarit. Im Dorf Péry bildet der dort ca. 5 m mächtige Muschelsandstein eine steile Geländekante (Koord. 2585.425/1227.025). Sowohl das Liegende als auch das Hangende dieser Abfolge ist nirgends direkt beobachtbar, beim Liegenden dürfte es sich entweder um Elsässer Molasse oder Delsberger Süswasserkalk handeln.

Fossilführung: Der Muschelsandstein führt massenhaft Molluskenbruchstücke, vereinzelt auch Haizähne.

m_{3p} Geröllsand von Péry
Burdigalien

Beim Geröllsand von Péry handelt es sich um lockeren Sand und Sandstein, der einzig nördlich von Péry in mehreren Aufschlüssen zutage tritt und der zahlreiche Gerölle führt. Bei letzteren handelt es sich im Wesentlichen um grüne und weissliche Quarzite, untergeordnet treten auch Malmkalkgerölle auf (ANTENEN 1973). Bei den Quarzitgeröllen wies das grösste gefundene einen Durchmesser von ca. 10 cm auf. Der Geröllsand bildet das Hangende des massigen grauen Sandsteins mit Muschelsandsteinhorizonten oder, wo diese auftritt, der Poudingue polygénique (z.B. Blatt Moutier). Ähnliche Vorkommen von Geröllsand wurden von SCHLAICH (1934) und VOGEL (1934) im Kern der Mulde beobachtet, die beim Bau des Grenchenbergtunnels beim Chaluet angetroffen wurde (ca. 2,5 km nördlich ausserhalb des Gebiets von Blatt Büren a. A.). Der Begriff Geröllsand wurde von ZIEGLER (1956) für Ablagerungen im Vallon de Saint-Imier eingeführt, die ROLLIER (1892) seinerseits bereits als Sables à galets bezeichnet hatte.

Im Gebiet von Blatt Büren a. A. sind keine alterszuweisenden Fossilfunde aus dem Geröllsand von Péry bekannt.

Mittelländische Molasse

Die Faziesgrenze der unteren Süswassermolasse (USM) und der Oberen Meeresmolasse (OMM) bildet den Rahmen für die lithostratigraphische Unterteilung der mittelländischen Molasse in Kartiereinheiten. Da die marinen Bildungen in Richtung der Alpen allmählich in zeitgleiche terrestrische Ablagerungen übergehen, ist mit heterochronen Faziesgrenzen beziehungsweise Grenzen zwischen den einzelnen Kartiereinheiten zu rechnen. Schlüssige Fossilfunde sind im Gebiet von Blatt Büren a. A. eher selten.

Die auf Blatt Büren a. A. verwendeten Kartiereinheiten richten sich nach den Einheiten, die SCHÄR (1967) für das Tertiär im Raum Bielersee verwendet hat (s. a. SCHÄR 1971). Es sind dies die Zinshölzli-Schichten (USM), die Chnebelburg-Schichten (OMM I) und die Jensberg-Schichten (OMM II).

Eine detaillierte Zusammenstellung dieser Einheiten und ihrer Untereinheiten sowie eine Auswahl von Korrelationen mit benachbarten Gebieten sind auf Figur 5 zu finden.

Untere Süsswassermolasse (USM)

m₁ Zinshölzli-Schichten Aquitanien

Die Schichtabfolge der Unteren Süsswassermolasse nimmt im Gebiet von Blatt Büren a. A. eine bedeutende Rolle ein. Der von SCHÄR (1967) eingeführte informelle Begriff Zinshölzli-Schichten gilt für die obere Abteilung der Unteren Süsswassermolasse (USM II) im Berner Seeland. Der Name geht auf den gleichnamigen Graben östlich von Mörigen am südlichen Bielerseeufer zurück. Das entsprechende Typusprofil ist in SCHUPPLI (1950) beschrieben. Ein Äquivalent zu den Zinshölzli-Schichten ist die «Serie der Sandsteine und bunten Tone und Mergel», welche SCHWAB (1960) für das Gebiet östlich von Biel aufstellte.

Die Abfolge in den Zinshölzli-Schichten ist generell gekennzeichnet durch einen raschen vertikalen und horizontalen Fazieswechsel (vgl. auch KELLER et al. 1990). Dies erklärt das Fehlen von eindeutigen lithostratigraphischen Leithorizonten, die eine grossräumige, kartierbare Verbreitung aufweisen. Um eine grobe Situierung innerhalb der mächtigen Aquitanien-Abfolge zu ermöglichen, haben STAUB (1938) und SCHUPPLI (1950) folgende summarische Gliederung vorgenommen (von oben nach unten):

- «Zone der oberen Knauermolasse»
- «Zone der roten Ziegeleitone»
- «Zone der unteren Knauermolasse»
- «Untere bunte Molasse».

Diese Unterteilung unterscheidet sich durch graduelle Häufigkeitsunterschiede der einzelnen Gesteinstypen. Es handelt sich nicht um scharf abgrenzbare lithologische Einheiten. Eine durchgehende Auskartierung dieser Einheiten ist deshalb nicht möglich. Es wird nachfolgend aber auf einige typische Lokalitäten verwiesen.

Die Untergrenze der Zinshölzli-Schichten ist im Gebiet von Blatt Büren a. A. nicht aufgeschlossen. SCHWAB (1960) vermutet, dass die stratigraphisch tiefsten aufgeschlossenen Partien zu seiner oben erwähnten Serie im Gebiet von Mett bei Biel (z. B. frühere Baugrube bei Koord. 2587.350/1221.250) zum Grenzbereich

Serie	Stufe	Traditionelle Schweizer Molassestufen (veraltet)	Fazielle Gliederung	Atlasblatt 76 Lyss	Lithostratigraphische Einheiten	Atlasblatt 100 Bern
MIOZÄN	Burdigalien	«Helvétien»	Obere Meeresmolasse, OMM	Graue Mergel «Helvétien» auct.	Obere Jenseg-Schichten (Rebhübel-Schichten) Mittlere Jenseg-Schichten Untere Jenseg-Schichten	Belpberg-Schichten
		«Burdigalien»		«Oberer Muschelsandstein» (Meinberg-Muschelsandstein)	Meinberg-Muschelsandstein («Oberer Muschelsandstein»)	
	Aquitanien	«Aquitanien»	Untere Süsswasser- molasse, USM	Graugrüne, z. T. glaukonitische Sandsteine «Burdigalien» auct.	Chnebelburg-Schichten, OMM I	Sense-Schichten
				«Unterer Muschelsandstein» (Brüttelen-Muschelagelfluh)	Brüttelen-Muschelagelfluh («Unterer Muschelsandstein»)	
				Graue Sandsteine, bunte Mergel «Aquitanien» auct.	Zinshölzi-Schichten, USM II	Gummenen-Schichten

Figur 5: Lithostratigraphische Gliederung und Nomenklatur der mittelländischen Molasse im Gebiet von Blatt Büren a. A. und Korrelation mit benachbarten Blättern des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000.

Chattien/Aquitanien (Grenze zwischen dem unteren und oberen Abschnitt der USM [USM I u. USM II]) gehören könnten.

Die Obergrenze der Zinshölzli-Schichten wird in weiten Teilen des Seelands durch die Basis eines markanten Muschelsandsteins beziehungsweise einer Muschelnaagelfluh, der Brüttelen-Muschelnaagelfluh (R.F. Rutsch in HABICHT 1987), gebildet («unterer Muschelsandstein» sensu GERBER 1913). Wo die Brüttelen-Muschelnaagelfluh fehlt, wird die Grenze mit dem Aussetzen des bunten Mergels gezogen.

Die Mächtigkeit der Zinshölzli-Schichten beträgt in der Umgebung von Biel etwa 500 m. Nach Süden nimmt die Dicke der Abfolge rasch zu und erreicht zum Beispiel in der Region Lyss bereits rund 800 m (ANTENEN 1971).

Charakteristisch für die Zinshölzli-Schichten ist ein häufiger Wechsel von Sandstein (zonenweise knauerig verhärtet) mit buntem und grauem, oft mehr oder weniger sandigem Mergel, Mergelton, Tonstein (bzw. Schlammstein) und vereinzelt Süswasserkalk. In KELLER et al. (1990) sind detaillierte sedimentologische Beschreibungen unter anderem auch aus der Tongrube Pieterlen zu finden. Für die einzelnen Zonen nach SCHUPPLI (1950) kann die Lithologie wie folgt zusammengefasst werden:

«*Zone der oberen Knauermolasse*»: Es treten vor allem glimmerreiche, zum Teil knauerig verhärtete, gelbliche Sandsteinbänke auf mit Bändern von grauem, teilweise rotem Mergel und Tonstein. Einige gute Aufschlüsse finden sich in der nach Norden fallenden Hügelizeone zwischen Dotzigen (Dotzigenberg) und Leuzigen.

«*Zone der roten Ziegeleitone*»: Diese wenig mächtige Zone ist charakterisiert durch das Auftreten von buntem, besonders rotem und grauem Mergel und Tonstein mit dünnen Bänken von weichem Sandstein. Bester Aufschluss für diese Abfolge ist die Ziegeleigrube Pieterlen (Koord. 2592.150/1204.000).

«*Zone der unteren Knauermolasse*»: Vorherrschend sind mächtige Sandsteinbänke mit Zwischenlagen von vorwiegend grünlich-grauem Mergel.

«*Untere bunte Molasse*»: Es handelt sich um bunten Mergel und Tonstein. Diese Zone ist im Gebiet von Blatt Büren a. A. nicht aufgeschlossen (vgl. aber Blatt Bieler See, SCHÄR 1971).

Generell sind die Ablagerungen der Zinshölzli-Schichten sehr fossilarm. Bei Mett konnten aus einer Baugrube einzelne Characeen bestimmt werden (SCHWAB 1960). In der ehemaligen Tongrube vom Bischofskänel-Mett wurde ein gut erhaltener Schildkrötenpanzer gefunden (ANTENEN 1971).

Das generelle Alter der Zinshölzli-Schichten ist vorwiegend aus Fossilfundstellen ausserhalb des Gebiets von Blatt Büren a. A. ableitbar. Die Säugerfunde an der Engehalde nördlich von Bern (STEHLIN 1914, RUTSCH & SCHLÜCHTER 1973) und aus dem Zinshölzligraben bei Mörigen im Gebiet von Blatt Bieler See lassen gemäss SCHUPPLI (1950) die Zuordnung des oberen Abschnitts der Unteren Süswassermolasse zum Aquitanien als einigermassen gesichert gelten (vgl. ISLER 2005).

*Obere Meeresmolasse (OMM)***m₂ Chnebelburg-Schichten**
Burdigalien

Für die ganze Abfolge des unteren Teils der Oberen Meeresmolasse («Burdigalien» auct., OMM I) wird auf Blatt Büren a.A. die Bezeichnung Chnebelburg-Schichten verwendet. Der von SCHÄR (1967) eingeführte informelle, prinzipiell aber korrekte Begriff entspricht den Sense-Schichten (Luzern-Formation), welche für den mächtigen, marinen Sandsteinkomplex in der weiteren Umgebung von Bern stehen. Der Name geht zurück auf die Chnebelburg auf dem Jäissberg, unmittelbar südlich des Gebiets von Blatt Büren a. A. (Koord. ca. 2587.000/1217.330).

In der Literatur erhielt diese Sandsteinabfolge im Gebiet von Blatt Büren a. A. unterschiedliche Namen, so zum Beispiel Molasse grise (GERBER 1913), Graue Molasse (ANTENEN 1936, BURRI 1951), Burdigalien-Sande (OERTLI 1951) oder Serie massiger, grauer Sandsteine (SCHWAB 1960).

Die mächtige Sandsteinabfolge der Chnebelburg-Schichten bildet im Gebiet von Blatt Büren a. A. unter anderem den Dotzigenberg, den südlichen Teil des Büttenbergs sowie die nördliche Partie des Bucheggbergs. Eine Gliederung der Sandsteinabfolge ist, im Gegensatz beispielsweise zum Gebiet von Blatt Burgdorf (GERBER 1950b), nicht möglich.

Die Untergrenze wird durch die Basis der Brüttelen-Muschelnagelfluh («unterer Muschelsandstein» sensu GERBER 1913) beziehungsweise durch das Aussetzen von buntem Mergel der Zinshölzli-Schichten gebildet (s. o.).

Die Obergrenze der Chnebelburg-Schichten wird im Dach des Meinisberg-Muschelsandsteins (R.F. Rutsch in HABICHT 1987; «oberer Muschelsandstein» sensu GERBER 1913) gezogen.

Die Chnebelburg-Schichten weisen eine Mächtigkeit zwischen ca. 80 m am Büttenberg und 170 m am Jäissberg und am Bucheggberg auf.

Brüttelen-Muschelnagelfluh («unterer Muschelsandstein»)

Diese von R.F. Rutsch (in HABICHT 1987) formal definierte Bank wurde in der Literatur teilweise auch als «unterer Muschelsandstein» (GERBER 1913) beziehungsweise Muschelnagelfluh (STUDER 1825, SCHWAB 1960) bezeichnet. Es handelt sich um einen Geröll führenden Kalksandstein, der Schalenrümmer und Steinkerne von Mollusken enthält. Die Gerölle bestehen zur Hauptsache aus verschiedenfarbigen Quarziten, Graniten, Gneisen und Hornsteinen; Kalke sind eher selten.

Die Brüttelen-Muschelnagelfluh weist im Seeland eine Mächtigkeit zwischen 1,5 m (z.B. am Jäissberg) und ca. 10 m auf (z.B. an der Strasse Balm-Lüterswil unmittelbar südlich des Kartengebietsrands; heute jedoch nur noch schlecht aufgeschlossen).

Das burdigale Alter der Brüttelen-Muschelnagelfluh ist durch Säugerfunde bei Brüttelen (Blatt Bieler See) gut belegt (STEHLIN 1914). Als weitere Fossilien findet man in diesem Muschelsandsteinhorizont Selachierzähne, Stacheln von Seeigeln, Pelecypoden, Fischreste und Ostrakoden (SCHWAB 1960). Vom Dotzigenberg erwähnt OERTLI (1951) Fragmente eines Nashorns.

Im Gebiet von Blatt Büren a. A. ist die Brüttelen-Muschelnagelfluh in verschiedenen stillgelegten Steinbrüchen gut aufgeschlossen, so zum Beispiel im Steinbruch Girisberg (Koord. 2594.200/1219.130) oder am Südhang zwischen Orpund und Safnern.

Sandsteinabfolge zwischen Brüttelen-Muschelnagelfluh und Meinisberg-Muschelsandstein

Es handelt sich um hellgrauen bis graugelben, zum Teil nur schwach verfestigten Sandstein, welcher keine oder nur sehr undeutliche Bankung, oft aber schöne Schrägschichtung zeigt. Gelegentlich treten Einlagerungen von Mergellagen von 2–10 cm Mächtigkeit auf; Knauerbildungen sind eher selten. Der Sandstein besteht aus angerundeten Quarzen, Feldspäten, dunkelgrünem Glaukonit, Gesteinstrümmern und zum Teil gehäuft auftretenden Glimmerplättchen. Eigentliche Nagelfluhbänke fehlen innerhalb dieser Abfolge, hingegen treten, vor allem gegen Süden, vereinzelt Geröllschnüre oder -nester sowie gut gerundete Einzelgerölle auf.

Die Sandsteinzone zwischen den Muschelsandsteinen ist sehr fossilarm; es finden sich unter anderem Seeigelstacheln und Pelecypoden (Tapes, Pecten, Venus).

Gut aufgeschlossen ist die Sandsteinabfolge beispielsweise an der Strasse, die von Meinisberg auf den Bütenberg führt, oder in verschiedenen Gräben am Dotzigenberg im Hangenden der Brüttelen-Muschelnagelfluh.

Meinisberg-Muschelsandstein («oberer Muschelsandstein»)

Der Meinisberg-Muschelsandstein («oberer Muschelsandstein», GERBER 1913, BAUMBERGER 1919) wurde von R.F. Rutsch (in HABICHT 1987) an der Typlokalität am Talhang nördlich von Meinisberg (Koord. 2592.510/1223.280) formal definiert. Es handelt sich um einen kavernösen, glaukonitischen konglomeratischen Kalksandstein mit vielen Molluskenschalenrömmern und kalzitischem Bindemittel. Seine Mächtigkeit beträgt zwischen 5 und 15 m. Der Meinisberg-Muschelsandstein wurde früher oft als Bausandstein verwendet.

Aus dem Meinisberg-Muschelsandstein sind Austern, Pectiniden, Selachierzähne, Seeigelstacheln, Knochenfragmente von Wirbeltieren und Haizähne (u.a. mit dem burdigalen Leitfossil *Sphyrna prosca* Agassiz, vgl. BURRI 1951) bekannt.

Gute Aufschlüsse der Meinisberg-Muschelsandsteins im Gebiet von Blatt Büren a. A. befinden sich neben dem oben erwähnten Aufschluss in Meinisberg zum Beispiel beim ehemaligen Scheibenstand Safnern (Koord. 2590.540/1222.410), auf

der kleinen Rippe südlich des Weges, der über den Wilerberg führt (Ko-ord. 2589.660/1222.960) oder auf dem Schöniberg auf dem Bucheggberg (Ko-ord. 2601.200/1219.100).

m₃ Untere und mittlere Jensberg-Schichten Burdigalien

SCHÄR (1967) führte den Begriff Jensberg-Schichten für den oberen Teil der OMM («Helvétien» auct., OMM II) ein. Der Name geht zurück auf den früher Jensberg genannten Hügelzug (heute als Jäissberg bezeichnet), der von Studen in Richtung WSW ins Gebiet von Blatt Lyss zieht. Eine Unterteilung des «Helvétien» auct. am Jäissberg in einen unteren, mittleren und oberen Abschnitt schlug bereits BURRI (1951) vor. Auf Blatt Büren a. A. wird, in Anlehnung an BURRI (1951), SCHÄR (1967) und HABICHT (1987), folgende Unterteilung vorgenommen (von oben nach unten):

- Obere Jensberg-Schichten (= oberer Teil des «Helvétien» auct.). Die oberen Jensberg-Schichten entsprechen den Rebhubel-Schichten von F. Burri (in SCHUPPLI 1950) auf der Ostseite des Jäissbergs.
- Mittlere Jensberg-Schichten (= mittlerer Teil des «Helvétien» auct.).
- Untere Jensberg-Schichten (= unterer Teil des «Helvétien» auct. bzw. «Basiskomplex», SCHÄR 1967).

Da sich die unteren und mittleren Jensberg-Schichten lithologisch (bzw. im Feld) schlecht unterscheiden lassen, sind sie auf dem Blatt Büren a. A. als Einheit kartiert worden.

Diese beiden Abfolgen treten nur im südwestlichen Teil des Kartengebiets auf. Es handelt sich dabei um die Schichten am Hügelzug zwischen Madretsch bei Biel und Safnern (v. a. Längholz und Burgerwald, vgl. SCHWAB 1960) und am östlichen Ende des Jäissbergs bei Studen.

Allerdings tritt am westlichen Bucheggberg zwischen Hessigkofen und Balm bei Messen der Meinisberg-Muschelsandstein («oberer Muschelsandstein») als Dachhorizont der Chnebelburg-Schichten in verschiedenen kleinen Steinbrüchen auf höher liegenden Hügelkuppen zutage. Aufschlüsse der darüber liegenden unteren und mittleren Jensberg-Schichten sind in dieser Region allerdings nicht bekannt.

Die Untergrenze wird im Gebiet von Blatt Büren a. A. durch das Dach des Meinisberg-Muschelsandsteins markiert.

Die Obergrenze der unteren und mittleren Jensberg-Schichten kann lithostratigraphisch nicht genau festgelegt werden, da ein leitender Horizont oder ein deutlicher Lithologiewechsel fehlt. Generell wird sie dort gezogen, wo Tonmergel und glaukonitischer Sandstein aussetzen. Da die entsprechenden Aufschlüsse nur sehr dürftig sind, wurde die Grenzziehung teilweise auch aufgrund von Bohrresultaten (z. B. für die N5-Umfahrung Biel) vorgenommen.

Die Abfolge besteht im unteren Teil (untere Jensberg-Schichten, «Basiskomplex» von SCHÄR 1967) aus vorwiegend feinkörnigem glaukonitischem und glimmerreichem Sandstein, der zum Teil mergelig ist oder mit gelblich braunem Mergel wechsellagert. In den mittleren Jensberg-Schichten dominiert ein bläulicher bröckeliger Tonmergel, welcher in Wechsellagerung mit Sandsteinlagen vorliegt. Der Sandstein ist grobkörnig und durch einen hohen Glaukonitgehalt charakterisiert, der ihm eine dunkel grüngraue Farbe verleiht. Die Sandsteinlagen weisen eine Dicke von zum Teil nur wenigen Millimetern auf; bei häufigen Wechseln von Sandstein- und Mergellagen entsteht eine eigentliche Bänderung.

Die mehr Sandstein führenden unteren Jensberg-Schichten sind in der Regel rund 90 m mächtig, während die mittleren, tonigeren Jensberg-Schichten eine Mächtigkeit von ca. 40 m aufweisen. Allerdings zeigten gemäss BAUMBERGER (1915) die Aufschlussverhältnisse beim Bau der Bahnhofanlagen bei Madretsch, dass die sandigeren Partien dort lediglich ca. 9 m mächtig sind und dafür die Mächtigkeit des mergeligeren Abschnittes rund 135 m beträgt.

Aus den unteren Jensberg-Schichten wurden Seeigelstacheln, Spongienadeln und marine Foraminiferen beschrieben (MARTIN 1958).

In den mittleren Jensberg-Schichten finden sich unter anderem Haizähne, Ostrakoden, Seeigelstacheln, Bryozoen, Radiolarien und Austernschalen. MARTIN (1958) beschrieb eine artenreiche Foraminiferenfauna, die auf eine marine Sedimentation schliessen lässt.

Der einzige gute Aufschluss der unteren und mittleren Jensberg-Schichten im Gebiet von Blatt Büren a. A. befindet sich auf der Nordseite des Jäissbergs westlich von Studen.

m_{3R} Obere Jensberg-Schichten Burdigalien

Der obere Teil des «Helvétien» auct. (gemäss BURRI 1951) wurde von SCHÄR (1967) als oberer Teil der Jensberg-Schichten bezeichnet. Auf Blatt Büren a. A. wird neu der Begriff obere Jensberg-Schichten verwendet. Diese Schichtabfolge entspricht den Rebhubel-Schichten von F. Burri (in SCHUPPLI 1950).

Die Untergrenze der oberen Jensberg-Schichten kann lithostratigraphisch nicht festgelegt werden, da ein leitender Horizont oder ein markanter Litologiewechsel fehlt. Generell wird sie dort gezogen, wo der Tonmergel und der glaukonitische Sandstein der unteren und mittleren Jensberg-Schichten aussetzen. Da die entsprechenden Aufschlüsse nur sehr dürftig sind, wurde die Grenzziehung teilweise auch aufgrund von Bohrresultaten vorgenommen (s.o.).

Aufgrund der Erosion nach der Ablagerung der Molasse fehlt eine Obergrenze der oberen Jensberg-Schichten.

Die grösste Mächtigkeit der von der postmolassischen Erosion verschonten oberen Jensberg-Schichten liegt am Jäissberg vor und beträgt rund 70 m.

Bei den oberen Jensberg-Schichten handelt es sich um einen hellgrauen bis bräunlichen glimmerreichen, teilweise mergeligen Sandstein. Eingelagert sind Schnüre und Nester von Geröllen von fast ausschliesslich alpiner Herkunft. Lokal treten auch mächtigere Nagelfluhlagen auf. Beim ehemaligen Schiessstand Orpund (Koord. 2589.800/1221.530) schätzte SCHWAB (1960) die Mächtigkeit der dort auftretenden Nagelfluhabfolge auf gegen 10 m.

Der Fossilgehalt der oberen Jensberg-Schichten besteht unter anderem aus zahlreichen Mollusken (limnisch, brackisch und marin), Gastropoden, Pelecypoden, Säugetierresten und Pflanzenresten. Die Fossilführung lässt gemäss RUTSCH (1937) auf Brackwasserbildungen in einem Ästuar schliessen.

Die reiche Fauna aus den oberen Jensberg-Schichten repräsentiert nach SCHWAB (1960) und den von ihm zitierten Autoren «oberes Helvétien» auct., was nach aktueller internationaler Nomenklatur dem späten Burdigalien entspricht. Die Abfolge der oberen Jensberg-Schichten beim Rebhubel am Jäissberg wurde von KISSLING (1893), GERBER (1913), BAUMBERGER (1927a) und BURRI (1951) – ebenfalls aufgrund von Fossilfunden – in die Obere Süsswassermolasse (OSM; «Tortonien» auct.) gestellt. Zudem fand SCHWAB (1960) im Sandstein im Aarebett bei Brügg (Koord. 2588.750/1219.300) unter anderem zahlreiche Reste von Landpflanzen, die auf OSM hinweisen.

Das Auftreten von OSM hat KISSLING (1893) nicht nur vom Jäissberg, sondern auch im Längholz beschrieben. Die geologischen Untersuchungen, die im Rahmen von Projektierungsarbeiten für die N5 (Umfahrung Biel) unter anderem auch im Längholz durchgeführt wurden, zeigten in einer im westlichen Längholz östlich von Biel abgeteufte Bohrung (Koord. 2587.354/1220.261) in einer Tiefe von 9,6 m ein ca. 0,4 m mächtiges Kohleflöz, welches einen weiteren Hinweis auf limnische beziehungsweise brackische Sedimentation darstellt (KELLERHALS + HAEFELI AG 1994). Die dort erbohrte Serie besteht aus grauem, häufig schlecht zementierten grobem Sandstein mit wenigen Mergelzwischenlagen, was auch beim Tunnelvortrieb für die beiden Röhren des Längholztunnels der N5 im Wesentlichen bestätigt werden konnte.

Beim Aushub des Portalbereiches des Längholztunnels auf der Seite Orpund wurden zudem in der OMM mehrere Baumstämme (Fig. 6) mit einem Durchmesser von bis zu 30 cm sowie Schilfgras und einzelne Süsswasserschnecken gefunden.

Aufgrund der limnischen Fauna und der neuen Funde im Längholztunnel scheint eine Zuweisung der obersten Partie der oberen Jensberg-Schichten in die OSM durchaus denkbar. ANTENEN (1996) setzte die Vorkommen von oberen Jensberg-Schichten nördlich und südlich von Brügg in die OSM und bezeichnete diese Ablagerungen als Erosionsreste einer im Alpenvorland von Osten nach Westen zunehmenden postmolassischen Abtragung einer tektonischen Axialdepression («Wanne von Brügg»; s. Kap. Tektonik); er postulierte, dass die Schichten bis ins Langhien reichen, was jedoch fraglich ist.



Fig. 6: Baumstamm aus der OMM, Portalbereich des Längholztunnels, Seite Orpund (Koord. ca. 2588.550/1220.850). Der Stamm von ca. 25 cm Durchmesser ist von einem zylinderförmigen Mantel aus konkretionär zementiertem Sandstein umgeben. Oben: Querschnitt, unten: Zustand einige Wochen nach der Bergung, mit abgeplatzten Stücken des Sandsteinmantels. Fotos U. Menkveld-Gfeller, 2012.

Der beste Aufschluss der oberen Jensberg-Schichten wurde von BURRI (1951) am Rebhubel südlich von Aegerten beschrieben (Koord. 2588.680/1218.390; vgl. Rebhubel-Schichten, F. Burri in SCHUPPLI 1950). Infolge Überbauung ist diese Lokalität allerdings heute nicht mehr zugänglich. Bereits erwähnt wurde die mächtige, gut aufgeschlossene Nagelfluhabfolge beim ehemaligen Schiessstand Orpund.

QUARTÄR

Chronostratigraphie des Eiszeitalters

Mit der Ratifikation durch das Executive Committee of the International Union of Geological Sciences (IUGS) im Juni 2009 wurde der Beginn des Quartärs (und damit des Pleistozäns) bei 2,58 Ma festgelegt (GIBBARD et al. 2010). Die Grenze zwischen dem Frühen und dem Mittleren Pleistozän liegt gemäss GIBBARD & COHEN (2008) bei 780 ka BP, diejenige zwischen dem Mittleren und Späten Pleistozän bei 126 ka BP (= Beginn des Eem-Interglazials) (GIBBARD 2003). Die Grenze zwischen Pleistozän und Holozän fällt auf das Ende der Jüngeren Dryas, was einem Alter von 10 ka ¹⁴C (unkalibriert) beziehungsweise rund 11,6 ka BP (Kalenderjahre) entspricht.

Lithostratigraphie und Nomenklatur der eiszeitlichen Ablagerungen der Schweiz

Die Nomenklatur der eiszeitlichen Einheiten, wie sie auf den älteren Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 verwendet wurde, lehnte sich weitgehend an die zu Beginn des 20. Jahrhunderts im süddeutschen Alpenvorland von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) erarbeitete Quartärstratigraphie an. Die hierbei ausgeschiedenen ursprünglich vier Eiszeiten «Günz», «Mindel», «Riss» und «Würm» bildeten dabei lange das gedankliche Modell für die Gliederung der Kartenlegenden und für die Kartierung. Sie wurden stets mit morphostratigraphisch unterscheidbaren Niveaus von eiszeitlichen Schotterablagerungen in Verbindung gebracht, nämlich der Terrasse der Höheren Deckenschotter («Günz»-Eiszeit), der Terrasse der Tieferen Deckenschotter («Mindel»-Eiszeit), der Hochterrasse («Riss»-Eiszeit) und der Niederterrasse («Würm»-Eiszeit). Neuere Untersuchungen zur Stratigraphie der eiszeitlichen Ablagerungen des nördlichen schweizerischen Alpenvorlandes ergaben ein vom süddeutschen Modell klar abweichendes Bild (GRAF 1993, 2009, SCHLÜCHTER 2010). So wird heute von mindestens acht frühpleistozänen und von wahrscheinlich fünf oder sechs mittel- und spätpleistozänen Eiszeiten ausgegangen. Dabei fanden zumindest während der beiden letzten Eiszeiten jeweils mehrere unabhängige Vergletscherungen statt. Deshalb wird für eine Eiszeit oft auch der Begriff «glazialer Zyklus» verwendet. Wie die Vergletscherungen der Schweiz mit den vier Eiszeiten von PENCK &

BRÜCKNER (1901–1909) zu korrelieren sind, ist – abgesehen von der letzten Eiszeit (Birrfield-Eiszeit, GRAF 2009; «Würm») – weitgehend unklar. Aus diesem Grund werden die eiszeitlichen Ablagerungen der Schweiz heute nach lithostratigraphischen Kriterien gegliedert und die Eiszeiten anhand von lokalen Befunden und Typuslokalitäten definiert. Für die Nordschweiz wurde diese Gliederung bereits vorgenommen (GRAF 2009). GRUNER (2012, Taf. II) zeigt die litho- und morphostratigraphischen Einheiten des Mittleren und Späten Pleistozäns im Gebiet der Blätter Büren a. A., Lyss und Bern sowie ihre Zuordnung zu Glazialen und Interglazialen (SCHLÜCHTER 2010, PREUSSER et al. 2011).

Situation im Gebiet von Blatt Büren a. A.

Die heutige Morphologie im Südteil des Gebiets von Blatt Büren a. A. entstand während der pleistozänen Eiszeiten. Am häufigsten sind Bildungen des Hauptvorstosses des Walliser Gletschers (SCHLÜCHTER 2009; Rhonegletscher) der letzten Vergletscherung zu finden. Die wichtigsten Zeugen der glazialen Überprägung sind dabei Grundmoränen, Drumlins und drumlinartige Formen sowie verschiedene Schotter.

Ablagerungen

Die häufigsten oberflächennahen quartären Ablagerungen stehen im Zusammenhang mit der letzten Vergletscherung durch den Aaregletscher und den Walliser Gletscher. Sie umfassen eine Grundmoränendecke, Vorstossschotter (Seeland-Schotter), späteiszeitliche Stauschotter (westlich von Diessbach) und Trog- beziehungsweise Rinnenfüllungen (z.B. im Seeland-Trog). Ausführliche Beschreibungen sind in ZIMMERMANN (1963) und in KELLERHALS & TRÖHLER (1976) zu finden. Als mindestens teilweise präletzteiszeitliche Ablagerungen wurden die «Plateauschotter» ausgeschieden. Weitere quartäre Ablagerungen, die älter als die letzte Vergletscherung sind, sind nur aus Bohrungen in Trog- und Rinnenfüllungen bekannt.

Glaziale Tröge und Rinnen

Die verschiedenen eiszeitlichen Vorstösse des Mittellandarmes des Walliser Gletschers führten zur Erosion von mehreren Rinnen beziehungsweise Trog-Bekken-Schwellen-Abfolgen (Fig. 7). Die markanteste Rinne führt über 130 km von westlich des Neuenburgersees ins Berner Seeland und von dort über Solothurn bis nach Härkingen (PUGIN 1991, JORDAN 2008, GNÄGI 2011). Zwei der wichtigsten Nebenäste liegen im Bielerseeraum (Bielersee-Trog) und im Gebiet des Murten-sees. Der Trogabschnitt zwischen dem Mont Vully, Aarberg, Lyss und Solothurn wird auch als Seeland-Trog bezeichnet (KELLERHALS & TRÖHLER 1976). Die tiefste erkundete Felsoberfläche in diesem Trog wurde östlich von Worben erbohrt

(149 m ü.M.; Fig. 7). Die grösste Übertiefung dieser langen Rinne am Jurasüdfuss befindet sich gemäss seismischen Untersuchungen unter dem Neuenburgersee; der Fels liegt dort ungefähr auf Meereshöhe (PUGIN 1988).

Die Zusammensetzung der Trogfüllungen ist sehr heterogen (FURRER 1948, KELLERHALS & TRÖHLER 1976, WOHLFAHRTH-MEYER 1987, LEDERMANN 1991, PUGIN 1991). Es finden sich, bedingt durch die faziellen Randbedingungen, neben Grundmoräne fast alle für das (peri)glaziale Ablagerungsmilieu typischen lithologischen Einheiten, das heisst von Schotter, Sand und Silt über «Seeton» und Seekreide bis zu Torf. Figur 8 zeigt einen Querschnitt durch den östlichen Teil des Seeland-Troges im Gebiet Selzach–Brunnader bei Leuzigen. Die Entstehung der Tröge und Becken dürfte mehrphasig erfolgt sein. In einigen Bohrungen wurden mehrere Grundmoränenschichten sowie Sedimente, deren Pollengehalte auf verschiedene Warmzeiten und Interstadiale hinweisen, angefahren (FURRER 1948, KELLERHALS & TRÖHLER 1976, WOHLFAHRTH-MEYER 1987, WELTEN 1982, 1988). Dies deutet auf mehrere Cut-and-Fill-Zyklen hin. Untersuchungen in der Nordschweiz zeigten, dass bei jeder Vergletscherung alte Rinnen und Becken vertieft oder wieder verfüllt wurden (GRAF 2009). Deshalb ist es nicht zwingend, dass die grösste Übertiefung der einzelnen Trogabschnitte auf dieselbe Vergletscherung zurückgeht.

In diesem Zusammenhang ist kurz auch auf die Frage des «Solothurner Sees» einzugehen. Seit mehr als 100 Jahren (FAVRE 1883) wird in der geologischen Literatur ein zusammenhängender See von Yverdon bis Aarwangen postuliert, der sich nach dem Rückzug des Walliser Gletschers am Ende der letzten Eiszeit an der Endmoräne bei Wangen a. A. und später bei Solothurn gestaut habe. In den letzten 30 Jahren wurde dieses Konzept verschiedentlich kritisch hinterfragt (Literaturzusammenstellung, Argumente und Gegenargumente in WOHLFAHRTH-MEYER 1990 und LEDERMANN 1991). Eine Ausdehnung bis Wangen a. A. ist auch deshalb unwahrscheinlich, weil zwischen der geringmächtigen Grundmoräne und der mächtigen, feinkörnigen Beckenfüllung im östlichen Seeland-Trog eine Trennschicht mit einer mindestens interstadialen Pollenflora liegt (FURRER 1948) und auf den überfahrenen Stirnmoränenwällen zwischen Niederbipp–Bannwil–Thunstetten (= Endmoränen bei Wangen a. A. von FAVRE 1883) eine tiefgreifende Bodenentwicklung stattgefunden hat, die eine letzteiszeitliche Ablagerung in Frage stellt (BITTERLI et al. 2011). Feinkörnige Sedimente, die zwischen zwei Grundmoränen liegen (PUGIN 1991), und die Tatsache, dass Seesedimente in verschiedenen Höhenlagen vorkommen (WOHLFAHRTH-MEYER 1990), könnten ein Hinweis darauf sein, dass es in den einzelnen Rückzugsphasen des Walliser Gletschers lokal immer wieder zur Bildung grösserer Seen kam. Vermutlich ist zudem ein Teil der feinkörnigen Ablagerungen (z.B. «Seeton») subglazial entstanden – sei es als Waterlain Till oder als Ablagerungen subglazialer Schmelzwasserflüsse (DÜRST STUCKI et al. 2010). Das Vorkommen von «Seeton» allein bezeugt noch keinen warmzeitlichen beziehungsweise interstadialen See.

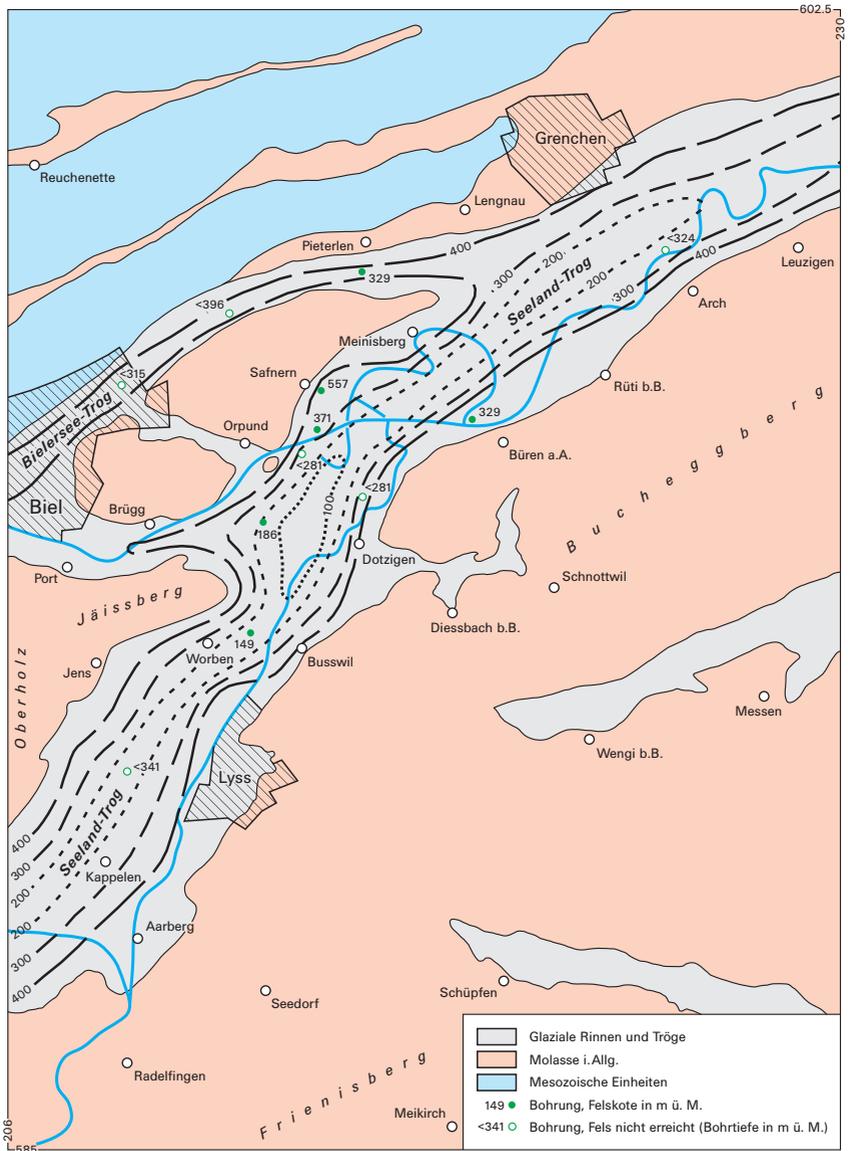


Fig. 7: Der Seeland-Trog und weitere glaziale Tröge und Rinnen im Gebiet von Blatt Büren a. A. und dessen Umgebung (aus GRUNER 2012).

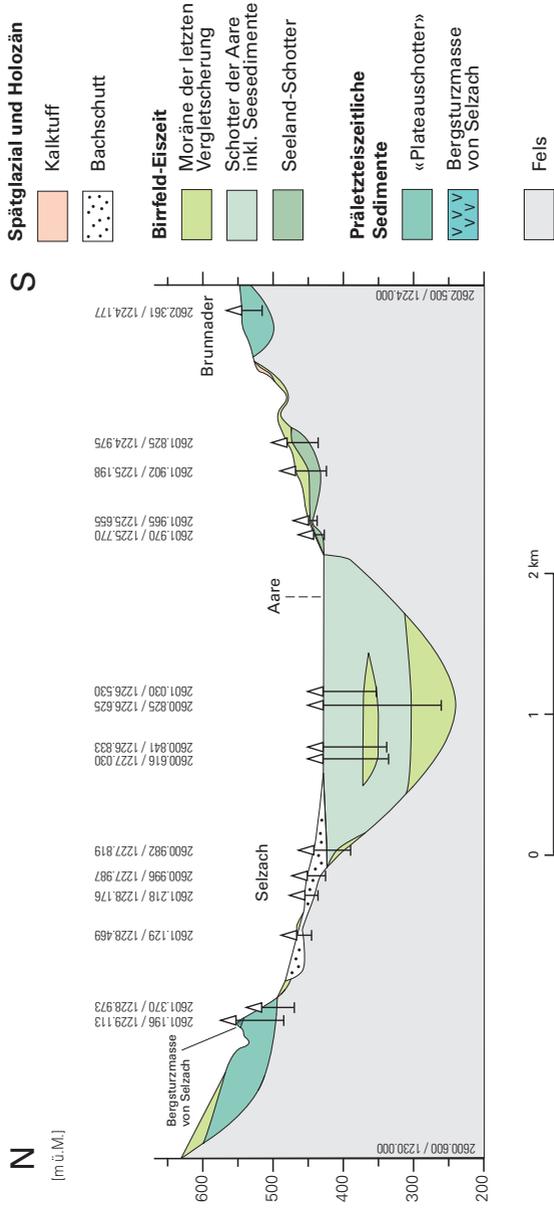


Fig. 8: Querschnitt durch den östlichen Teil des Seeland-Troges im Gebiet Seilzach–Brunnader bei Leuzigen, mit Angabe der relevanten Bohrungen.

Pleistozän

Mittleres Pleistozän

Das Mittlere Pleistozän ist – nach heutigen Erkenntnissen – der quartäre Zeitabschnitt mit den grössten Eisausdehnungen. Nach GRAF (2009), SCHLÜCHTER (2010) und PREUSSER et al. (2011) ist für diesen Zeitraum von wahrscheinlich vier oder fünf Kaltzeiten und drei oder vier Interglazialen (Warmzeiten) auszugehen, wobei gewisse Kaltzeiten auch mehrere Vergletscherungen beinhalten können.

Trog- und Rinnenfüllungen

Da glaziale Rinnen zum Teil während mehrerer Vergletscherungen benutzt wurden, sind die Füllungen oft polygen. Sie werden hier unter dem Mittleren Pleistozän behandelt, da ihre Anlage älter ist als die Letzte Vergletscherung, doch ist die Abgrenzung zu den frühen Vergletscherungen der Birrfeld-Eiszeit unscharf.

Im Gebiet von Blatt Büren a. A. können hauptsächliche zwei glaziale Tröge oder Rinnen unterschieden werden. Der bedeutendste unter ihnen, der Seeland-Trog, quert das Kartengebiet von Südwesten nach Nordosten, d. h. von Studen nach Selzach (vgl. KELLERHALS & TRÖHLER 1976, PUGIN 1988). Er liegt unter der breiten Alluvialebene der Aare beziehungsweise des Nidau-Büren-Kanals mit dem Flusslauf der Alten Aare (s. Kap. Die ehemaligen Aare- und Zihlläufe). Über die Füllung des Seeland-Troges ist wenig bekannt. In der unmittelbar südlich an das Kartengebiet angrenzenden Tiefbohrung bei Worben (Koord. 2590.010/1216.900) wurde in einer Tiefe von 286 m (d. h. ca. Kote 149 m ü. M.) eine ca. 30 m mächtige, der Molasse direkt aufliegende Moräne erkundet, die von «Seeton» überlagert wird. Pollenanalysen ergaben leider keine klaren Hinweise auf das Alter der Moräne. Gemäss Angaben von M. Welten (in KELLERHALS & TRÖHLER 1976) deutet ein Vergleich mit den Pollen aus der Bohrung Meikirch im Gebiet von Blatt Bern (vgl. ISLER 2005, GRUNER 2012) jedoch eher auf eine Ablagerung hin, die älter als das Eem-Interglazial von Meikirch ist.

Verschiedene Bohrungen aus dem Abschnitt Büren-Solothurn geben Anhaltspunkte zur Mächtigkeit der quartären Trogfüllung. So erreichte eine Bohrung zwischen Selzach und Altreu östlich von Grenchen (Koord. 2600.825/1226.625) bei der Endbohrtiefe von 170 m (259 m ü. M.) den Fels nicht (Fig. 8). Die erbohrten Sedimente wurden als gletschernahe Seeablagerungen mit Moräneneinschaltungen interpretiert.

Der zweite Trog im Gebiet von Blatt Büren a. A. ist der Bielersee-Trog am Jurasüdfuss. Die Übertiefung dieses Troges ist dank mehreren Erdwärmesondenbohrungen etwas besser bekannt: So ergab eine solche Bohrung in Bözingen, dass die Felsoberfläche dort lokal über 120 m unter Terrain liegt (Fig. 7).

Verschiedene kleinere Rinnen, die aufgrund ihrer Füllung mit «Plateauschotter» älter sein könnten, sind diejenige von Oberwil bei Büren–Rüti bei Büren sowie diejenige des Biberentales, wobei letztere heute in Bezug auf die «Plateauschotter»-Rinne wenig südlicher verläuft. Knapp ausserhalb der Nordwestecke des Kartengebiets (Blätter Moutier und Balsthal) wurde bei Lommiswil eine über 100 m tiefe, West–Ost verlaufende Rinne erbohrt, die mit Schotter, Moräne und Juraschutt gefüllt ist. Sie wird ebenfalls durch die Moräne der Letzten Vergletscherung überlagert. Ihre allfällige westliche Fortsetzung im Gebiet von Blatt Büren a. A. wurde bisher nicht erbohrt.

q_{3s} «Plateauschotter»

Unter dieser Sammelbezeichnung sind auf Blatt Büren a. A. Schottervorkommen ungesicherter Alterszuweisung zusammengefasst.

Auf dem Büttenberg, auf dem nördlichen Bucheggberg zwischen Rüti bei Büren und Leuzigen sowie am Jurasüdfuss nördlich von Bettlach und Selzach sind «Plateauschotter» nachgewiesen. Sie liegen der Molasse oder Moräne (z. B. Bohrung Leuzigen) auf und werden, wo nicht erodiert, diskordant von Moräne überdeckt.

Gemeinsames Kennzeichen der «Plateauschotter» ist, dass sie vorwiegend Gerölle aus dem Gebiet der Berner und Freiburger Alpen sowie der Molasse enthalten (Einzugsgebiet von Aare und Saane). Die Schotter sind stellenweise stark verkittet und schlecht sortiert. Charakteristisch ist zudem der grosse Anteil an stark verwitterten Granitgeröllen.

Den «Plateauschottern» petrographisch ähnliche Schotter liegen im Gebiet der Blätter Bern, Lyss, Burgdorf, Moutier und Solothurn in verschiedenen Höhenlagen vor. Datierungen sowie eine umfassende stratigraphische und genetische Analyse stehen aus, wodurch erst wenige und unvollständige Grundlagen für Korrelationsversuche vorhanden sind.

Weit verbreitet in den ehemals zahlreichen «Plateauschotter»-Kiesgruben im Berner Seeland ist gemäss KELLERHALS & TRÖHLER (1976) auch die typische Zweiteilung der Schotter aufgeschlossen: Unten befindet sich eine deutlich geschichtete Sequenz aus häufig sauberem Schotter, oben eine undeutlich geschichtete und verlehnte Abfolge. Die Grenze wird oft durch eine Blocklage gebildet.

Diese Zweiteilung mit Blocklage konnte bisher im Gebiet von Blatt Büren a. A. nicht beobachtet werden. Auf dem Büttenberg-Plateau steht zum Beispiel in der Kiesgrube Haulital (Ichertswil–Lüterkofen) im Dach des «Plateauschotters» ein Paläoboden mit tiefen Verwitterungskeilen an, der von einer Moränensequenz mit fossilem Paläoboden überlagert wird.

Wegen ihrer Höhenlage wurden die «Plateauschotter» von früheren Autoren (z. B. ANTENEN 1936, BECK 1938, GERBER 1950b) generell als «risszeitliche» Rückzugsschotter gedeutet.

Auf die erwähnte Zweiteilung der «Plateauschotter» mit einer trennenden Blocklage wird in den Erläuterungen zu Blatt Lyss (GRUNER 2012) näher eingegangen. Dort wird postuliert, dass in den Gebieten, wo eine Zweiteilung besteht, in Analogie zu vergleichbaren Schottern (z.B. Forst-Schotter, Blatt Bern, ISLER 2005) der untere Teil einer früheren Vergletscherung zugeordnet und der obere Teil als Vorstossschotter der Hauptvergletscherung der letzten Eiszeit interpretiert werden kann. Inwiefern diese Aufteilung der «Plateauschotter» auf zwei verschiedene Eiszeiten auch für die Vorkommen im Gebiet von Blatt Büren a.A. zutrifft, muss mangels Aufschlüsse zurzeit offen gelassen werden.

In Analogie zu Blatt Lyss (GRUNER 2012) werden die Ablagerungen des oberen Teils der «Plateauschotter» generell dem letzteiszeitlichen Hauptvorstoss des Aaregletschers zugeordnet. Dieser stiess bei seinem letzten Vorstoss erwiesenermassen bis in den Bereich Burgdorf vor (ISLER 2005). Der erst später vorstossende Walliser Gletscher hat dann diese Schotterlagen überfahren und mit Moräne überlagert.

Unter «Plateauschotter» wird im Gebiet von Blatt Büren a.A. auch der rinnenartige Schotterstrang zwischen Oberwil bei Büren und Rüti bei Büren aufgeführt. Das Alter dieser Rinnenbildung ist ebenfalls ungewiss, da die überlagernde Moräne der Letzten Vergletscherung den einzigen altersmässigen Fixpunkt bildet. In der Gummiloch-Kiesgrube nördlich von Oberwil (Koord.2597.630/1220.840) liegt die Untergrenze des Schotters auf 480m ü.M. (BAUMBERGER 1919). Dies ist tiefer als bei den «Plateauschotter»-Vorkommen östlich davon zwischen Arch und Leuzigen (Untergrenze 495 m ü.M., Obergrenze bei 550 m ü.M.). Möglicherweise wurde die Rinne, wie auch andernorts im Berner Seeland, bereits während einer früheren Eiszeit angelegt und aufgefüllt. Der Reliktcharakter der Vorkommen erlaubt aber keine präzise genetische Zuordnung.

Gute Aufschlüsse der «Plateauschotter» wurden in der Literatur verschiedentlich beschrieben, erstmals ausführlich in NUSSBAUM (1907) und später in NUSSBAUM (1927, 1934), in ANTENEN (1914) und in KELLERHALS & TRÖHLER (1976). Schön sichtbar sind die Schotter vor allem in den folgenden Kiesgruben:

- KG südlich von Arch (Koord. 2599.500/1223.250, stillgelegt).
- KG auf dem Büttenberg nördlich von Safnern (Koord.2591.350/1223.200, in Betrieb).
- KG Haulital in Ichertswil-Lüterkofen (ein Teil des Schottervorkommens liegt noch im Gebiet von Blatt Büren a.A., die Kiesgrube knapp ausserhalb; Koord.2604/1223, in Betrieb).

Grundmoräne und Erratiker älterer Eiszeiten im Jura

Im Gegensatz zu den nordöstlich und westlich anschliessenden Kartenblättern Balsthal (in Vorb.), Murgenthal und Chasseral (in Vorb.) wurden im Gebiet von Blatt Büren a.A. keine jurainternen Moränenreste älterer Kaltzeiten gefunden, jedoch zahlreiche Erratiker. Nach GRAF (2009) kann davon ausgegangen werden,

dass der Walliser Gletscher im Mittelpleistozän mindestens zweimal grosse Teile des Berner und Solothurner Juras überfuhr. Für die zweitletzte Kaltzeit konnte dies auch durch Oberflächendatierungen an erratischen Blöcken bestätigt werden (GRAF 2007).

q_{3c} Bergsturzmasse von Selzach

In der heute grösstenteils wieder verfüllten Grube Chapf nördlich von Selzach (Koord.2600.850/1229.085) finden sich in der südöstlichen Grubenwand Aufschlüsse eines grobblockigen Schotters aus mehrheitlich Jurakalken; untergeordnet treten auch alpine Gerölle auf. Die grössten Blöcke, durchwegs Jura-material, erreichen ein Volumen von über einem Kubikmeter. Diese auffällige Blocklage wird von letzteiszeitlicher Moräne bedeckt. Weiter nördlich, im Bett des Brügglibachs (Koord.2599.835/1229.815–2600.025/1229.535), treten Aufschlüsse und bis zimmergrosse Blöcke eines stark verkitteten Konglomerats auf. Die kaum kantengerundeten Komponenten bestehen nur aus Malmkalken mit einem Durchmesser bis maximal 0,4 m. Diese und weitere im Gebiet nördlich von Selzach ausgeschiedene Vorkommen von Konglomeraten und verkitteten Hang- und Blockschuttmassen wurden in der Kartenlegende unter der Bezeichnung «Bergsturzmasse von Selzach» zusammengefasst. MOLLET (1944) erwähnt aus einer Sondierbohrung westlich des Weihers von Bellach in einer Tiefe von 16,3 m Kalkfels, welchen er ebenfalls als Bergsturzmateriale interpretiert. Die stark unterschiedlichen Lithologien der verschiedenen Vorkommen sowie ihre deutlich unterschiedlichen Höhenlagen sprechen gegen das Vorliegen eines einzelnen Bergsturzeignisses. Es scheint sich, wie oben erwähnt, eher um genetisch und altersmässig unterschiedliche Vorkommen von Bergsturزابlagerungen, verkittetem Hang- und Blockschutt zu handeln, wobei einzelne stark verkittete Hangschuttvorkommen nachträglich noch verrutscht oder versackt sind. Da die südlicheren Vorkommen alle von letzteiszeitlicher Moräne bedeckt sind, ist zumindest ihr Alter als präletzteiszeitlich einzustufen.

Spätes Pleistozän

BIRRFELD-EISZEIT

(Letzte Eiszeit, «Würm»-Eiszeit)

Nach heutigen Kenntnissen stiessen die alpinen Gletscher seit dem letzten Interglazial mehrmals über den Alpenrand hinaus vor. Ein erster Vorstoss erreichte gemäss PREUSSER et al. (2011) vor rund 105 ka BP das Zürcher Oberland. Um ca. 65 ka BP gelangte der Gletscher bei einem weiteren Vorstoss bis in das Gebiet von Finsterhennen (ca. 10 km SW von Aarberg, Blatt Bieler See; PREUSSER &

SCHLÜCHTER 2004). In der vor rund 30 ka BP beginnenden Hauptphase der Birrfeld-Eiszeit erreichten die Gletscher ihre Maximalstände (Last Glacial Maximum, LGM) vor ca. 22 bis 24 ka BP (IVY-OCHS et al. 2008, PREUSSER et al. 2011). Auch diese Vergletscherung bestand aus mehreren Vorstössen beziehungsweise Oszillationen (GRAF 2009).

q_{4sV} Vorstossschotter der Letzten Vergletscherung (Seeland-Schotter)

Am Rand und lokal auch innerhalb des glazialen Seeland-Troges zwischen Kerzers und Solothurn stehen umfangreiche glazifluviale Schotterkomplexe an, die im Gebiet von Blatt Büren a. A. als Seeland-Schotter bezeichnet und als Vorstossschotter der Letzten Vergletscherung (Birrfeld-Eiszeit) betrachtet wurden. Sie liegen entweder älterem «Seeton» (in Bohrungen erkundet) oder der Unteren Süsswassermolasse auf. Oft werden sie von Moräne der Letzten Vergletscherung überlagert. KELLERHALS & TRÖHLER (1976) sehen sie als Relikt einer Schotterdecke, die das Seeland zwischen 400 und 520 m ü. M. auffüllte. In der Literatur werden dafür ganz verschiedene genetische Interpretationen, Altersangaben und Namen verwendet (vgl. WOHLFAHRTH-MEYER 1987). NUSSBAUM (1907) und ANTENEN (1936) bezeichnen diese Abfolge als «ältere Seeland-Schotter».

Die von diesen Autoren ausgeschiedenen «jüngeren Seeland-Schotter» stellen postglaziale Rückzugsschotter dar (auf Blatt Büren a. A. als Rückzugsschotter der Letzten Vergletscherung **q_{4sR}** ausgeschieden [ANTENEN 1971], auf Blatt Lyss als postglazialer Aare-Schotter).

Neuere Untersuchungen im Gebiet von Blatt Lyss legen nahe, dass es sich beim Seeland-Schotter um einen Schotterkomplex handelt, der während mehrerer Vergletscherungen aufgebaut wurde (GRUNER 2012). Nur die höchste Lage, die über einer partiell erhaltenen Blocklage liegt und einen lithologischen Übergang in die hangende Grundmoräne zeigt, kann als Vorstossschotter der Letzten Vergletscherung im engeren Sinn (LGM) betrachtet werden. Tiefere Lagen gehen zum Teil auf frühere Vergletscherungen der Birrfeld-Eiszeit zurück.

Der Seeland-Schotter ist in der Regel von einer Grundmoräne der Letzten Vergletscherung überdeckt und somit häufig einer direkten Beobachtung entzogen. Aufgrund einzelner Aufschlüsse kann er wie folgt charakterisiert werden: grober, sauberer Schotter (d.h. mit geringem Silt- und Tonanteil), häufig in Wechsellagerung mit Sandlagen. Die Sortierung ist besser als bei den «Plateauschottern», hingegen tritt Verkittung eher selten auf. Die Gerölle stammen zum überwiegenden Teil aus dem Wallis. Gesichert sind die Vorkommen von Seeland-Schotter in der Umgebung von Büren a. A. östlich von Brügg auf der vorgelegerten Terrasse zwischen Leuzigen und Nennigkofen und in Baugruben unter der Stadt Solothurn (LEDERMANN 1978). In der Kiesgrube Mettlen (Leuzigen, Koord. 2601.390/1225.360; stillgelegt) besteht noch ein ca. 10 m hoher Aufschluss (Fig. 9).



Fig. 9: Seeland-Schotter in der Kiesgrube Mettlen, Leuzigen (Koord.2601.309/1225.360, Ausschnitt ca.435–445 m ü.M.). In der Kiesfraktion dominieren Alpenkalke, danach folgen Sandsteine, Jurakalke, Quarzite und Kristallingesteine. Gelegentlich sind Walliser Erratika zu finden; diese machen jedoch nur einen geringen Prozentsatz aus. Die eindeckende Moräne geht auf die Letzte Vergletscherung zurück. Foto C. Gnägi, 2014.

q_{4m} Moräne der Letzten Vergletscherung

Während des Maximums der Birrfeld-Eiszeit (Last Glacial Maximum, LGM) überdeckte der Walliser Gletscher im Gebiet von Blatt Büren a.A. den ganzen Mittellandteil und Teile des Jura-gebirges. Die Oberfläche des Gletschers befand sich dabei auf ca. 800 bis 900 m ü.M. (SCHLÜCHTER 2009). Auf den Hügeln und Hochflächen findet sich eine mehr oder weniger geschlossene Decke von Grundmoräne (Till), deren Mächtigkeit, wie anhand von Bohrungen festgestellt werden konnte, von wenigen Dezimetern bis über 30 m reicht.

Vorherrschend sind stark siltige und feinsandige Ablagerungen mit einem wechselnden Anteil an kiesig-sandigem Material, Steinen und Blöcken. Der Anteil an durch den Gletscher erodiertem Molassematerial (Sand und Mergel) ist stellenweise gross (s.a. GASSER & NABHOLZ 1969).

Die Grundmoräne konnte anhand zahlreicher Bohrungen auch in den glazialen Trögen unter den nacheiszeitlichen Lockergesteinen nachgewiesen werden.

Drumlins

Drumlins sind im Gebiet von Blatt Büren a.A. selten und lediglich zwischen Bibern und Arch sowie nördlich von Biezwil kartiert worden.

Moränenwälle

Eher untergeordnet und schlecht verfolgbar tritt letzteiszeitliche Obermoräne in Form von Wällen auf. Lokale Moränenwälle von Rückzugsständen befinden sich zum Beispiel zwischen Bibern und Leuzigen. Eine sichere Unterscheidung zwischen Moränenwällen und Drumlins ist allerdings nicht immer möglich (vgl. GRUNER 2012).

Erratische Blöcke

In der glazial stark geprägten Landschaft sind auch zahlreiche erratische Blöcke (Findlinge) zu finden. Einige dieser Blöcke wurden unter Schutz gestellt (vgl. Verzeichnis der geschützten geologischen Objekte des Kantons Bern in AEBERHARD et al. 1987). In Tabelle 1 sind einige durch ihre Grösse, Herkunft oder Inschriften besonders erwähnenswerte erratische Blöcke aufgelistet.

q_{4sM} Kiessand von Madretsch

Eine spezielle Position innerhalb der Schotterablagerungen des Seelandes nimmt der Kiessand von Madretsch ein («geröllführende Sande von Madretsch», ANTENEN 1971). Es handelt sich um verkitteten sauberen bis siltigen Sand mit unterschiedlichem Kiesanteil. Der Kiessand war bis zum Bau der Autobahn N5 mit dem Längholtunnel südlich des Friedhofes in einer aufgelassenen Kiesgrube

Tabelle 1: *Bedeutendste erratische Blöcke im Gebiet von Blatt Büren a. A.*

Name	Gemeinde	Gestein	Koordinaten
Grosser Heidenstein	Brügg	Kristalliner Schiefer	2587.416/1220.475
Bachmannstein (Grauer Stein)	Dotzigen	Epidot-Chlorit-Serizitgneis	2593.411/1219.243
Findlingsreservat Längholz (51 Blöcke)	Biel, Brügg	Hornblendegranite, Marmore, Biotitgranit, Granite, kristalline Schiefer	2586.930 – 2588.500/ 1221.030 – 1220.150
Schalenstein Büttenberg	Pieterlen	Biotitgranit	2591.580/1122.750
Pegelstein	Dotzigen	Epidot-Serizitgneis	2592.782/1219.333
	Büren a. A.	Vallorcine-Konglomerat	2594.963/1220.268
Pfahlblock	Studen	Chlorit-Serizitschiefer	2588.891/1218.083
Blauer Stein	Dotzigen	Grobsandstein (Vallorcine-Sandstein)	2593.249/1219.126
Findlingsgarten (Findlinge aus N5-Trasse)	Grenchen	Gneise, Granite, Kalke, Sandsteine usw.	2597.104/1225.847
Schalenstein Eichholz	Grenchen	Serizitgneis	2595.940/1225.750
Erratiker Bärenchopf (höchstgelegener Findling im Kt. SO, 1215 m ü.M.)	Grenchen	Chloritgneis	2592.773/1229.595

noch gut aufgeschlossen (Schrägschichtung, Koord. 2586.660/1219.360). Er wurde zudem im Rahmen der Untersuchungen für den Bau der N5 in verschiedenen Bohrungen im Bärletwald unter einer bis zu 11 m mächtigen Moränenüberdeckung erkundet und später in den beiden Röhren des Längholztunnels auch durchfahren. Der angefahrene Kiessand hatte nur einen geringen Kiesanteil und ging gegen unten allmählich in feinkörnige Stausedimente und alte Seeablagerungen über (interglazialer «Seeton»?). Bemerkenswert ist der Geröllbestand mit etwa 60% jurassischen Kalkgeröllen. Diese Zusammensetzung deutet auf einen Transport aus dem Jura (altes Schüssdelta) hin.

q_{4sR} Rückzugsschotter der Letzten Vergletscherung

Grössere, nicht von Moräne überlagerte Schotterfluren links des Nidau-Büren-Kanals und der Aare werden als Rückzugsschotter der Letzten Vergletscherung bezeichnet. Teilweise dürfte es sich auch um Ablagerungen in randglazialen Abflussrinnen handeln (s.a. Stauschotter von Diessbach). Grössere Vorkommen befinden sich auf der Ostseite des Büttenbergs, wo sie früher auch abgebaut wurden, sowie im Tälchen zwischen den beiden Molassehügeln Chräjeberg und Büttenberg, wo – wie Bohrungen für die N5 zeigten – eine über 26 m tiefe Rinne

durch randglaziale Ablagerungen aufgefüllt wurde. ANTENEN (1971) bezeichnete die Rückzugsschotter als «jüngere Seeland-Schotter» im Sinne von ANTENEN (1936), der allerdings auch die postglazialen Schotter dazu zählte.

q_{sd} Stauschotter von Diessbach

Noch während der zurückschmelzende Walliser Gletscher den Seeland-Trog ausfüllte, lagerten in der Senke von Dotzigen–Büetigen–Diessbach randliche Schmelzwässer Schotter und Sand ab, die als Stauschotter von Diessbach bezeichnet werden. Die Ablagerungen sind nicht von Moräne bedeckt; sie liegen rund 10 m über der Alluvialebene der Aare und bilden eine ausgeprägte Terrasse. Der Stauschotter besteht zumeist aus stark sandigem Kies mit wenig Grobanteil und ist von Lehmschichten durchzogen. Er wurde in verschiedenen kleineren Kiesgruben ausgebeutet. Charakteristisch sind vereinzelt Tongerölle, die von KELLERHALS & TRÖHLER (1976) als in gefrorenem Zustand eingeschwemmte Moräne gedeutet wurden.

q_f Seeablagerungen von Frinvillier und Rondchâtel

Während verschiedener Rückzugshalte des Walliser Gletschers wurde bei Reuchenette, Rondchâtel und Frinvillier je ein See aufgestaut. Der See von Rondchâtel reichte in seiner maximalen Ausdehnung vom alten Zementsteinbruch Sur les Oeuches im Norden bis zu den Felswänden bei Koord. 2585.670/1224.450 im Süden. Die Seeablagerungen von Rondchâtel sind verschiedentlich durchbohrt worden. Die maximale durchbohrte Mächtigkeit beträgt knapp 78 m. Das in kiesigen Zwischenlagen zirkulierende Wasser ist teilweise artesisch gespannt. Die Seeablagerungen von Frinvillier umfassen einen grossen Teil des Dorfes sowie südlich davon gelegene Teile.

q_{ss} Schüss-Schotter

Der spät- bis postglaziale Schüss-Schotter wurde in einer ersten Phase nach Osten in Richtung Pieterlen geschüttet; anschliessend wandte sich die Schüss nach Südwesten und schüttete ein grosses Delta, welches über Biel und Madretsch bis ins Brüggmoos reichte. Der Schüss-Schotter wurde in zahlreichen Sondierbohrungen und Baugruben erkundet. Er liegt im Raum Biel praktisch immer über feinkörnigen Seeablagerungen und weist in der Regel eine Mächtigkeit von 5 bis 10 m auf.

q_s Spät- bis postglaziale Schotter (Aare-Schotter)

Nach dem Gletscherrückzug transportierte die Aare zusammen mit der Saane gewaltige Massen von Erosionsschutt in das Seengebiet und schüttete von

Aarberg aus ein Delta auf. Diese im proximalen Bereich des Deltas aus grobem sandigem Schotter aufgebauten Ablagerungen sind im Gebiet Aarberg-Kappellen-Kallnach bis zu 50 m mächtig und bilden den Hauptgrundwasserleiter im Seeland. Entsprechend der Deltaform nimmt die Mächtigkeit der grobkörnigen Ablagerungen mit zunehmender Distanz von der Mündung ab. Parallel dazu wird der Schotter immer feinkörniger und geht im Nordosten bei Büren a. A. in Sand und Siltton mit Feinsandlagen über.

Holozän

Nach dem Rückzug des Walliser Gletschers bildeten sich entlang des Jura-südfusses und im Aaretal lokal grössere Seen, welche vorwiegend von älteren Autoren auch «Solothurner See» genannt wurden (FAVRE 1883, ANTENEN 1936; s.a. Bemerkung auf S. 44). Diese wurden sukzessive mit Lockergestein aufgefüllt, in erster Linie durch die Ablagerungen der Aare und im Raum Biel der Schüss. In grösserer Entfernung der Aaredeltas handelt es sich dabei, wie in zahlreichen Bohrungen dokumentiert werden konnte, um feinkörnige Seeablagerungen, die zum Beispiel westlich von Biel (Bohrung im Bielersee) eine Mächtigkeit von über 100 m erreichen.

q_e Hangschutt, Blockschutt, solifluidal umgelagert

Es handelt sich um teilweise verkittete, durchlässige Schuttmassen, die umgelagert beziehungsweise sekundär über geringe Distanz transportiert wurden und dadurch meist nicht mehr in direktem räumlichem Zusammenhang mit dem Liefergebiet stehen. Typischerweise ist ihre Schichtung, wo erkennbar, gegen den Hang geneigt, das heisst rotiert worden. Umgelagerter Hang- und Blockschutt tritt in Péry bis auf eine Höhe von ca. 700 m ü.M. sowie unterhalb der Nordflanke des Montoz (Forêt de l'Envers, Nordwestecke der Kartengebiets) auf. In beiden Fällen lagert er der Molasse auf. Als Transportmechanismen kommen Solifluktion (vgl. PFIRTER 1997), aber auch Rutschen auf der verwitterten Molasseoberfläche infrage.

q_L Verwitterungs- und Hanglehm, Schwemmlehm in Mulden idem, vermischt mit Hang- und Blockschutt

Am Hangfuss der einzelnen Molassehügel wurden vielerorts lehmhaltige Ablagerungen festgestellt. Es handelt sich vorwiegend um Verwitterungs- beziehungsweise Hanglehm aus den Mergeln der Unteren Süsswassermolasse, der

vereinzelt mit Hang- und Blockschutt vermischt ist. Gelegentlich wurden Lehm-vorkommen auch zu Ziegeleizwecken abgebaut.

Sackungsmassen

Im Verband abgesunkene, oft verkippte Festgesteinsmassen kommen im Gebiet von Blatt Büren a. A. unterhalb des überkippten Montoz-Südschenkels oberhalb von Péry (Twannbach-Formation) sowie unter dem flach einfallenden Nordschenkel der Grenchenberg-Antiklinale am Längschwung (Balsthal- und evtl. auch Günsberg-Formation) vor.

Rutschmassen

Im Mittellandteil des Gebiets von Blatt Büren a. A. liegen die meist kleineren Rutschungen in Gebieten, wo der Felsuntergrund von der mergelreichen Unteren Süsswassermolasse aufgebaut wird. Die Terrainbewegungen spielen sich dabei entweder in der Lockergesteinsdecke oder längs von Mergelschichten innerhalb der Molasse ab. Im steilen, nordwärts fallenden Hang des Büntenbergs beispielsweise werden im ganzen Bereich Rutschphänomene beobachtet. Kleinere, häufig nicht kartierbare Rutschungen, die nur eine geringmächtige Deckschicht betreffen, finden sich zudem vielfach an Steilhängen oder in Bacheinschnitten.

Blockschutt

Grössere Blockschuttmassen wurden an zwei Stellen im Kartengebiet aus-
geschieden: im Creux des Mines, 2 km östlich von Péry, und bei den Büelen nörd-
lich von Grenchen. Oberhalb der beiden Ablagerungen ist jeweils eine Ausbruchs-
nische erkennbar.

Hangschutt

Im Jura tritt Hangschutt vorwiegend in Form von Schürzen am Fuss der stei-
len, aus Malmkalk bestehenden Antiklinalflanken auf. Der Nordhang der Mulde
von Péry ist grossflächig mit Hangschutt bedeckt, dessen Bildung wahrscheinlich
durch die starke tektonische Beanspruchung des Südschenkels der Montoz-Antikli-
nale begünstigt wurde. Ferner tritt Hangschutt am Westhang der Klus von Rondchätel
auf sowie unterhalb der aus Kalk der Pichoux-Formation bestehenden Felswände
(auf der Karte als Birnenstorf-Member bezeichnet) in der Combe der Planchet-
tes nördlich von Péry. Wo Hangschutt angeschnitten ist, zum Beispiel in Bachrunsen,
zeigt sich oft eine hangparallele Schichtung. Einzelne Lagen im Hangschutt können
eine Braunfärbung aufweisen (Paläobodenrelikte?) oder, besonders im oberflächen-
nahen Bereich, verkittet sein (vgl. BURKHALTER 1989, PFIRTER 1997). Die Mächtigkeit

keit des Hangschutts variiert meist im Bereich einiger Meter. In der Grube an der Stockholen nördlich von Bettlach (Koord. 2598.450/1229.925) wurden sogar Mächtigkeiten von mehr als 30 m gemessen (BURKHALTER 1989, S. 190).

Im Mittelland bildet sich Hangschutt mancherorts durch In-situ-Verwitterung des Molassematerials. Am Fuss von Steilhängen aus mergeliger Unterer Süsswassermolasse weist dieser Schutt eine lehmige Zusammensetzung auf (s. Abschnitt Hanglehm). Häufig trifft man zudem auch auf Anreicherungen von ausgeschwemmtem Moränenmaterial am Fuss von Hängen und in Bachgräben.

Bachschuttkegel

In der Mulde von Péry bilden sowohl Le Pichoux als auch die beiden Bäche, welche die Comben der Brotheiteri und der Planchettes entwässern, am Übergang zum Talboden einen kleinen Schuttkegel. Weitere kleinere Schuttkegel befinden sich zwischen Lengnau und Grenchen am Jurasüdfuss. Wesentlich ausgedehnter ist das Schutfächersystem zwischen Grenchen und Selzach. Die Schutfächer werden aus den Bächen gespiesen, die die Doppelcombe des Bettlachbergs und des Brüggli zur Aare hin entwässern. Dominantes Element dieses Systems ist der Kegel des Giggerbachs und des Wissbächli zwischen Grenchen und Bettlach, der eine Länge von 3,5 km und eine maximalen Breite von 3 km aufweist. Er ist an seinem Westrand via Allmend-Erlimoos mit dem Kegel des Brügglibachs verbunden. Der Kegel des Brügglibachs teilt sich oberhalb von Brüel in die Kegel des Haagbachs und des Selzacher Bachs, welche schliesslich bis in den Talboden der Aare reichen. Westlich an den Kegel des Brügglibachs anschliessend und ebenfalls mit diesem verbunden ist der Kegel des Lochbachs. Der Lochbach entwässert die Combe der Schauenburg und alimentiert sowohl den Kegel von Selzach als auch die Talung Bärswil-Weierhof mit Schutt. Die Überflutung des Kegels des Lochbachs im April 1970, an deren Ursprung eine grössere Rutschung im Schauenburgschwung stand (BURKHALTER 1989, S. 191ff.), ist ein Beispiel dafür, dass diese Bachschuttkegel noch immer aktiv sind.

Breitgefächerte Bachschuttkegel mit Einzugsgebieten in der Molasse befinden sich in erster Linie randlich des Aaretals, namentlich zwischen Büren a. A. und Leuzigen. Der grösste davon ist der flache Kegel des Rütibachs in Rüti bei Büren. Die Bachschuttkegel im Molassegebiet sind entsprechend dem Untergrundmaterial des Einzugsgebiets in der Regel feinkörnig und im schüttungsfernen Bereich verlehmt.

Kalktuff

Entlang von Wasseraustritten aus der Molasse bildeten sich verschiedenorts lokale Vorkommen von Kalktuff. Ein erwähnenswertes Vorkommen befindet sich südöstlich von Leuzigen am Ostrand des Gebiets von Blatt Büren a. A. Es war schon den Römern bekannt und wurde während langer Zeit zur Gewinnung von Bauste-

nen abgebaut. Eine bis zu 11 m mächtige Kalktuffablagerung befindet sich zudem im Bereich der Römerquelle oberhalb der Bieler Altstadt (ANTENEN 1971).

Verlandungssedimente

In den distalen Bereichen des postglazialen Schüss- und Aaredeltas kam Sand zur Ablagerung. Die oberflächennahen Schichten, zum Beispiel im Becken zwischen Bütigen und Büren a. A., bestehen vorwiegend aus Fein- bis Mittelsand. In der letzten Phase der Trogfüllung wurde schliesslich eine Verlandungsserie, bestehend aus «Seeton» («Lehm»), Seekreide und Torf, abgelagert. Diese Serie prägt die Talböden im Brüggmoos und im Leugenetal sowie die Ebene des Aaretals zwischen dem Nidau-Büren-Kanal und Solothurn.

Nach dem Gletscherrückzug bildeten sich am Jurasüdfuss, im Aaretal, im Limpachtal sowie in weiteren Trögen und Geländemulden zahlreiche Seen oder kleinere Tümpel, die allmählich verlandeten. Auch hier kamen verbreitet feinkörnige Sedimente (Silt, Feinsand) sowie Torf und Seekreide zur Ablagerung.

In den ehemaligen Torfmooren (z.B. im Limpachtal) wurde früher vielerorts Torf gestochen; heute sind diese Gebiete weitgehend drainiert, werden landwirtschaftlich genutzt oder sind überbaut.

Sümpfe, Riede

Sumpfbereiche sind in erster Linie in undrainierten, heute nicht genutzten Gebieten entlang des alten Aarelaufes zu finden (z.B. bei Meienried).

Alluvionen

In den meist kleineren Talungen im Molassehügelland wurden junge Alluvionen ausgeschieden. Ebenfalls als Alluvionen kartiert wurden der grobe Schotter und der oft siltige Sand entlang der Alten Aare zwischen Barga (Blatt Lyss) und dem Nidau-Büren-Kanal (Blatt Büren a. A.). Es handelt sich dabei um Überflutungssedimente der Aare vor der ersten Juragewässerkorrektion (1867–1891).

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Künstliche Auffüllungen sind hauptsächlich bei stillgelegten und verfüllten Kies- und Lehmgruben sowie seltener bei Steinbrüchen zu finden. Diese Abbaustellen wurden in erster Linie mit Bauschutt, vereinzelt aber auch mit Kehrriech verfüllt. Die Geländemulde im Mettmoos östlich von Biel diente beispielsweise lange Zeit als Kehrriechdeponie der Stadt Biel. Die Katasterangaben der zuständigen Ämter der Kantone Bern und Solothurn wurden bei der Erstellung von Blatt Büren a. A. berücksichtigt.

Die ehemaligen Aare- und Zihlläufe

Unterhalb von Nidau zeugen alte Flurnamen wie Portmoos, Aalmatten, Altmoos und Brüggmoos davon, dass im 19. Jahrhundert weite Gebiete beiderseits der Zihl bis hinunter nach Aegerten Überschwemmungsgebiete waren. Bei Schwadernau bildete die Zihl eine Schleife, welche bis an das Dorf reichte und sich danach nordwärts weiter über Orpund nach Meienried erstreckte, wo sich Zihl und Aare bei der Lokalität Höll vereinigten.

Die Alte Aare fliesst von Aarberg herkommend bei Dotzigen noch heute in ihrem natürlichen Flussbett. Beim Schwadernaugrien erkennt man eine weit gebogene Böschungskante, die vom heutigen Lauf der Alten Aare in nördlicher Richtung wegbiegt und vor der Wannersmatt wieder gegen die heutige Rinne am Hangfuss schwenkt. Mehrere Tümpel und Sümpfe zeugen zusätzlich von diesem ehemaligen Aarebett. Unmittelbar vor Dotzigen sind verästelte, breite Rinnenstrukturen (Channels) in Luftaufnahmen und im Digitalen Höhenmodell *Swiss-ALTI*^{3D} erkennbar. Es handelt sich dabei um ein weiteres altes Flussbett, das östlich des Schwadernaugrien über die Riedmatte gegen den Dorfkern zieht. Der Dotziger Pegelstein, ein Erratiker zur Messung von Hochwasser, lag somit im ehemaligen Flussbett am Hangfuss. Die Karte von *TRECHSEL & OPPIKOFER* (1817) stellt diese Situation treffend dar.

Der ehemals 500m breite Zusammenfluss von Zihl und Aare in der Lokalität Höll, auch Meienriedloch genannt, sowie der daran anschliessende weitgeschwungene Mäander des Häftli bilden den markantesten Teil des alten Aarelaufs im Gebiet von Blatt Büren a. A. In dieser Gegend stehen häufig siltig-tonige Sedimente mit etwas Torf an und bewirken einen gespannten Grundwasserspiegel.

Die innerhalb des Häftli liegende Schleife der Färmatt-Giessen wurde offenbar erst beim Bau des Nidau-Büren-Kanals als Umleitung gebildet, denn weder die Dufour- noch die Siegfried-Karte verzeichnet diesen vermeintlich alten Mäander.

Unterhalb von Büren a. A. stiess am rechten Ufer der Schuttkegel des Rütibachs vor und drängte die Aare allmählich ab, wodurch diese einen Mäander beim Rütisack bildete. Die Aare erodierte jedoch den Rütibachkegel wieder, wie die konkave Höhenlinie 430 m ü. M. am rechten Ufer zeigt. Ihre gedachte Weiterführung zieht genau in den Umriss des Rütisacks. Ein späterer Aaredurchbruch machte den Rütisack zum verlandeten Altwasser; er wird heute durch den Bachlauf der Leugene gespiesen.

Das Gebiet mit dem Flurnamen Egelsee bei Staad ist eine weitere ehemalige Aareschleife, die auf der Karte noch 1889 mit «Egelsee u. Insel» bezeichnet war. Die Flugbilder der Überflutung von 1944 zeigen diese beiden Gebiete gegenüber den umliegenden Äckern als deutlich tieferliegende Altwasser. Möglicherweise war auch das davor liegende Gebiet der Fischmatt ein Altwasser; charakteristisch bogenförmige Flurgrenzen und Entwässerungskanäle der Siegfriedkarte deuten wenigstens darauf hin.

Flussabwärts von Büren a. A. pendelt die Aare in weiten Flussbögen in der Grenchenwiti hin und her, wobei die Höhendifferenz der 13 km langen Ebene bis Solothurn lediglich etwa 1m beträgt.

Die im 19. Jahrhundert schnell wachsende Bevölkerung der Schweiz brauchte mehr Siedlungsraum und Agrarland, was zu einer zunehmenden Bewirtschaftung und Bebauung bisher gemiedener Alluvialebenen und periodisch hochwassergefährdeter Gebiete führte. Dies löste in der Schweiz eine Epoche landgewinnender Entsumpfungen, Flussbegradigungen und -umleitungen aus, wie zum Beispiel die zukunftsweisende Linthkorrektur von 1808 bis 1816.

Im Berner Seeland warb der Arzt und spätere Projektleiter Johann Rudolf Schneider, der im flutgeplagten Meienried aufwuchs, vor bernischen Regierungsvertretern für Abhilfe und Unterstützung. Am Erfolg der Linthumleitung wurde klar, dass nur eine radikale Neugestaltung der Flusslandschaft die Überflutungen und Versumpfungen beenden konnte. Vom ausgereiften Projekt des Ingenieurs Richard La Nicca aus dem Jahre 1841 vergingen jedoch in den politischen Wirren vor und während des Sonderbundkriegs 1847 und der Gründung des Schweizer Bundesstaates im Jahre 1848 nochmals 26 Jahre bis zum Beginn der eigentlichen Arbeiten. Erst 1867 wurde das Seelandprojekt zur Bundessache erklärt; damit kam Schwung in Koordination, Finanzierung und Ausführung des Vorhabens.

Beim Bielersee wurde nun der folgenschwere Fehler eines zu geringen Seeabflusses, wie seinerzeit bei der Kanderumleitung, vermieden. Deshalb wurde 1868 zuerst mit dem Bau des Nidau-Büren-Kanals begonnen, um den Seeabfluss zu vergrössern. Er durchfuhr die Schleifen der Unteren Zihl von Nidau bis Brugg und legte damit dieses überschwemmungsgefährdete Gebiet trocken. Weiter flussabwärts durchstach er die Schleife bei Orpund, querte bei Meienried die Höll bei der Aareinmündung und machte damit das Häfli zum Altlauf. Erst danach konnte die Aare von Aarberg direkt in das «Ausgleichsbecken» Bielersee umgeleitet werden.

Mit dem Durchstich des Hagneck-Kanals wurde 1891 die erste Juragewässerkorrektur nach über zwanzigjähriger Bauzeit offiziell beendet. Die ursprünglich geplante Ausweitung des Kanals wurde der erosiven Kraft der Aare überlassen, welche seitdem ein beachtliches Delta im Bielersee aufgeschüttet hat.

Mit der Aareumleitung war die flache Landschaft des Seelandes nun aber keineswegs vor Überflutung gefeit, wie die häufigen Seehochstände zwischen 1901 und 1944 zeigen. Die drei Mittellandseen wiesen in diesen Jahren Höchstpegel von einem halben Meter über der heutigen Schadengrenze von 430,25 m ü. M. auf. Bei der grossen Überflutung 1944 wurden mit einem 0,93 m höheren Maximum Überschwemmungen vom Grosse Moos bis hinab nach Büren a. A. ausgelöst.

Erste grundsätzliche Überlegungen zu einer weiteren Absenkung des Bielerseespiegels wurden bereits 1909 angestellt. Die unhaltbaren Zustände bis zum Zweiten Weltkrieg führten zur zweiten Juragewässerkorrektur (1962–1973), mit der das «Ausgleichsbecken» Bielersee nochmals um 1,15 m abgesenkt wurde.

TEKTONIK

Faltenjura

Der nordwestliche Drittel des Gebiets von Blatt Büren a. A. wird von drei ENE streichenden Ketten eingenommen: der See-, der Chasseral- und der Montoz-Antiklinale, getrennt durch die Mulden von (Orvin-) Frinvillier-Vauffelin und (La Heute-) Péry (Fig. 11). Die nordwestliche Kartengebietsecke gehört zum weiten Becken von Tavannes. Dort, wo die See-Antiklinale abtaucht, gehen die Chasseral- und die Montoz-Antiklinale durch Faltenablösung in das steil auftauchende Weissenstein-(Grenchenberg-)Gewölbe über. Dieser komplexe Knoten vom Bürenschwängli (Koord. 2593.650/1229.320) im Grenzgebiet der Atlasblätter Büren a. A. und Moutier wird von LAUBSCHER (2008) ausführlich analysiert.

Einblick in die Chasseral- und die See-Antiklinale bieten die Schüssklusen von Rondchâtel und des Tubelochs, die ungefähr einer Depression der beiden Falten folgen. Diese ausgeprägte Achsendepression setzt sich südwärts in der Molasse der Region Biel fort (ANTENEN 1996; Fig. 11). Gegen Norden endet sie abrupt an der Montoz-Antiklinale, die hier tektonisch wie morphologisch deutlich höher kulminiert als die beiden südlichen Ketten. Einblick in die Montoz-Antiklinale bieten die Halbkusen von Les Essieux (am W Kartengebietsrand) und La Verrière. Die Montoz-Antiklinale bildet die Wasserscheide zwischen der nach Norden entwässernden Birs und der nach Süden zur Aare entwässernden Schüss.

Im Nordwesten des Kartengebiets ermöglichte der Bau des Grenchenbergtunnels einen Einblick in die Weissenstein-Antiklinale. Die Beschreibung des unerwartet komplexen Baus durch BUXTORF (1916) führte zum Durchbruch des erstmals von MÜHLBERG (1903) vorgestellten Konzeptes einer verfalteten Überschiebung.

Im grösseren Rahmen betrachtet gehört das Gebiet zum rheintalischen Jura (nach STEINMANN 1892). Diese Zone in der Südfortsetzung des Oberrheingrabens ist durch ursprünglich NNE streichende oligozäne Störungen gekennzeichnet, die auf oft komplexe Weise in die spätmiozäne Jurafaltung einbezogen wurden (LAUBSCHER 2008).

Die Ansichten zur Tektonik des betrachteten Gebiets haben sich seit der Drucklegung des Blattes 2004 erheblich geändert. Die aktuellen Ausführungen basieren auf Neuaufnahmen eines der Autoren (J. A.) sowie LAUBSCHER (2008). Die Unterschiede zeigt der Vergleich von Figur 11 mit der «Nebenkarte tektonische Übersicht 1:200 000» auf dem Atlasblatt.

Tektonische Elemente

See-Antiklinale (Seekette)

Der asymmetrische Kofferfaltenquerschnitt der südlichsten Kette lässt sich in der Tubelochschlucht am besten studieren; die Schichtreihe ist dort bis etwa in die Hälfte der Reuchenette-Formation aufgeschlossen. Die im Folgenden beschriebenen Verhältnisse sind auf dem beide Flanken umfassenden Schluchtprofil dargestellt (Fig. 10).

Der Südschenkel taucht hinter den ehemaligen Vereinigten Drahtwerken, wo die Schüss den Jura verlässt, stark zerschert mit ca. 30° auf; es handelt sich um plattigen Kalk der Twannbach-Formation. Im engen Schluchteingang versteilen sich die Schichten auf etwa 60°, und mit der Grenznerineenbank erscheint auch die Reuchenette-Formation an der Oberfläche.

Nach einem Knick reduziert sich das Fallen gegen das nördliche Gewölbescharnier allmählich bis zur Waagrechten. Etwa 30 m vor der Tubelochbrügg setzt ein steil nach Südosten fallender Bruch die hintere Schluchthälfte rund 50 m tiefer. Im Rahmen der Planung des Steinbruchs Vorberg wurden verschiedene Sondierungen und geoelektrische Untersuchungen durchgeführt. Diese zeigten den weiteren Verlauf der Verwerfung im Steinbruchbereich. Die Hauptverwerfung streicht in nordöstlicher Richtung, teilt sich im Steinbruchbereich aber in einen ENE streichenden und einen NNE streichenden Ast auf (auf der Karte vereinfacht dargestellt). Die zwischen den beiden Ästen liegende Bruchscholle ist nach unten versetzt.

Zwischen der Tubelochbrügg und dem Autobahnportal Richtung Norden fallen im Schluchtgrund eine Anzahl N10–40° streichender Klüfte auf (rheintalische Richtung), deren stark verwitterte und verkrustete Oberfläche leider keine Striemung mehr erkennen lässt.

Der Nordschenkel ist zusammen mit einer tief einsteckenden Synklinale auf die durch Bohrungen nachgewiesene Molassefüllung der Mulde von Frinwillier aufgeschoben. In der westlichen Schluchtwand durchfährt ein alter Tunnel die kleine Synklinale beim Lysserbrunnen (ca. 670 m ü.M.), die, knapp 100 m höher, das östlichste bekannte Vorkommen von Kreide im Schweizer Jura enthält (Fig. 10). Die sumpfige Umgebung belegt das Vorhandensein der (auf der Karte nicht eingetragenen) Goldberg-Formation als Unterlage des bräunlichen, grobbankigen «Marbre-bâtard»-Relikts. Die Achsenflächenspur der hier als Tunnelsynklinale bezeichneten Struktur fluchtet mit dem jüngsten Element jenseits der Schlucht, dem zucker körnigen Kalk (Calcaire saccharoïde; Fig. 10), der an der Strasse nach Vauffelin aufgeschlossen ist (Koord. 2586.480/1224.050, ca. 580 m ü.M.). Es handelt sich hier um einen grünlichen massigen, rekristallisierten und etwas kavernösen Kalk, wie er an den Hängen des Vallon de St. Imier im Dach der Twannbach-Formation vorkommt. Damit lässt sich im nördlichen Teil der Schlucht eine Horizontalverschiebung ausschliessen. Eine solche, NNE streichend, scheint dagegen eher im

Wald an der Strasse nach Vauffelin zu bestehen, wohin die im mittleren Schluchtabschnitt festgestellten Klüfte zielen.

Die Tubelochschlucht zeigt viele kleintektonische Phänomene, zum Beispiel Keilbildung einzelner Bänke, die, vielfach wiederholt, eine Verdickung des Schichtstapels auf Kosten der Länge zur Folge hat; auch herrscht eine sehr spröde Bruchbildung vor. DE GASPARO (2002) gibt dazu eine anschauliche Beschreibung.

Östlich der Schlucht steigt die Faltenachse bis zur Mülbe mit über 10° an. Bei La Bergerie tritt in einem Aufbruch (Boutonnière) die Reuchenette-Formation wieder zutage. Gegen Romont sinkt das Gewölbedach sanfter ab und zeigt eine Längsrundung, bevor es unter der Moränendecke verschwindet. In Pieterlen war im Mai 2000 östlich des Schössli in einer Baugrube vor dem Wald mit $\geq 70^\circ$ südfallender Glimmersandstein («Blättermolasse», USM I) aufgeschlossen. In den Steinbrüchen im Lengnauwald und Firsi ist das Gewölbedach erkennbar. Nördlich davon fallen die Schichten mit 20° unter den Moränenwall am Itenberg ein. Bei Allerheiligen liegen die nördlichsten Schichten der Twannbach-Formation nahezu waagrecht. Im Grenchenbergtunnel wurde schliesslich nur noch eine seichte Einsattelung in der Molasse über dem Gewölbe der See-Antiklinale angefahren (Taf. I, Profil 3). Westlich der Tubelochschlucht steigt die See-Antiklinale anfangs nur leicht an; im Südschenkel ist dort teilweise noch Unterkreide erhalten.

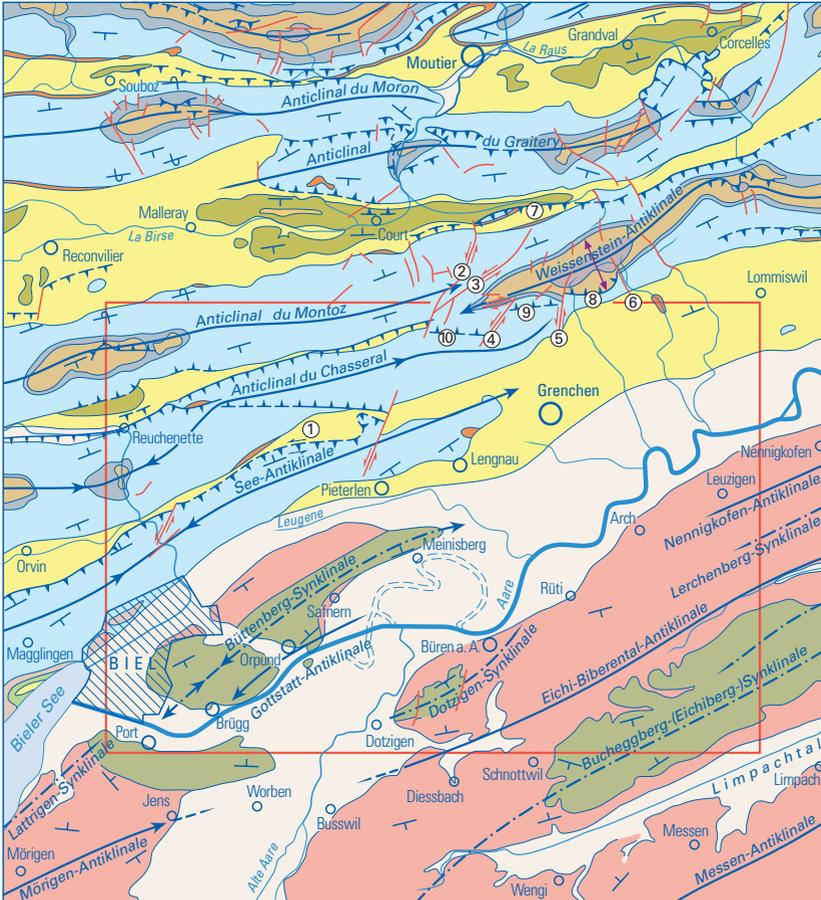
Mulde von Frinvillier-Vauffelin

Der stark verengte Talgrund in Frinvillier lässt vermuten, dass die Synklinale tendenziell von den abgesicherten Antiklinalschenkeln überfahren ist, wie das bereits von LAUBSCHER (1965) zur Erfüllung der kurvimetrisch-volumetrischen Konkordanz postuliert wurde. Die Überschiebung am Südrand der Synklinale ist nachweisbar (s.a. LAUBSCHER 2008), während eine solche am Nordrand entgegen der Darstellung auf der Karte nirgends beobachtet werden kann. Oberhalb von Orvin stehen die Schichten saiger, unter der Schüssbrücke von Frinvillier auf 530 m ü.M. (tiefster Aufschluss) zeigen sie, völlig ungestört, ca. 60° Südfallen (Taf. I, Profil 1) und östlich von Frinvillier, im Steinbruch les Côtattes auf rund 750 m ü.M., bloss noch 30° .

Die Untere Süsswassermolasse ist von Orvin (Gebiet von Blatt Chasseral) her in lokalen Aufschlüssen bis vor das moränenbedeckte Plateau westlich von Romont nachgewiesen.

Chasseral-Antiklinale (Montagne-de-Romont-Stierenberg-Kette)

Von ganz anderem Charakter als die See-Antiklinale präsentiert sich die in der weiten Klus von Rondchâtel aufgeschlossene Chasseral-Antiklinale, deren auffällig rundlicher Querschnitt vom westlichen Hang aus (Forêt de Châtel, Gebiet von Blatt Chasseral) besonders gut erkennbar ist. Der Schichtverband, heute



-  Überschiebung
-  Überschiebung mit horizontaler Bewegungskomponente
-  Bruch im Allgemeinen
-  Horizontalverschiebung
-  Verbreiterung der Weissenstein-Antiklinale
-  ⑥ Referenznummer (s. Figurlegende)

auf der Ostseite der Schüss im stillgelegten Steinbruch La Charuque bis auf den Hauptrogenstein aufgeschlossen, ist kaum von Scherflächen oder anderen Störungen betroffen; überhaupt gibt es keine Indizien auf eine in der Tiefe liegende Disharmonie. So wurde aufgrund weiträumiger Beobachtungen die Chasseral-Antiklinale in Profil 1 (Taf. I) mit einer frühen nordvergenten Überschiebung und einem überkippten Südschenkel dargestellt. LAUBSCHER (2008) postuliert, dass die Überschiebung der Chasseral-Antiklinale auf die Mulde von Péry gegen Osten bis in das Gebiet des Bürenschwängli verläuft.

Während des Baus des fabrikinternen Verbindungstunnel von der Zementfabrik zum Steinbruch La Tschanner (Koord. ca. 2583.100/1225.000, Gebiet von Blatt Chasseral), der hauptsächlich im Birnenstorf-Member (bzw. Pichoux-Formation, s. Kap. Stratigraphie) verläuft, konnten verschiedene kleinere Brüche sowie eine nordvergente Überschiebung gefunden werden. Es handelt sich jedoch durchgehend um sehr kleinräumige Störungen.

Das weite Ausholen der rechten (westlichen) Flanke des Talkessels ist im ostwärts gerichteten Achsengefälle von ca. 10° begründet. Auf dem Niveau des Bollement-Members (Dalle nacrée) sinkt der Faltscheitel über 2,5 km von 1000 m ü.M. (Steinbruch La Tschanner) auf rund 600 m ü.M. im stillgelegten Steinbruch La Charuque, um dann allmählich wieder anzusteigen. Diese tektonische Konfiguration hat zur Folge, dass das Effingen-Member, teils sogar der ganze untere Malm, auf dem Renggeri-Member talwärts drängt, wie die versackten und verkippten Kompartimente aus Kalk des Birnenstorf-Members unter dem Quartär der Grube Forêt de Châtel anzeigen. Der deformierte Ankerstreifen über dem Steinbruch zeugt vom gewaltigen Druck des durch die Abbautätigkeit der Zementfabrik destabilisierten Effingen-Members. Die entstandene Rutschbewegung des Hanges beträgt je nach Niederschlagsmenge 2–4 cm/Jahr. Die Ankerwand ist jedoch nicht durch die Rutschbewegungen zerrissen, sondern gesprengt worden.

Auf der topographischen Karte fällt östlich der Klus von Rondchâtel eine West–Ost streichende Einschnürung in der Chasseral-Antiklinale auf. Sie folgt ungefähr der Koordinate 1227 und endet auf der Höhe von Romont. Über dem Creux des Mines, einem östlich von Péry in die Kette einspringenden Schuttfeld, biegt der leicht überkippte Nordschenkel in West-Ost-Richtung um und bildet eine hohe Wand aus Kalk der Reuchenette-Formation. An deren Fuss erstreckt sich ein gut 100 m langer, paralleler Graben mit an Dolinen erinnernden Trichtern

Fig. 11 (links): Den neuen Erkenntnissen und Ansichten angepasste tektonische Übersichtskarte 1:200 000 (vgl. ursprüngliche Version am linken Rand von Blatt Büren a.A., siehe auch dort für die komplette Legende). Referenznummern: 1) Mulde von Frinvillier–Vauffelin (mit sinistraler Tendenz); 2) sinistrale Horizontalverschiebung La Bluai; 3) sinistrale Horizontalverschiebung Längschwang; 4) sinistrale Horizontalverschiebung Stierenberg; 5) sinistrale Horizontalverschiebung Hofacher; 6) sinistrale Horizontalverschiebung Brüggli; 7) Chaluet-Überschiebung; 8) südvergente Überschiebung Bettlachstock; 9) südvergente Überschiebung Bützenschwang; 10) südvergente Überschiebung Hochschwang.

aus der Zeit des Bohnerzabbaus. Dort, wo auf der Karte ein Weg zwischen isolierten Felssignaturen endet (Koord. 2587.720/1227.120), ist im Graben eine zur Felswand hin, das heisst ungefähr südwärts einfallende Überschiebung aufgeschlossen. Die Überschiebungsfläche trennt ein hangendes Paket aus massiven Kalkbänken der Reuchenette-Formation von einem liegenden aus stark deformiertem zuckerkörnigem Kalk aus dem Dach der Twannbach-Formation. Die Unebenheiten und Spalten der korrodierten Überschiebungsfläche enthalten rötlichen Lehm. Talseits des Grabens liegt ein mehrere Meter mächtiger Abraumwall; von diesem bis an die Waldstrasse hinunter finden sich östlich der Weggabelung bei Pkt. 754m zahlreiche weitere trichterförmige Gruben und zuweilen grosse Bohnerzkörner.

Der Aufschluss von Siderolithikum im Creux des Mines ist am ehesten als Halbfenster vor dem auf 840 m ü.M. sichtbaren Überschiebungsausbiss zu verstehen. Da die in Profil 1 (Taf. I) angenommene grosse Überschiebung der Chasseral-Antiklinale (s. LAUBSCHER 2008) in der Klus von Rondchâtel auf rund 450 m ü.M. liegen dürfte, handelt es sich beim 2 km weiter östlich liegenden Ausbiss des Creux des Mines aufgrund des schwachen axialen Aufstiegs gegen Osten wohl um eine höher liegende, sekundäre Erscheinung.

An der Kantongrenze Bern/Solothurn erreicht die Chasseral-Antiklinale den Bereich des so genannten Bürenschwängli-Tripelpunktes (LAUBSCHER 2008). Während die Mulde von Péry und die Montoz-Antiklinale von Westen her und der Kern und der Nordschenkel der Weissenstein-Antiklinale von Osten her hier abrupt enden, vollzieht sich der Übergang der Chasseral-Antiklinale in den Südschenkel der Weissenstein-Antiklinale graduell.

Ab der Falleren, wo die Bluai¹⁾-Störungszone von Norden her diffus verschwindet, und speziell im Gebiet des Wäsmeli treten zunehmend kleine Falten und südvergente Aufschiebungen auf. Vom Stützli über den Brännlichopf zur Ebenimatt zeichnet sich eine sinistrale Staffelung dieser Runzeln ab, die im Einklang mit der sinistral-transpressiven Stierenberg-Störung steht (Nr. 4 in Fig. 11). Die dritte Runzel, die der Ebenimatt (auf Blatt Büren a. A. als Überschiebung dargestellt), ist die bedeutendste. Die Chasseral-Antiklinale endet östlich der Burg Grenchen im Hofachertobel an einer NNW streichenden Störungszone (Nr. 5 in Fig. 11). Das Ende der Chasseral-Antiklinale wird auch durch die deutliche Verbreiterung der Weissenstein-Antiklinale östlich des Hofachertobels markiert (Fig. 11), wobei der sinistral-transpressive Charakter auch hier noch in der Überschiebung des Doggerkerns auf den Malm-Südschenkel zu beobachten ist (Nr. 8 in Fig. 11).

¹⁾ Auf der aktuellen Ausgabe von LK-Blatt 1106 Moutier heisst der ehemals La Bluai genannte Hof (Koord. 2594.420/1230.240) neu Montoz.

Mulde von Péry

Die Synklinale von Péry ist in ihrer Geometrie schwer zu fassen. Westlich des Dorfes gaben mit Vorsicht zu verwendende seismische Messungen (SCHNEIDER 1977) eine flache Malmobergrenze auf knapp 300 m ü.M. und ein Synklinalscharnier im Süden an; über die nördliche Begrenzung der Mulde konnten keine Angaben gemacht werden. Die Aufschlüsse in der Oberen Meeresmolasse nördlich des Dorfkerns lassen auf eine Mächtigkeit der Unteren Süsswassermolasse von mindestens 200 m schliessen.

Nordöstlich des Creux des Mines verengt sich das Tal rasch, und nach der Grande Métairie ist verschiedentlich roter Molassemergel vor den steilstehenden Platten des Südhangs (Twannbach-Formation) aufgeschlossen. Dieser rote Molassemergel liegt an der Basis der USM und wurde im Grenchenbergtunnel direkt über dem Siderolithikum des Südschenkels angetroffen (BUXTORF 1916).

Mit der Verrunzelung der Chasseral-Antiklinale östlich des Bürenschwängli und dem Einsetzen der dextral-transpressiven Störung von Vor der Egg verschwindet die Synklinale von Péry; gleichzeitig erhebt sich mit steil aufragendem Südschenkel die Weissenstein-Antiklinale. Bei der Haarnadelkurve im Bürenschwängli (Pkt. 1015 m) ist die transpressive Tendenz durch südvergente Aufschiebungen im Dach der Reuchenette-Formation (Grenznerineenbank) angedeutet.

Montoz- und Weissenstein-Antiklinale

Die Montoz-Antiklinale erscheint nur im Nordwesten des Gebiets von Blatt Büren a. A. in ihrem ganzen Querschnitt. Höhenmässig übertrifft sie die beiden südlicheren Ketten deutlich: Bei Les Combattes (axiale Kulmination) liegt das Dach des Hauptrogensteins auf rund 1270 m ü.M., gegenüber ca. 570 m ü.M. nördlich von Rondchâtel in der Chasseral-Antiklinale. LAUBSCHER (1965) forderte eine komplizierte Innentektonik, um die grosse Kofferfalte mit dem südwärts abfallenden Dach zu «stopfen». Im Hintergrund stand dabei die anlässlich der Durchtunnelung des Grenchenbergs entdeckte, von BUXTORF (1916) beschriebene verfaltete Überschiebung.

Mittlerweile sind am Montoz im Querschnitt von Péry mehrere Störungen bekannt, die eine Verdickung des Schichtstapels bewirkt haben (Profil I, Taf. I):

- 1995 wurde in der Pâturage sous Montoz (Gebiet von Blatt Bellelay, ca. 500 m NW der Kartengebietsecke) im Zusammenhang mit dem Bau der N16 eine rund 500 m lange Brunnenbohrung auf einer bis an die Oberfläche reichenden Aufwölbung (Twannbach-Formation) abgeteuft. Die Bohrung durchfuhr in ca. 290 m Tiefe (560 m ü.M.) nach dem Röschenz-Member (Vellerat-Formation) ein zweites Mal Kalk der unteren Reuchenette-Formation. Diese schon von ROTHPLETZ (1933) und SCHLAICH (1934) erwähnte Struktur muss heute

wohl als nordvergente Überschiebung interpretiert werden. Damit sollte sie auch unter der Montoz-Antiklinale vorhanden sein.

- Ein nordfallender Scheitelbruch hebt den Flügel mit der ehemaligen Senne-
rei von Les Combattes um ca. 40 m an, so dass der Haupttrogenstein einen
Schichtkopf über dem südwärts geneigten Gewölbedach bildet. In Anlehnung
an die oben beschriebenen Verhältnisse kann diese Störung auch als verfalltete
Überschiebung kleineren Ausmasses interpretiert werden.
- Die Beziehung des oft versackten, vorgewölbt erscheinenden Gewölbe-Süd-
schenkels zur Molasse ist wegen ausgedehnter Schuttbildungen nicht geklärt.
In der Schlucht des Pichoux fällt die Reuchenette-Formation beim tiefsten
Aufschluss, auf 720 m ü.M., saiger ein.

Im Profil des Montoz fällt ausserdem die Disharmonie in den spitzwinkli-
gen Antiklinalscharnieren auf. Während die Schichten des Birnenstorf-Members
senkrechte Lagerung zeigen und sanft ins Gewölbedach überleiten, ist die Abfol-
ge über dem Effingen-Member überkippt, um erst danach an einem scharfen
Knick gegen den Scheitel umzubiegen. Das Effingen-Member hat dabei unter
Anhäufung eine leichte Abscherung des höheren Malms ermöglicht. Diese Deu-
tung wird unterstützt durch eine gleichsinnige Schleppung im Birnenstorf-Mem-
ber an der Strasse nach La Brotheiteri (Gebiet von Blatt Chasseral, Koord. 2584.300/
1228.150) im Nordschenkel auf ca. 1200 m ü.M. Die Falte ist im Übrigen deutlich
asymmetrisch, was sich unter anderem darin zeigt, dass im Südschenkel die
Hauptmumienbank den Knick von der überkippten in die normale Lage auf
ca. 900 m ü.M. markiert, während dieser im Nordschenkel gut 300 m höher liegt.

Die auffallende Runzelung im Malm des Montoz-Südschenkels bei La Cha-
malle, wo der Doggeraufschluss endet, wird vermutlich von einer sinistralen Stör-
zone hervorgerufen, die nicht bis an die Oberfläche durchdringt.

Die Montoz-Antiklinale endet in der Gegend des oben erwähnten Büren-
schwängli. An diesem Tripelpunkt im Grenzgebiet zu Blatt Moutier verschwindet
die trennende Synklinale von Péry, und die Chasseral- und Montoz-Antiklinale
verschmelzen quasi zur Weissenstein-Antiklinale (LAUBSCHER 2008).

Die Montoz-Antiklinale verbreitert sich zwischen der Montagne de Sorvilier
und La Bergerie an nordoststreichenden Brüchen. Zwischen La Bergerie und Pré
Richard (Gebiet von Blatt Moutier) zeichnen Günsberg-Formation und Effingen-
Member zum letzten Mal den Gewölbekern der Montoz-Antiklinale nach, bis
dieser an den sinistralen Störungszonen von La Bluai und vom Längschwang
(Gebiet von Blatt Moutier) abrupt endet (Ost- und Westast = Nr. 2 u. 3 in Fig. 11).
Charakteristisch für diese Störungszone sind die abflusslosen Lehmmulden von
Tiefmatt und Pré Richard.

Der bis in den oberen Abschnitt des Haupttrogensteins aufgeschlossene Kern
der Weissenstein-Antiklinale reicht vom Untergrenchenberg (Gebiet von Blatt
Moutier) bis zum Pkt. 1080 m zwischen Tiefmatt und Bürenschwängli, wo er eben-

falls abrupt an der Störungszone von La Bluai endet. Die Lichtungen Salwidenschwang sowie Längschwang–Schwang hinger der Egg–Bützenschwang mitsamt den sie trennenden und begleitenden Wäldern und Felsrippen zeichnen den Schichtverlauf von der Ifenthal- (Wald) über die Bärschwil-Formation (Lichtung), das Birnenstorf- (Wald) und Effingen-Member (Lichtung) der Wildegg-Formation bis zur Balsthal- und Reuchenette-Formation (Wald) exemplarisch nach.

Interpretation in die Tiefe

Die Konstruktion der Profile 1 und 3 (Taf. I) lehnt sich an die Interpretation von LAUBSCHER (2008) an. Von dieser wurde wie folgt abgewichen:

In Profil 3 wurde die Geologie im Bereich Bützenschwang der publizierten Karte angepasst. Die von LAUBSCHER (2008) skizzierte Umkartierung konnte nicht nachvollzogen werden. Der Verlauf der Malmoberfläche und der Tiefgang der Molassemulde im Bereich des Grenchenbergtunnels und unter Grenchen wurde den Bohrbefunden, der Neuinterpretation der Tunnelaufnahme sowie Überlegungen zur Mächtigkeit der känozoischen Formationen (s. Kap. Stratigraphie) angepasst. Dies führte zu einer leichten Modifikation von LAUBSCHERS (2008) Interpretation des Ausläufers der See-Antiklinale. An seinem Konzept einer mehrstufigen Auframpung wurde festgehalten. Der nicht durch die relativ sanfte Faltung aufgefangene Überschiebungsbetrag wurde in die etwas östlich des Tunnelprofils kartierte Ebenimatt-Überschiebung abgeführt, die nun durch die Überkipfung als Abschiebung erscheint. Schliesslich wurde der nur marginal angeschnittene Kern der Weissenstein-Antiklinale in Anlehnung an BUXTORF (1916) einfacher und konventioneller interpretiert als von LAUBSCHER (2008) skizzenhaft vorgeschlagen. Nicht verändert wurde die Tiefe des Abscherhorizonts, obwohl Hinweise bestehen, dass dieser deutlich tiefer liegt als hier angenommen (s. Diskussion Profil 1 sowie BITTERLI et al. 2011 und BLÄSI et al. in Vorb.).

Der erwähnt tiefere Abscherhorizont, wie er sich aus der Seismik der 1970er- und 1980er-Jahre ergibt (deren Ergebnisse aber erst seit kurzem einer breiteren Öffentlichkeit zugänglich sind), wurde bei Profil 1 für den südlichen Teil ansatzweise übernommen. Im Norden folgt das Profil konzeptionell dem Vorschlag von LAUBSCHER (2008). Dadurch entsteht eine Rampe im südlichen Teil des Profils. Das Profil LAUBSCHERS (2008) wurde insofern modifiziert, als es den zum Teil kürzlich nachkartierten Aufschlussverhältnissen besser angepasst wurde, als dass die nicht belegbare Überschiebung im Forêt de l'Envers an Nordende des Profils eliminiert wurde und als dass die von H.P. Laubscher nur andeutungsweise und sehr komplex skizzierten Faltenkerne einer einfacheren Interpretation folgend ergänzt wurden.

In den Profilen 1 und 3 (Taf. I) lässt sich folgende Kinematik erkennen:

1. Möglicherweise sehr frühe südvergente Überschiebungen. Die Überschiebung im Forêt de Prau in der Südflanke der Montoz-Antiklinale kann als frü-

he südvergente Überschiebung oder als späte kompensatorische Störung bei der Faltung und Kompression des Gewölbes interpretiert werden.

2. Frühe nordvergente Überschiebungen. Dabei ist die Aufschiebung der See-Antiklinale (Ausstrich beim Vorberg in Profil 3, bei Frinvillier in Profil 1) in beiden Profilen eindeutig älter als die der Weissenstein- beziehungsweise der Chasseral-Antiklinale (Ausstrich bei Péry, Profil 1), da sie von diesen Huckepack genommen wird. Wahrscheinlich ist die nordvergente Überschiebung der Montoz-Antiklinale das jüngste Ereignis dieser Phase, da sie die Front der Chasseral-Überschiebung bei Péry noch leicht deformiert. Bemerkenswert sind die Störungen im frontalen Bereich der See- und der Chasseral-Antiklinale, welche als rheintalische Normalbrüche interpretiert werden können, die in die Überschiebung einbezogen wurden.
3. Deformation der Weissenstein- (Profil 3) sowie der Chasseral- und der Montoz-Überschiebung (Profil 1) durch südvergente Falten mit blinden Überschiebungen (Fault-Propagation Folds). Die beiden Faltungen auf Profil 1 zeigen keine Interaktion, so dass der gegenseitige Altersbezug unklar ist. So kann hier auch nicht entschieden werden, ob beispielsweise die südvergente Verfallung der Chasseral-Überschiebung älter als die nordvergente Montoz-Überschiebung ist. Zur Erklärung der hohen – und bei der Annahme eines ähnlich tiefen Abscherhorizonts wie bei der Chasseral-Antiklinale – auch sehr engen Montoz-Falte wird hier von einer südvergenten Rücküberschiebung ausgegangen, die der Faltung vorausging und heute praktisch senkrecht steht. Sie kann auf der Karte vom Gebietsrand über Les Combattes bis Les Verrières verfolgt werden.

In der Kartenansicht (vgl. Fig. 11) präsentiert sich die See-Antiklinale als klar abgesetzte Rampenantiklinale mit einer Überschiebung auf die nördlich angrenzende Mulde von Frinvillier–Vauffelin. Entgegen der Nebenkarte «tektonische Übersicht 1:200 000», aber in Übereinstimmung mit der Hauptkarte wird der Aufschluss der Twannbach-Formation an der Strasse durch den Forêt de l'Oversat nordwestlich von Romont in der Figur 11 zur See-Antiklinale gezählt. Hier stehen sich die nordvergente Überschiebung der See-Antiklinale und die neu auskartierte Rücküberschiebung in der Chasseral-Antiklinale praktisch gegenüber und begraben unter sich die molassegefüllte Mulde von Frinvillier–Vauffelin. Östlich davon, so wird hier postuliert, werden die beiden Überschiebungen jäh an einer sinistralen Versetzung abgeschnitten. Die Fortsetzung der nordvergenten Überschiebung der See-Antiklinale ist somit im Grenchner Vorberg zu suchen, wo sie sich möglicherweise bis zur Ebenimatt fortsetzt (s. Profil 3, Taf. I).

Auf das Verschmelzen der Chasseral- und der Montoz-Antiklinale zur Weissenstein-Antiklinale am Tripelpunkt des Bürenschwängli wurde bereits weiter oben eingegangen. Hier sollen die lokalen Beobachtungen strukturbezogen noch einmal zusammengefasst werden.

Nach der Axialdepression der Tubelochschlucht steigt die Chasseral-Antiklinale zur Kulmination nördlich von Plagne auf, wo in der Nordflanke ein tektonisches Halbfenster Einblick auf das Siderolithikum des Liegenden bietet. Von dieser Kulmination entwickelt sich auf der Südflanke eine Rücküberschiebung, die eventuell auch eine dextrale Verscherung aufweist. Diese Rücküberschiebung kann bis zum Felskopf von Sur les Roches nordwestlich von Romont verfolgt werden. Hier wird sie mitsamt der nordvergenten Überschiebung der See-Antiklinale, wie bereits erwähnt, an einem sinistralen Bruch abgeschnitten. Die zunehmend verscherte und in kleine Teilgewölbe gegliederte Achse der Chasseral-Antiklinale lässt sich, wie ebenfalls weiter oben beschrieben, noch zur Ebenimatt und zum Hofacher-Tobel weiter verfolgen.

Die nordvergente Überschiebung der Chasseral-Antiklinale auf die Mulde von Péry lässt sich im Feld meist nur erahnen. Sie endet abrupt beim Bürenschwängli an der Störungszone von La Bluai, wo auch die Mulde von Péry ihr Ende hat.

Nördlich der Schüssklusen, wo die beiden südlichen Ketten deutliche Axialdepressionen aufweisen, kulminiert die Montoz-Antiklinale. Wie weit sie hier gegen Süden auf die Mulde von Péry überschoben ist, lässt sich kaum quantifizieren. Gegen Nordosten sinkt die Achse leicht ab, bis sie – bereits im Gebiet von Blatt Moutier – ebenfalls an der Störungszone von La Bluai endet. Gegen Norden ist die Montoz-Antiklinale, zumindest abschnittsweise, auf die Synklinale von Tavannes überschoben (PFIRTER et al. 1996, PFIRTER 1997).

Jenseits der Störungszone von La Bluai beginnt – am nördlichen Kartengebietsrand gerade noch sichtbar – abrupt das mächtige Gewölbe der Weissenstein-Antiklinale. Da bereits die geometrische Abgrenzung und die Übergänge der drei grossen Antiklinalen am Tripelpunkt des Bürenschwängli äusserst komplex und nicht einfach zu erfassen sind, ist die Interpretation oder gar die kinematische Analyse dieser Struktur äusserst schwierig. LAUBSCHER (2008) geht davon aus, dass die Chasseral- und die Weissenstein-Antiklinale etwa gleichzeitig entstanden, wenn auch leicht versetzt. Dieses Gewölbepaar überfuhr dann die in Entstehung begriffene Montoz-Antiklinale, die initial gegen Nordosten abtauchte und dort kein unmittelbar anschliessendes Äquivalent hat. Die Kollisionszone beschränkt sich so auf den Abschnitt zwischen Kantonsgrenze und Hofachertobel und führte insbesondere zur typischen Ausprägung des Grenchenbergabschnitts der Weissenstein-Antiklinale. Für eine ausführliche Analyse und Diskussion sei auf die arribische Arbeit von LAUBSCHER (2008) verwiesen.

Molassebecken

Der südliche Teil des Gebiets von Blatt Büren a.A. gehört zur schwach verfalteten mittelländischen Molasse. Wie Figur 11 zeigt, sind verschiedene mehr

oder weniger eindeutig belegbare Antiklinalen und Synklinalen vorhanden. Die durch die Gletschererosion gebildeten heutigen Flusstäler halten sich oft nicht an die durch die Faltung vorgegebenen Mulden. Als Folge einer Reliefumkehrung verlaufen die Hügellagen heute nämlich vorwiegend längs der Synklinalachsen der Molasse.

Auffallend ist, dass sich die in den Juraketten zwischen Reconville und Biel vor allem in den Schüssklusen festgestellte axiale Depression auch in den südlich anschliessenden Molassehügeln des Längholzes und des Jäissbergs fortsetzt (ANTENEN 1996; s. Fig. 11).

Die wichtigsten Strukturen können wie folgt beschrieben werden (s. Fig. 11): Die nördlichste Molassestruktur ist die *Büttenberg-Synklinale* (s.a. Profil 2, Taf. I). Sie bildet eine der See-Antiklinale des Juragebirges vorgelagerte Mulde. Ihre Achse verläuft von der Südkante des Büttenbergs über das Längholz bei Brügg und Port bis in Richtung des Bielersees. Im Nordschenkel dieser Synklinale, vor allem in der markanten Steilzone zwischen Chräjeberg und Wilerberg, wurden teilweise recht hohe Fallbeträge gemessen (z.B. 50° SSE von Mett). Die Fallbeträge im Südschenkel sind bedeutend geringer (zwischen 5 und 10° NW), was der Synklinale eine ausgesprochen asymmetrische Form gibt. Die Büttenberg-Synklinale bildet bei Brügg eine wannenartige Axialdepression, die «Wanne von Brügg» (SCHUPPLI 1950). Hier wurden auch die jüngsten Festgesteine der Region gefunden (obere Jensberg-Schichten, s. Kap. Stratigraphie). Diese Axialdepression setzt sich in südwestlicher Richtung in die *Latrigen-Synklinale* (SCHUPPLI 1950) fort, welche sich bis in die Gegend von Latrigen verfolgen lässt (SCHÄR 1971).

Südlich der Latrigen-Synklinale befindet sich im Raum südöstlich von Biel die *Gottstatt-Antiklinale*. Ihre Achse verläuft südlich von Safnern über den Muntel östlich von Orpund in Richtung Brügg. Sie taucht wie die Büttenberg-Synklinale nach Südwesten ab und scheint in der Gegend von Brügg nicht mehr vorhanden zu sein. SCHUPPLI (1950) vermutet, dass die Gottstatt-Antiklinale die «Wanne von Brügg» in zwei Teile trennt.

Westlich der Alten Aare bildet die *Mörigen-Antiklinale* (im Gebiet des Jäissbergs nach BURRI 1951 auch Antiklinale von Jens genannt) eine relativ ausgeprägte Struktur. Über eine Länge von über 6 km streicht sie von Jens bis an das Ufer des Bielersees. Der Jäissberg bildet dabei den flachen Nordschenkel dieser Struktur.

Östlich der Alten Aare lösen sich die Strukturen in südlicher Richtung in hoher Regelmässigkeit ab. Als erstes tritt auf der Südseite des Aaretals die *Dotzigen-Synklinale* in Erscheinung, welche von Büren a.A. in Richtung Südwesten nach Dotzigen streicht und dort eine leichte Umbiegung gegen WSW bis Westen macht (vgl. GERBER 1950a).

Direkt südlich anschliessend an die Dotzigen-Synklinale erhebt sich das Gewölbe der *Eichi-Biberental-Antiklinale*, die vom Gebiet nördlich von Diessbach über Oberwil und Biberen ins Biberental und von dort nach Nordosten bis westlich des Emmentals zieht (Gebiet von Blatt Solothurn, LEDERMANN 1978).

Die Strukturen östlich und westlich der Alten Aare lassen sich nicht eindeutig verbinden. So besteht offensichtlich keine Fortsetzung der Dotzigen-Synklinale nach Westen. Auch die Eichi-Biberental-Antiklinale kann man nur bedingt mit der Mörigen-Antiklinale korrelieren. Eine Querstörung (Blattverschiebung) postulierte aus diesen Gründen insbesondere SCHUPPLI (1950). Möglicherweise steht eine solche Störung auch im Zusammenhang mit einer «rheintalischen» Störungszone (vgl. GRUNER 1993). Dadurch erscheint zumindest eine Verbindung der Dotzigen-Synklinale mit dem südlichen Teil der «Wanne von Brügg» möglich.

Im östlichen Gebiet von Blatt Büren a. A. treten zwischen der kleinen Dotzigen-Synklinale und der Eichi-Biberental-Antiklinale zwei weitere Strukturen auf, die jedoch erst im Gebiet von Blatt Solothurn deutlich zum Vorschein treten: die *Nennigkofen-Antiklinale* im nördlichen Bereich (von Leuzigen bis in das Gebiet südlich von Solothurn verlaufend) und südlich anschliessend die *Leichenberg-Synklinale* (vom Leuzigenwald über den Leichenberg nach Nordosten ziehend), deren genauer Verlauf infolge der geringen Aufschlussdichte allerdings unsicher ist.

Die nächst südliche Struktur ist die *Wallisberg-Oberholz-Altisberg-Synklinale* (LEDERMANN 1978; auf Fig. 11 nicht beschriftet), die vom Gebiet westlich von Gerlafingen bis in die Gegend von Hessigkofen am Ostrand des Gebiets von Blatt Büren a. A. verfolgt werden kann und sich dort mit der relativ gut ausgeprägten *Bucheggberg-Synklinale* (auch Eichiberg-Synklinale genannt, vgl. LEDERMANN 1978) verbindet. Diese im Bereich des Bucheggbergs rund 3 km breite Mulde mit ihrem nur schwach gefalteten Baustil zieht von Brügglen (Gebiet von Blatt Solothurn) über Mühledorf nach Schnottwil und bildet hier eine ziemlich markante Hügelzone. Ihr Verlauf gleicht den übrigen, nördlich davon liegenden Strukturen. Der relativ hohe Steilabfall (ca. 150 m) im Süden gegen das Limpachtal veranlasste RIGASSI (1957) und SCHWAB (1960), unter anderem auch aus stratigraphischen Überlegungen, eine parallel des Limpachtals verlaufende Störung mit einer Sprunghöhe von mindestens 300 m anzunehmen. Weiter gegen Westen, im Gebiet von Blatt Lyss, biegt diese Struktur markant nach Südwesten um und verläuft ungefähr parallel zum Aaretal (GRUNER 2012).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Sandstein

Die Brüttelen-Muschelnagelfluh («unterer Muschelsandstein») wurde in verschiedenen, meist kleineren, heute stillgelegten Steinbrüchen abgebaut und als Mauersteine oder zur Herstellung von Mühlsteinen verwendet. Auf dem Gebiet von Blatt Büren a. A. sind vor allem die Steinbrüche östlich von Oberwil (Koord. 2598.650/1219.750 und 2598.900/1219.850) oder der Steinbruch Girisberg östlich von Dotzigen (Koord. 2594.140/1219.130) zu erwähnen.

Der Meinsberg-Muschelsandstein («oberer Muschelsandstein») wurde im Gebiet von Blatt Büren a. A. nur in kleinen, heute aufgelassenen Steinbrüchen auf dem westlichen Bucheggberg abgebaut, so zum Beispiel im Steinbruch Schöniberg (Koord. 2601.200/1219.100).

Kalkstein und Mergel

Kalkstein und Mergel wurde und wird im Gebiet von Blatt Büren a. A. in kleineren und grösseren Steinbrüchen sowie früher in Minen abgebaut. Das Material dient vor allem der Zementherstellung (Kalkstein und Mergel), dem Strassenbau (gebrochener Kalkstein) und dem Gartenbau (weggesprengte Blöcke werden z.B. im Steinbruch Vorberg, Koord. 2586.850/1223.470, von Gärtnern aussortiert, wenn sie für den Gartenbau geeignet sind).

In der Klus von Rondchâtel befinden sich vier alte Steinbrüche: Sur les Oeuches, Arvel, Charuque und Forêt de Châtel. Dabei war ursprünglich nur der Kalk im Tagbau abgebaut worden. Der Mergel (Effingen-Member der Wildeg-Formation) wurde in Minen abgebaut, welche etwa ab Koord. 2585.760/1226.110 gegen Osten in den Berg getrieben worden waren. Heute wird in der Klus von Reuchenette nur noch in den Steinbrüchen Forêt de Châtel (Kalk und Mergel) und Charuque (Mergel) abgebaut (Abbaureserve). Neben den erwähnten, grossen Steinbrüchen befinden sich im Gebiet von Blatt Büren a. A. noch weitere, mittlere und kleine.

Kalktuff

Das Vorkommen von Kalktuff südöstlich von Leuzigen am Ostrand des Gebiets von Blatt Büren a. A. war schon den Römern bekannt und wurde während langer Zeit zur Gewinnung von Mauersteinen abgebaut.

Kies

Von den zahlreichen Kiesgruben im Gebiet von Blatt Büren a. A. waren bei der Drucklegung der Karte nur noch fünf in Betrieb:

- KG Buechrain, Arch, Koord. 2600.000/1223.600, «Plateauschotter»
- KG Imperiali, Oberwil, Koord. 2597.600/1220.900, «Plateauschotter»
- KG Oberberg, Leuzigen, Koord. 2602.400/1224.250, «Plateauschotter»
- KG Grifenberg, Safnern, Koord. 2591.350/1223.200, «Plateauschotter»
- KG Mettlen, Leuzigen, Koord. 2601.500/1225.450, Seeland-Schotter

Ton

Der Mergel (bzw. Schlammstein) der Unteren Süsswassermolasse ist zum Abbau für Ziegeleizwecke sehr gut geeignet. Im Gebiet von Blatt Büren a. A. ist einzig die Grube der Ziegelei Lauper AG südlich von Pieterlen noch in Betrieb (Koord. 2592.150/1204.000). Gelegentlich wurde auch Lehm aus Vorkommen von Verwitterungs-, Hang- und Schwemmlehm zu Ziegeleizwecken abgebaut.

Torf

An zahlreichen auf Blatt Büren a. A. nicht speziell ausgeschiedenen Stellen wurde während der beiden Weltkriege vor allem im Aare- und im Limpachtal lokal Torf gestochen.

Hupper und Glassand

Grössere Vorkommen von Hupper (Huppererde) treten bei Lengnau auf. Diese wurden von Anfang des 18. Jahrhunderts bis 1964 abgebaut. Die letzte Lieferung ging nach Livorno/Italien, später wurde die Hauptgrube mit Schutt aufgefüllt. Weitere abgebaute Vorkommen von Hupper und Glassand im Gebiet von Blatt Büren a. A.:

- Unterer Büenberg (Koord. 2592.050/1229.050): Tasche, ausgebeutet durch Töpfereien von Heimberg bei Thun. Aus dem Glassand wurden Tonglasuren hergestellt.
- Büenschwängli (Koord. 2593.310/1229.320 und 2593.400/1229.350): Abbauspuren.
- Péry: Im Nordteil des Dorfes in Baugruben grosse Blöcke von Hupper und Glassand.
- Bei La Heutte (Gebiet Tscharner-Métairie de Nidau-Porte des Enfers) und La Verrière (2 km NE Péry auf dem Montoz) sind zwei Glashütten aus dem 17. Jahrhundert belegt, die vermutlich das Rohmaterial aus dem Büenbergtal bezogen.
- Im Chaluet wurden vor einigen Jahren weitere Überbleibsel von Glashütten freigelegt.

Bohnerz

Die Spuren des einstigen Bohnerzabbaus und der Verhüttung des Erzes in Hochöfen zu Roheisen wurden bislang im Gebiet von Blatt Büren a. A. nicht eingehend erforscht. Die ältesten Hinweise auf eine verbreitete Eisenverhüttung sind römischen Alters, eventuell auch älter.

Bohnerzprospektion bei Grenchen und Pieterlen, wo am Rebenweg in einer Baugrube Eisenschlacke und Prospektionslöcher gefunden wurden, ist aus dem Jahr 1653 belegt. Bohnerz wurde auch am Bergfuss südwestlich von Vauffelin sowie im Creux des Mines nordwestlich von Plagne ausgebeutet.

Das gewaschene Bohnerz weist einen Gehalt von rund 40% Eisen und nur 0,05% Phosphor auf, woraus sich Stahl von ausgezeichneter Qualität herstellen lässt. In Herd- und Schachttöfen von ca. 0,5 m Durchmesser und ca. 2 m Höhe wurde das Erz mit Holzkohle sowie etwas Kalk als Flussmittel verhüttet. Die dabei entstehende Eisenmasse, die Luppe, wurde durch Schmieden von Verunreinigungen befreit und zu Stahl verarbeitet. Die bei der Eisenverhüttung anfallende schwarze oder grüne glasige Schlacke ist häufig als Gerölle in den Kiesbänken der Schüss zu finden.

HYDROGEOLOGIE

Grundwasser

Die bedeutendsten Grundwasservorkommen im Gebiet von Blatt Büren a. A. waren Gegenstand einer eingehenden hydrogeologischen Untersuchung, die im Auftrag des damaligen Wasser- und Energiewirtschaftsamtes des Kantons Bern (WEA) durchgeführt wurde (KELLERHALS & TRÖHLER 1976). In hydrogeologischer Hinsicht können dabei mehrere Einheiten unterschieden werden:

Das Tal der Alten Aare zwischen Aarberg und dem Nidau-Büren-Kanal mit dem postglazialen Aare-Schotter stellt eines der wichtigsten Grundwasservorkommen des Kantons Bern dar. Dieser Grundwasserstrom weist ein natürlich gegebenes Grundwasserdargebot bei Niederwasser von über 700 l/s auf, welches knapp zur Hälfte genutzt wird. Die gesamte ungenutzte Menge exfiltriert direkt oder via Binnenkanal und Alte Aare in den Nidau-Büren-Kanal.

Einen weiteren, vergleichsweise jedoch weniger bedeutenden Grundwasserleiter stellt der Schüss-Schotter im Raum Biel dar. Der nach Nordosten in Richtung Pieterlen abfliessende Grundwasserstrom beträgt ca. 80 l/s (ein Grossteil exfiltriert dabei in die Leugene), der Abfluss in Richtung Südwesten liegt bei ca. 60 l/s und exfiltriert zur Hauptsache in die Zihl (KELLERHALS + HAEFELI AG 1995). Das Grundwasser der Schüss wird fast ausschliesslich zu technischen Zwecken genutzt.

Von eher untergeordneter Bedeutung sind lokale Grundwasservorkommen in den Alluvionen der kleinen Täler sowie solche, die an schottergefüllte Rinnen und Mulden gebunden sind.

Quellen

Molassequellen

Der wichtigste Quellhorizont im Seeland wird durch die Brüttelen-Muschelnagelfluh an der Basis der Chnebelburg-Schichten (OMM I) gebildet. Unzählige Quellen am Jäissberg, am Bucheggberg und am Büntenberg werden aus diesem Horizont gespiesen. Teilweise befinden sich die Fassungen auch in Stollen. Speziell zu erwähnen ist der rund 700 m lange Stollen, der von Oberramsen an der Basis der Chnebelburg-Schichten nach Norden führt. Da zudem – als Folge der durch Glazialerosion entstandenen Reliefumkehr – die heutigen Hügelzonen entlang von Muldenachsen in der Molasse verlaufen, liegen die Quellen an der Grenze USM/OMM relativ hoch und somit versorgungstechnisch günstig.

Ein weiterer bedeutender Quellhorizont befindet sich an der Untergrenze des knauerigen Sandsteins im oberen Teil der Zinshölzli-Schichten (USM I). Daneben

existieren weitere Quellhorizonte auf dünnen Mergellagen in den Sandsteinen innerhalb der Chnebelburg-Schichten sowie ebenfalls an der Basis von sandigen Horizonten innerhalb der Zinshölzli-Schichten.

Lockergesteinsquellen

Zahlreich sind die Quellen, welche an die «Plateauschotter» und an Rinnefüllungen gebunden sind. Neben Auslaufquellen existiert auch eine grössere Anzahl von Überlaufquellen. In Mulden oder Rinnen des Stauers (meistens die Molasse) sammelt sich das Grundwasser, bevor es als Quelle austritt. Viele weitere Fassungen wurden auch innerhalb von kiesigen Moränenpartien oder zur Nutzung von Wasser im Übergangsbereich zwischen Lockergestein und Fels erstellt (z.T. auch Sodbrunnen).

Quellen am Jurasüdfuss

Aus den mächtigen Kalkschichten der südlichen Jurakette treten mehrere grosse Karstquellen zu Tage. Die bedeutendsten Quellen sind die Merlinquelle der Wasserversorgung Biel bei Frinwillier (max. >300 000 l/min), die Römerquelle in Biel (maximaler Ertrag >25 000 l/min), die beiden Châtel-Quellen südlich von Rondchâtel mit maximal 8000 bzw. 3500 l/min, die Quellen aus dem Grenchenberg-tunnel der Wasserversorgung Grenchen mit max. 6000 l/min, die Kirchquelle bei Pieterlen (max. >5000 l/min), die Lochbachquelle bei Lengnau (max. 2800 l/min) sowie die beiden Leugenenquellen östlich von Biel (gemeinsam max. 2600 l/min).

SIEDLUNGSGESCHICHTLICHE ELEMENTE

Für das Blatt Büren a.A. konnte das archäologische Hinweisinventar des Archäologischen Dienstes des Kantons Bern (Stand 1996) verwendet werden. Dabei wurden jedoch nur diejenigen Elemente eingetragen, welche im Feld zu falschen geologischen oder geomorphologischen Schlüssen verleiten könnten. Es sind dies insbesondere Grab- und Burghügel sowie römische und mittelalterliche Anlagen. Weitere interessante Hinweise zur Ur- und Frühgeschichte finden sich unter anderen bei TSCHUMI (1953).

BOHRUNGEN

Im Gebiet von Blatt Büren a. A. sind, vor allem im Lockergestein der Talebene, im Rahmen von Bauvorhaben (u.a. Nationalstrassenbau), Grundwasserprospektion und Erdwärmennutzung unzählige Bohrungen abgeteuft worden. Insbesondere in der Agglomeration der Stadt Biel lieferten diese Sondierungen wertvolle geologische Hinweise. Die für die stratigraphische Gliederung und die Lockergesteinsmächtigkeit wichtigen Bohrungen wurden in der Karte eingetragen. Eine grössere Anzahl von tiefen Spülbohrungen, die 1978 im Rahmen von seismischen Untersuchungen durch das Berner Erdölkonsortium (vertreten durch Elf Aquitaine Suisse) abgeteuft wurden, lieferten ebenfalls wichtige Informationen. Hinzu kommt eine grössere Anzahl von Sondierbohrungen, die im Zusammenhang mit der Planung der diversen Steinbrüche ausgeführt wurden.

LITERATURVERZEICHNIS

- AEBERHARD, T., SCHMALZ, K. L., STALDER, H. A. & VOLLENWEIDER, P. (1987): Verzeichnis der geschützten geologischen Objekte des Kantons Bern. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 44, 71–111.
- ALLENBACH, R. P. (2001): Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: a new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 94/3, 265–287.
- ALLENBACH, R. [P.] & KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J. H. A. (1997): On a small flora with Araucariaceae conifers from the Röschenz Beds of Court. Jura Mountains, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 90/3, 571–580.
- ANTENEN, F. (1914): Beitrag zur Quartärforschung des Seelandes. – *Eclogae geol. Helv.* 13/2, 184–232.
– (1936): Geologie des Seelandes. – Verlag Heimatkundekomm. Biel.
- ANTENEN, M. [A.] (1971): Die Geologie der Regio biennensis. – N. Bieler Jb. 1971, 52–112.
– (1973): Geologie der Montoz-Kette unter besonderer Berücksichtigung des Tertiärs in den angrenzenden Mulden von Péry und Tavannes. – Diss. Univ. Bern.
– (1995): Die Verenaschichten – ein Beitrag zur Kenntnis des obersten Jura (Kimméridgien–Portlandien) der Region Solothurn, Teil 1. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 52, 63–74.
– (1996): Neue Beiträge zur Geologie in der Region Biel. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 53, 79–90.
- BAUMBERGER, E. (1895): Über die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bieler Sees. – Mitt. natf. Ges. Bern 1894, 188–195.
– (1915): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen. – Verh. natf. Ges. Basel 26, 109–142.
– (1919): Zur Geologie von Leuzigen, mit einem Überblick über den Bau des westlichen Bucheggberges. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64, 50–64.
– (1927a): Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. – Verh. natf. Ges. Basel 38, 147.
– (1927b): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – *Eclogae geol. Helv.* 20, 533–578.
- BECK, P. (1938): Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Thun 1938. – *Eclogae geol. Helv.* 31/1, 173–198.
- BITTERLI[-DREHER], P. H. (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des oberen Doggers im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. Mit einem Beitrag zum Problem der Eisenoolithbildung. – Diss. Univ. Basel.
– (1979): Cyclic Sedimentation in the upper Bathonian–Callovian of the Swiss Jura Mountains. Symp. «Sedimentation jurass. W europ.». – A. S. F. Publ. spéc. 1, 99–109.
– (2012): Zur Geologie der Ifenthal-Formation. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 17/2, 93–117.
- BITTERLI, T., JORDI, H. A., GERBER, M. E., GNÄGI, C. & GRAF, H. R. (2011): Blatt 1108 Murgenthal. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 113.
- BLÄSI, H.-R., GYGI, R., GNÄGI, C., GRAF, H. R., JORDAN, P., LAUBSCHER, H. P., LEDERMANN, H., HEROLD, T., SCHLANKE, S., BURKHALTER, R. & KÄLIN, D. (in Vorb.): Blatt 1107 Balsthal. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 139.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 140.
- BURKHALTER, R. M. (1989): Zur Geologie der Grenchenbergkette zwischen Obergrenchenberg und Hasenmatt. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

- BURRI, F. (1951): Geologie des Jensberges südlich von Biel. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 8, 29–53.
- BUXTORF, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung des letzteren für die Geologie des Juragebirges. – Verh. natf. Ges. Basel 27.
- 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 normal-spürigen Hauptlinie Münster–Lengnau (Grenchenbergtunnel, 8578 m). Erstattet von der Berner-Alpenbahn-Gesellschaft Bern–Lötschberg–Simplon, 1–13.
- COMMENT, G., AYER, J. & BECKER, D. (2011): Deux nouveaux membres lithostratigraphiques de la Formation de Reuchenette (Kimméridgien, Ajoie, Jura suisse) – nouvelles données géologiques et paléontologiques acquises dans le cadre de la construction de l'autoroute A16 (Transjurane). – Swiss Bull. angew. Geol. 16/1, 3–24.
- DE GASPARO, A. (2002): Geologischer Bau der Taubenlochschlucht und der Klus von Rondchâtel. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- DÜRST STUCKI, M., REBER, R. & SCHLUNEGGER, F. (2010): Subglacial tunnel valleys in the Alpine foreland: an example from Bern, Switzerland. – Swiss J. Geosci. 103/3, 363–374.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aegian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du Congrès Biochrom'97. – Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier 21, 475–499.
- EPPLER, P. (1947): Geologische Beschreibung der Umgebung von Sonceboz im Berner Jura. – Diss. Univ. Bern.
- FAVRE, A. (1883): Sur l'ancien lac de Soleure. – Arch. Sci. phys. nat. Genève (3), 10, 601–607.
- FURRER, H. (1948): Das Quartär zwischen Solothurn und Wangen a. A. mit spezieller Berücksichtigung des Interglazials auf Grund der Resultate der Sondierbohrungen von Luterbach 1946/47. – Eclogae geol. Helv. 48/2, 269–284.
- GASSER, U. & NABHOLZ, W. (1969): Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. – Eclogae geol. Helv. 62/2, 467–516.
- GERBER, E. (1913): Jensberg und Brüttelen, zwei Ausgangspunkte für die Molasse-Stratigraphie des bernischen Mittellandes. – Eclogae geol. Helv. 12/4, 451–476.
- (1950a): Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Dotzigen-Bürenberges im bernischen Seeland. – Eclogae geol. Helv. 43, 13–16.
- (1950b): Blatt 1147 Burgdorf (Blatt 142–145 SA Fraubrunnen–Wynigen–Hindelbank–Burgdorf). – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 22.
- GIBBARD, P.L. (2003): Definition of the Middle/Upper Pleistocene boundary. – Global and planetary change 3, 201–208.
- GIBBARD, P.L. & COHEN, K.M. (2008): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2008. – Episodes 31/2, 243–247.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.J. & WALKER, J.C. (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – J. Quatern. Sci. 25/2, 96–102.
- GNÄGI, C. (2011): Glazial übertiefte Talabschnitte zwischen Solothurn und Aargau. – Mitt. natf. Ges. Solothurn 41, 89–98.
- GONZALEZ, R. & WETZEL, A. (1996): Stratigraphy and paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau Formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 89/2, 695–720.

- GRAF, A. A., STRASKY, S., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., KUBIK, P. W., BURKHARD, M. & SCHLÜCHTER, C. (2007): First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. – *Quatern. int.* 164–165, 43–52.
- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich 10205.
- (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 168*.
- GRESSLY, A. (1838–1841): Observations sur le Jura Soleurois. – *N. Mém. Soc. gén. Helv. Sci. nat.* 2 (1838), 1–112; 4 (1840), 113–242; 5 (1841), 243–349.
- GRUNER, U. (1993): Eiszeitliche Trogbildungen im Raum Bern. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 50*, 35–43.
- (2012): Blatt 1146 Lyss. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Erläut. 76.
- GSPONER, P. (1999): Etude géologique et sédimentologique de l'anticlinal du Chasseral dans la région de La Heutte. – *Trav. Diplôme Univ. Fribourg* (inééd.).
- GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (Oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 136*.
- (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordostschweiz mit Ammoniten. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 1–58.
- (2000a): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – *Mem. Swiss Acad. Sci.* 104.
- (2000b): Annotated index of lithostratigraphic units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 93/1, 125–146.
- (2012): Quantitative geology of Late Jurassic epicontinental sediments in the Jura Mountains of Switzerland. – *Birkhäuser/Springer*, Basel.
- 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.
- HABICHT, J. K. A. (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon. Band I, Europa, Faszikel 7b, Schweizerisches Mittelland (Molasse). – *Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.*
- HAEFELI, C. (1966): Die Jura/Kreide-Grenzsichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern). – *Diss. Univ. Bern*.
- HAUSER, M. (1994): Geologie der Region Péry–Reuchenette. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- HOSTETTLER, B. (2014): Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Callovien und Oxfordien des zentralen Nordwestschweizer Jura. – *Diss. Univ. Bern*.
- HUG, W. A. (2003): Sequentielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge. – *Geofocus 7*, Univ. Fribourg.
- ISLER, A. (2005): Blatt 1166 Bern. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Erläut. 100.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *J. Quatern. Sci.* 23, 559–573.
- JORDAN, PETER (2008): Digitales Höhenmodell am Beispiel der Felsoberfläche der Nordschweiz. – *Gas, Wasser, Abwasser 6*, 443–449.
- JORDAN, PHILIPPE (1999): Géologie de la région de Montoz (Jura bernois) avec analyse séquentielle de deux profils de l'Oxfordien moyen et supérieur. – *Trav. Diplôme Univ. Fribourg* (inééd.).
- KELLER, B., BLÄSI, H.-R., PLATT, N. H., MOZLEY, P. S. & MATTER, A. (1990): Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süsswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den petrographischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrungen Langenthal. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 13.

- KELLERHALS + HAEFELI AG (1994): N5, Umfahrung Biel. Geologischer Bericht zum generellen Projekt. – Ber. z.H. Tiefbauamt Kt. Bern (unpubl.).
- (1995): N5, Umfahrung Biel, generelles Projekt. Umweltverträglichkeitsber. 2. Stufe; Fachgutachten Untergrund/Grundwasser. – Ber. z.H. Tiefbauamt Kt. Bern, Okt. 1995 (unpubl.).
- KELLERHALS, P. & TRÖHLER, B. (1976): Hydrogeologie Seeland. Grundlagen für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung. – Ber. Wasser- u. Energiewirtschaftsamt Kt. Bern WEA.
- KISSLING, E. (1893): Nachweis der oberen Süsswassermolasse im Seeland. – Mitt. natf. Ges. Bern 1893, 15–19.
- KUHLEMANN, J., SPIEGEL, C., DUNKL, I. & FRISCH, W. (1999): A contribution to the middle Oligocene paleogeography of central Europe: new evidence from fission track ages of the southern Rhine Graben. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 214, 415–432.
- LAUBSCHER, H.[P.] (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 231–318.
- (2008): The Grenchenberg conundrum in the Swiss Jura: a case for the centenary of the thin-skin décollement nappe model (Buxtorf 1907). – Swiss J. Geosci. 101/1, 41–60.
- LEDERMANN, H. (1978): Blatt 1127 Solothurn. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 72.
- (1991): Über den «Solothurnersee». – Mitt. natf. Ges. Solothurn 35, 213–231.
- LÜTHI, E. (1954): Geologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Tessenberg und St. Immental. – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich 2312.
- MARTIN, G.P.R. (1958): Eine Foraminiferen-Fauna aus dem Helvétien des Jensberges südlich von Biel (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 51/2, 309–329.
- MAURER, H., GERBER, M.E. & NABHOLZ, W.K. (1982): Sedimentpetrographie und Lithostratigraphie der Molasse im Einzugsgebiet der Langete (Aarwangen-Napf, Oberaargau). – Eclogae geol. Helv. 75/2, 381–413.
- MOLLET, H. (1944): Eine Abflussrinne der letzten Eiszeit westlich Solothurn. – Eclogae geol. Helv. 37/2, 422–423.
- MÜHLBERG, F. (1903): Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beilbd. 17, 464–485.
- NUSSBAUM, F. (1907): Über die Schotter im Seeland. – Mitt. natf. Ges. Bern 1907, 169–197.
- (1927): Das Moosseetal, ein diluviales Fluss- und Gletschertal. – Mitt. natf. Ges. Bern 1926, 122–169.
- (1934): Ältere und jüngere Diluvialschotter bei Bern. – Eclogae geol. Helv. 27/2, 352–368.
- OERTLI, H. (1951): Geologie des Dotzigenbergs. – Eclogae geol. Helv. 43/2, 145–159.
- PASQUIER, F., BURKHARD, M., MOJON, P.-O. & GOGNIAT, S. (2013): Feuille 1163 Travers. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 162.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bände). – Tauchnitz, Leipzig.
- PFIRTER, U. (1997): Feuille 1106 Moutier. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 96.
- PFIRTER, U., ANTENEN, M., HECKENDORN, W., BURKHALTER, R.M., GÜRLER, B. & KREBS, D. (1996): Feuille 1106 Moutier. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 96.
- PITTET, B. (1996): Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). – Thèse Univ. Fribourg.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glacial history of northern Switzerland. – J. Quatern. Sci. 60/2–3, 282–305.
- PREUSSER, F. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare valley, Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 97/2, 245–253.

- PUGIN, A. (1988): Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 3.
- (1991): Séquences sédimentaires glaciaires dans le Seeland et le Mittelland bernois et soleurois. – *Eclogae geol. Helv.* 84/1, 177–205.
- RIGASSI, D. (1957): Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 24/66, 19–34.
- ROLLIER, L. (1892): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie méridionale). Dix coupes du Tertiaire jurassien. – *Eclogae geol. Helv.* 3/1, 43–84.
- (1893): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale). – *Eclogae geol. Helv.* 4/1, 1–26.
- ROTHPLETZ, W. (1933): Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura. – *Verh. natf. Ges. Basel* 43.
- RUTSCH, R. F. (1937): Ein Fall von Einregelung bei Mollusken aus dem Vindobonien des bernischen Seelandes. – *Eclogae geol. Helv.* 29/2, 599–607.
- RUTSCH, R. F. & SCHLÜCHTER, C. (1973): Stratigraphische Gliederung der Molasse im bernischen Mittelland. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 30, 86–90.
- SAMANKASSOU, E., STRASSER, A., DI GIOIA, E., RAUBER, G. & DUPRAZ, C. (2003): High-resolution record of lateral facies variations on a shallow carbonate platform (Upper Oxfordian, Swiss Jura Mountains). – *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 425–440.
- SCHÄR, U. (1967): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär des Bielerseegebietes (Kt. Bern). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 133.
- (1971): Blatt 1145 Bieler See. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut.* 60.
- 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.
- SCHLANKE, S., HAUBER, L. & BÜCHI, U.P. (1978): Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Tschugg 1 und Ruppoldsried 1 (Berner Seeland). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 409–425.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500000. – *GeoKarten500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo.*
- (2010): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. – *Stiftg. Landschaft u. Kies, Uttigen.*
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D. W., MATTER, A., ENGESESSER, B. & MÖDDEN, C. (1996): Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 753–788.
- SCHNEIDER, A. (1977): Vallon de St. Imier. Seismische Untersuchung. – *Ber. Wasser- u. Energiewirtschaftsamt Kt. Bern WEA.*
- SCHUPPLI, H. M. (1950): Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26/3.
- SCHÜRER, W. (1928): Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes. – *Diss. Univ. Zürich.*
- SCHWAB, R. F. (1960): Geologische Untersuchungen in der Molasse der Umgebung von Biel (Kt. Bern). – *Keller, Winterthur.*
- STAUB, W. (1938): Die Molasse im Berner Seeland und ihre Durchtalung. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1938, 16–33.
- STÄUBLE, A. J. (1959): Zur Geologie des Callovien im zentralen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 57–177.

- STEHLIN, H.G. (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. – Verh. natf. Ges. Basel 25, 179–202.
- STEINMANN, G. (1892): Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen zwischen der ober-rheinischen Tiefebene und dem nordschweizerischen Kettenjura. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. B. 2/4, 150–159.
- STRASSER, A. (2007): Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains. – Swiss J. Geosci. 100/3, 407–429.
- STUDER, B. (1825): Bruchstücke aus «Beyträge zu einer Monographie der Molasse, oder geognostische Untersuchungen über die Steinarten und Petrefacten, die zwischen den Alpen und dem Jura gefunden werden: mit besonderer Rücksicht auf den Canton Bern und die angrenzenden Theile von Freyburg, Luzern und Solothurn». – Ann. allg. schweiz. Ges. Natw. 1, 29; Jenni, Bern.
- THALMANN, H.K. (1966): Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura. – Diss. Univ. Bern.
- TRECHSEL, F. & OPPKOFER, J. (1817): General Chartre der Jura Gewässer/Plan général du terrain renfermé entre les eaux de Jura et l'Aar pour servir à l'intelligence du projet concernant le dessèchement du marais de Seeland et de la correction de l'Aar (Projekt Lelewel), 1:20 000. – Staatsarch. Kt. Bern, AA V Juragewässer 140.
- TSCHUMI, O. (1953): Urgeschichte des Kantons Bern (Fundstatistik bis 1950). – Huber, Bern.
- VOGEL, H. (1934): Geologie des Graitery und des Grenchenberges. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 26.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 156.
- (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 162.
- WOHLFAHRTH-MEYER, B. (1987): Lithostratigraphische, sedimentologische und chronologische Untersuchungen im Quartär des schweizerischen Seelandes (Kantone Bern und Fribourg). – Eclogae geol. Helv. 80/1, 207–222.
- (1990): Der Solothurnersee: ein geologischer Mythos? In: SCHIBLER, J., SEDLMEIER, J. & SPYCHER, H. (Hrsg.): Festschrift für Hans R. Stampfli (S. 319–325). – Helbling & Lichtenhahn, Basel.
- ZIEGLER, M.A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich.
- 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. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). – Mitt. natf. Ges. Solothurn 21, 10–143.

GEOLOGISCHE KARTEN¹⁾**Geologische Karte der Schweiz 1:500 000**

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 2 Basel–Bern, von P. CHRIST, 1942.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt VII Porrentruy–Solethurn (2. Auflage), von L. ROLLIER & E. KISSLING, 1904.

Blatt XII Freyburg–Bern, von V. GILLIÉRON, A. JACCARD & I. BACHMANN, 1879.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 22 Fraubrunnen–Wynigen–Hindelbank–Burgdorf (SA 142–145), von E. GERBER, 1950.

Nr. 60 Bieler See (LK 1145), von U. SCHÄR, K. RYNIKER, K. SCHMID, C. HAEFELI & R.F. RUTSCH, 1971.

Nr. 72 Solothurn (LK 1127), von H. LEDERMANN, 1977.

Nr. 76 Lyss (LK 1146), von P. KELLERHALS & B. TRÖHLER, 1981.

Nr. 96 Moutier (LK 1106), von U. PFIRTER, M. ANTENEN, W. HECKENDORN, R.M. BURKHALTER, B. GÜRLER & D. KREBS, 1996.

Geologische Spezialkarten

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

Nr. 23 Carte tectonique des environs de Moutier (Jura bernois), 1:25 000, par L. ROLLIER, 1900.

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

Nr. 32 Carte tectonique d'Envelier et du Weissenstein, 1:25 000, par L. ROLLIER, 1904.

Nr. 46 Geologische Karte des Weissensteintunnelgebietes, 1:25 000, von A. BUXTORF, 1907.

Nr. 47 Carte géotectonique de la région du Tunnel du Weissenstein, 1:25 000, par L. ROLLIER, 1907.

Carte géologique de la France 1:50 000

XXXVI-23 Damprichard, 1965 (Nr. 505).

¹⁾ Die dazugehörige Übersichtskarte befindet sich am unteren Rand von Atlasblatt Büren a.A.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

Nr. 4 Biel/Bienne, von U. PFIRTER & L. HAUBER, 1991.

Weitere geologische Karten

- B1 BAUMBERGER, E. (1894): Geologische Karte der Umgebung von Twann, 1:25 000. – Mitt. natf. Ges. Bern 1894.
- B2 BAUMBERGER, E. (1919): [Geologische Karte der] Gemeinde Leuzigen, ca. 1:15 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64 (Taf. II).
- B3 BAUMBERGER, E. (1923): Geologische Karte des Dünnerntales und der Umgebung von Corcelles, 1:25 000. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/1 (Taf. III).
- BB BAUMBERGER, E. & BUXTORF, A. (1908): Esquisse d'une carte géologique des environs de Granges, Chaluet et Moutier, 1:100 000. In: Rapport de l'expertise géologique sur quelques questions concernant la construction d'un tunnel de base Moutier-Granges (pl. I).
- Br BRUCKERT, R. (1970): Carte géologique de Bienne, ca. 1:35 000. In: Bienne, son agglomération, sa région. – Diss. Univ. Bern (Fig. 2).
- Bu BURRI, F. (1951): Geologische Kartenskizze des Jensberges S Biel. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 8 (Taf. I).
- E EBERHARDT, A. (1938): Carte géologique du parc jurassien de la Combe-Grède, 1:25 000. In: Parc jurassien de la Combe-Grède. – Grossniklaus, St. Imier.
- H HAEFELI, C. (1966): Geologische Karte der Seekette zwischen Biel und Twann 1:25 000. – Eclogae geol. Helv. 59/2 (Taf. II).
- N NUSSBAUM, F. (1930): Geologisches Übersichtskärtchen von Burgdorf und Umgebung, 1:75 000. In: Geographie des Amtes Burgdorf mit Einschluss der Kirchgemeinden Utzenstorf und Bätterkinden. – Heimatbuch Burgdorf 1 (Taf.).
- O OERTLI, H. (1950): Geologische Karte des Dotzigenberges, 1:10 000. – Eclogae geol. Helv. 43/2 (Taf. IX).
- R RUTSCH, R.F. et coll. (1966): Geologische Karte des Grundwassergebietes zwischen Kallnach und Büren a. Aare, 1:25 000. – Baudir. Kt. Bern.
- Sch SCHÜRER, W. (1928): Geologische Aufnahme des Jura- und Molassegebietes zwischen Tavannes und Dotzigen, 1:25 000. – Diss. Univ. Zürich.

BEILAGE

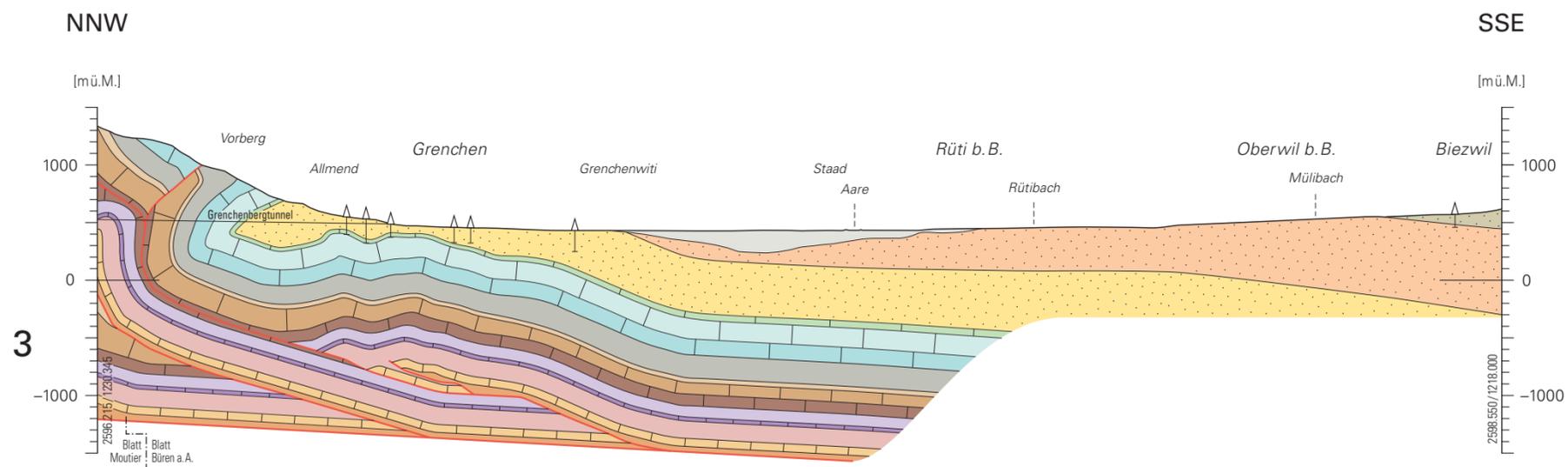
Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Büren a. A.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Büren a. A.

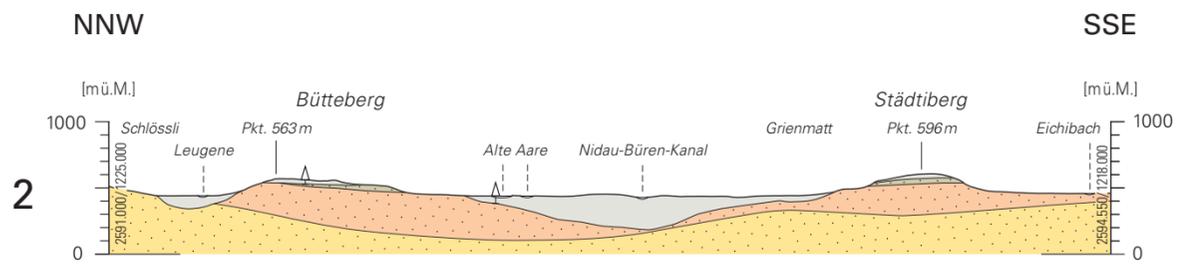
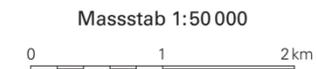
von

Ueli Gruner und Peter Jordan

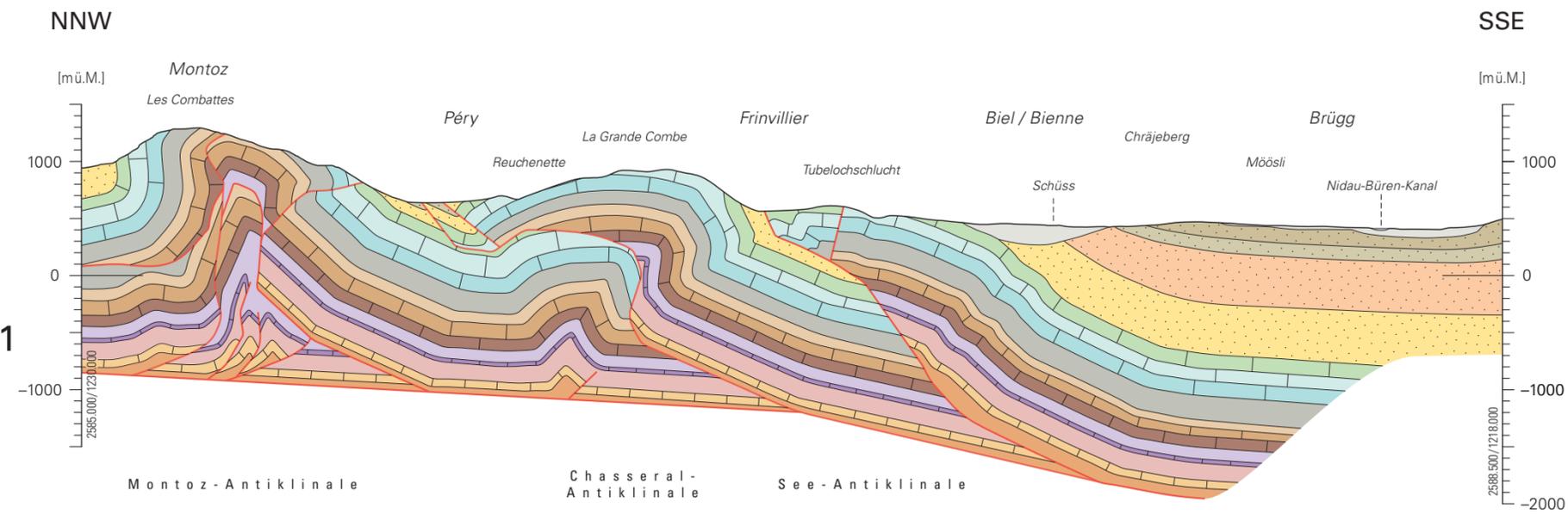
unter Verwendung von Skizzen von Hans Peter Laubscher



Weissenstein-Antiklinale See-Antiklinale



Bütenberg-Synklinale



Montoz-Antiklinale Chasseral-Antiklinale See-Antiklinale

- Quartär**
 - Quartäre Lockergesteine
- Tertiär (Paläogen – Neogen)**
 - Jensberg-Schichten (OMM-II)
 - Chnebelburg-Schichten (OMM-I, Mittelland), OMM i. Allg. (Jura)
 - Zinshölzli-Schichten (USM-II)
 - USM-I (Mittelland); «Blättermolasse» (USM, Jura)
- Jura**
 - Twannbach-Formation
 - Reuchenette-Formation
 - Günsberg-, Vellerat- [p.p.] und Balsthal-Formation
 - Wildeggen-Formation (Birmenstorf- und Effingen-Member)
 - Ifenthal- und Bärschwil-Formation
 - Hauptrogenstein
 - Passwang-Formation
 - Opalinus-Ton
 - Staffelegg-Formation
- Trias**
 - Keuper
 - Oberer Muschelkalk
 - Mittlerer Muschelkalk

- Störung i. Allg.
- ⊥ Bohrung

