

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft in Bern
Band: 53 (1996)

Artikel: Neue Beiträge zur Geologie der Region von Biel
Autor: Antenen, Max
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-318593>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 21.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

M. ANTENEN*

Neue Beiträge zur Geologie der Region von Biel

1. Einleitung

Im Abschnitt der Montoz-Kette zwischen Reconvilier und Péry, weiter südwärts in der Region der Schüss-Schluchten (Klus von Rondchâtel, Tubeloch) und im Gebiet der dem Jura vorgelagerten Molassehügel des Längholzes und Jensberges ist seit langem eine bemerkenswerte tektonische Erscheinung bekannt:

Eine axiale Depression, eine bedeutende Quersenkung, ungefähr N-S streichend, die im Profil Reconvilier–Studen vier Antiklinalen und drei Synklinalen schneidet.

Dieser Sachverhalt ist nicht neu. Er wird beschrieben von B. AEBERHARDT (1907: 34) und von F. ANTENEN (1936: 221). Letzterer schreibt: «*Wer die Seekette vom Hügelland aus aufmerksam verfolgt, dem kann in der Region des Taubenlochs eine axiale Einsenkung der Falte nicht entgehen.*»

Die Depression in der Molasseregion von Brügg–Studen erkannte H.M. SCHUPPLI 1950 (H.M. SCHUPPLI 1950: 15). Er nannte sie «Wanne von Brügg».

Vermutlich bildet die Depression die Ur-Anlage der beiden Schüss-Schluchten, es ist auch denkbar, dass die Senke die Entstehung von Dolinen förderte und so Anlass gab zur Bildung der zwei Schluchten.

2. Beschreibung der axialen Depression

- In der Montoz-Kette stellen wir ein axiales W-Fallen von rund 11° fest; leider kann man die Depression nicht genau erfassen. Im Profil Reconvilier–Péry erreicht die Montoz-Antiklinale ihre grösste Breite. Auf einer Länge von rund zwei Kilometern liegt die Antiklinale, weit nach S überschoben, der davorliegenden Synklinale von Péry auf (Abb. 5).
- Diese, wohl aus einer Verflachung des S-Schenkels der Grenchenberg-Antiklinale nördlich Grenchen sich entfaltend, entwickelt sich nach 11 km bei Péry zu einer breiten, tief unter den Montoz einstechenden Mulde. Ihre mächtige Molassefüllung umfasst neben der *Unteren Süsswassermolasse (USM)*, der *Oberen Meeresmolasse (OMM)* rund 200 m Sande, Geröllsande und Sandsteine der *Oberen Süsswassermolasse (OSM)*. Auf diese bemerkenswerte Tatsache werden wir noch eingehen.

* Adresse des Autors: Dr. Max Antenen, Geologe, Blumenrain 4a, 2503 Biel-Bienne

- In der Chasseral-Antiklinale lässt sich die axiale Depression klar erkennen. Die obersten Dogger-Ablagerungen, die *Dalle nacrée*, sind im Kern der Kette bei Rondchâtel auf 600 m Höhe aufgeschlossen. Nur 2,5 km westlich, bei der Métairie de Tschanner, liegen sie bei 1000 m, was einem Gefälle von 11° Richtung Schlucht entspricht. Ein etwas kleineres W-Fallen, Richtung Klus, zeigen die Kalke auf dem Rücken der Antiklinale zwischen Plagne und dem Ostrand der Klus.
- In der engen Synklinale von Vauffelin–Frinvillier–Orvin ist die axiale Depression bei Frinvillier sicher ausgebildet, aber sie kann nicht unmittelbar belegt werden. Molassevorkommen bei der Pâturage de Sagne westlich Vauffelin und solche, die bei mehreren Sondierungen bei Frinvillier gefunden wurden, deuten aber ein starkes E-W-Fallen Richtung Frinvillier an.
- Die axiale Depression der Seekette lässt sich mit Hilfe der *Grenznerineenbank* klar nachweisen. Sie, die lithologische Grenze zwischen der *Reuchenette*- und der *Twannbach-Formation* bildend, ist eine im Feld leicht erkennbare, bräunlich-gelbe, spätige Kalkschicht mit unzähligen Nerineen. Auf dem Bözingenberg steht sie an rund 250 m östlich P. 974. Im Tubeloch finden wir die gleiche Bank unter der alten Strassenbrücke auf der Ostseite der Schlucht auf einer Kote von 540 m. Andererseits liegt diese Nerineenbank westlich der Schlucht beim End der Welt oberhalb Magglingen auf einer Höhe von 960 m. Das axiale Fallen zur Schlucht hin beträgt 8° bzw. 5° .

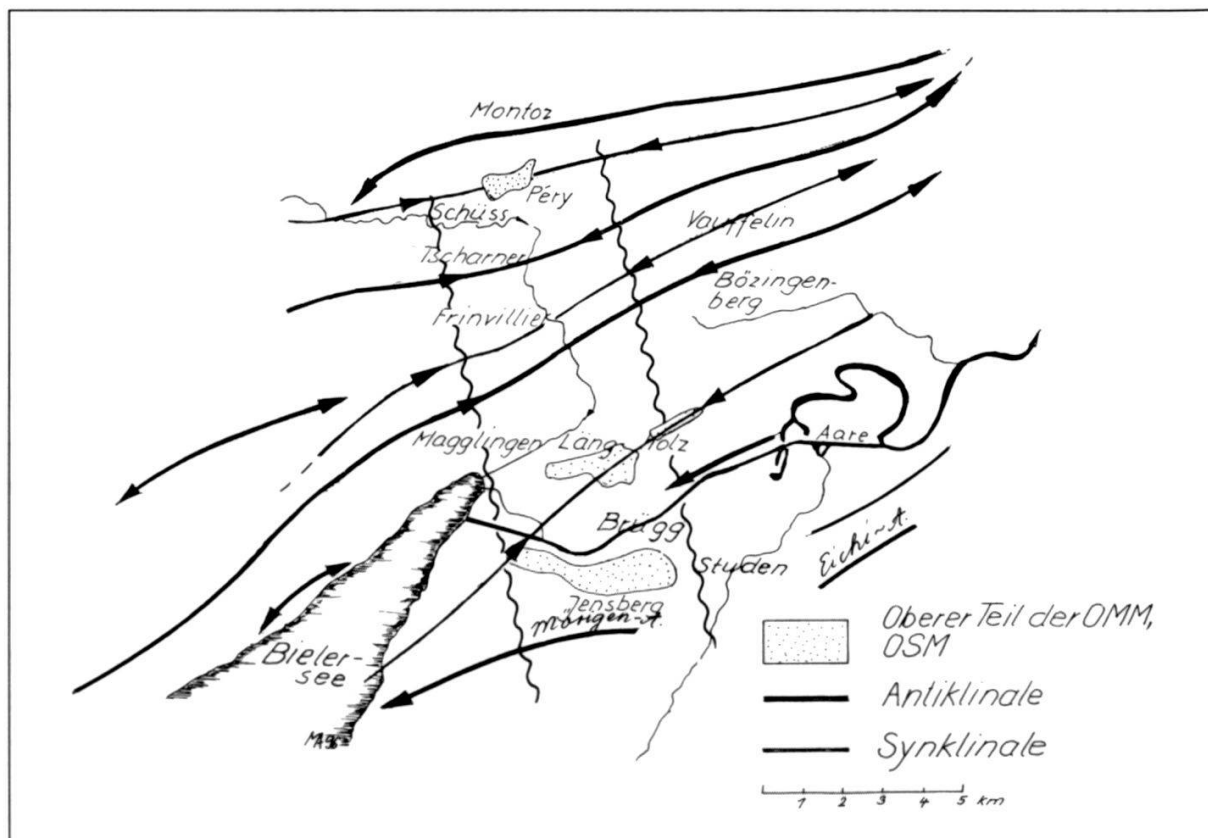


Abbildung 1: Die axiale Depression zwischen Péry und Studen.

- Die Depression in der subjurassischen Hügelzone des Längholzes und Jensberges, die sogenannte «*Wanne von Brugg*», ergibt sich einerseits aus der tektonischen *Analyse*, andererseits durch die Tatsache, dass hier in einem geographisch tief liegenden Gebiet Sedimente der *OMM* und der *OSM* erhalten sind (*Abb. 1*).

Die axiale Depression, eine Art Rinne oder Senke quer zum Streichen der Juraufaltung, beeinflusste eine Zeitlang die geologische Entwicklung unserer Region. An zwei Erscheinungen soll dies näher erläutert werden. Es sind dies:

- das *Kreiderelikt* auf dem Scheitel der Seekette beim Lyssersbrunnen im Tubeloch;
- die verhältnismässig grosse Mächtigkeit der *OMM* und der *OSM* in der Wanne von Brugg und in der Mulde von Péry.

3. Das Kreiderelikt beim Lyssersbrunnen

Im nachstehenden Abschnitt sollen zunächst die Vorkommen und die Stratigraphie der Kreide in der Region Bielersee dargestellt werden.

3.1 Die Kreide in der Region Biel, Vorkommen, Stratigraphie

Nordöstlich einer Linie Biel–Villeret–Le Russey (westlich Biaufond am Doubs)–Nods (etwa 30 km südöstlich Besançon) sind im Jura keine Ablagerungen der *Kreidezeit* bekannt. Die Linie entspricht einer Erosionsgrenze; es ist erwiesen, dass die *Kreide*-bedeckung ursprünglich weiter nach Norden und Osten gereicht hat. Im westlichen Schweizer Faltenjura und im benachbarten französischen Hochjura, wo vor allem die *untere Kreide* vollständig ausgebildet ist, finden wir ihre Ablagerungen beinahe ausschliesslich in den Mulden, wo sie, bedeckt von *tertiären* Sedimenten, vor der Erosion geschützt sind. Weitere Vorkommen sind gebunden an Faltenschenkel, beispielsweise am Nordufer des Bielersees, wo sie den Fuss der ersten Jurakette gestalten. Im Abschnitt dieser Kette, der Seekette, zwischen Twann und Biel, sind besonders die Ablagerungen der *Unteren Kreide* ansehnlich entwickelt.

Die hellen, grauen Jurakalke der sogenannten *Twannbach-* und *Reuchenette-Formation* (*Tithon-* und *Kimmeridge-*Alter) bilden das Gerüst der Seekette. Der einst darüberliegende *Kreidemantel* ist seit langem entfernt worden, und wir finden die *Kreide* nur noch als schmalen Saum längs des Sees.

Der *Kreidesaum* entlang des Nordufers des Bielersees, den Südschenkel der Seekette darstellend, ist nicht zusammenhängend. Bedingt durch lokale Faltung und Erosion wird der Saum bei Alfermée, beim Pavillon (Talstation der Magglingen-Bahn) und in der Region Ingenieurschule–Römerquelle–Leubringenbahn-Talstation unterbrochen. Das östlichste zusammenhängende *Kreidegebiet* liegt etwas erhöht auf einer Vorfalte der Hauptkette. Es hat zwischen dem Walkermatte-Schulhaus und Falbringen













Lithostratigraphie			Chronostratigr.	
Litholog. Beschreibung	Mächtigkeiten	Gesteinsgliederung Formation, Schicht	Stufen	Ablagerungsräume
 rötlicher-hellgrauer knolliger Kalk. transgressiv Ried auf Twannbach- Formation Franzosenweg (Alfermée): auf Marble bâlard Alfermée auf Twann- bach-Format.			65 Mio Maastrichtien Campanien Santonien Coniacien Turonien	Offenes Meer Erosion Festland
 rötliche, gefleckte, brecciöse Kalke	~ 13 m		oberes Cenomanien	Erosion
 gelbbraune, z.T. sandige Tonmergel	~ 12 m		unteres Cenomanien	Meer
 beige feinspatige, oolithische, massige Kalke	~ 30 m	'Urgonien'	oberes Albi mittleres Albi unteres Aptien	Erosion Festland Erosion
 biotritischer, gelbbrauner Kalk (Echinodermen- breccie)	~ 30 m	Pierre jaune de Neuchâtel	Barriënien	Meer
 graue Mergel-und Kalke		Mergel-und Kalk- zone	Hauterivien	Meer
 graue, knollige Mer- gel	~ 30 m	Knollenmergel-Z		
 graue Mergel		Mergelzone		
 biotritischer, limonitischer Kalk gelbe Mergel	~ 6 m	Calcaire roux Marnes d'Arzier	Oberes Valanginien Unter Valanginien	Erosion
 oolithische, kristalline oder biotritische Kalke, oberste Teile sandig.	30 m	Marbre bâlard	Berriasien	Meer
 oolithische, biode- tritische Kalke Mergel	~ 10 m	Mergel-und Kalkzone	Berriasien	brackisch Süßwasser- seen
 Konglomerat Mergel, Mergelkalke Gerölllagen ("Cailloux noirs")	14 m	Basiskonglomerat Goldberg-Form.		
			144 Mio	

Abbildung 2: Die Kreidebildungen zwischen Neuenburg und Biel (nach HÄFELI, RENZ, STEINHAUSER u.a.).

eine Länge von etwa einem Kilometer. Das östlichste *Kreide*vorkommen im Jura überhaupt (beschrieben von THALMANN 1966: 57) liegt bei Frinvillier, rund 2,5 km nördlich Falbringen. Es war nur kurzfristig aufgeschlossen und ist heute überwachsen.

Ein *Kreiderelikt*, das bisher übersehen worden war, entdeckte ich im Sommer 1976 in der Nähe des Lyssersbrunnens, auf der Westseite der Tubelochschlucht (Koord. 585.920/223.610). Es liegt auf dem Rücken der Seekette, die hier die typische Form einer Kofferfalte aufweist. Diese besondere Lage des *Kreiderestes* hat einen gewissen Wert für die regionale Geologie.

Abbildung 2 zeigt in groben Umrissen die geologische Geschichte unserer Region während der *Kreidezeit* zwischen 144 Mio. und 65 Mio. Jahren vor heute. Meeresbedeckung und Festland wechselten mehrmals ab. Das Meer, ein wenig tiefes Schelfmeer, transgredierte wiederholt über ein flaches und vermutlich verkarstetes Hinterland (Beispiele: Die *Cenomanien-* und *Maastrichtien-*Vorkommen von Alfermée und vom Ried oberhalb Biel liegen auf verkarsteten Kalken der viel älteren *Twannbach-Formation*; diese ist vom *Tithon*-Alter).

Erosion noch während der Festlandepochen der *Kreidezeit* hat grosse Teile ihrer Sedimente wieder entfernt. Zwischen Twann und Biel setzen sukzessive die einzelnen Glieder der *unteren Kreide* aus. So befindet sich das östlichste Vorkommen der *Pierre de Neuchâtel* des *oberen Hauterivien* zwischen Wingreis und Tüscherz. Die fossilrei-

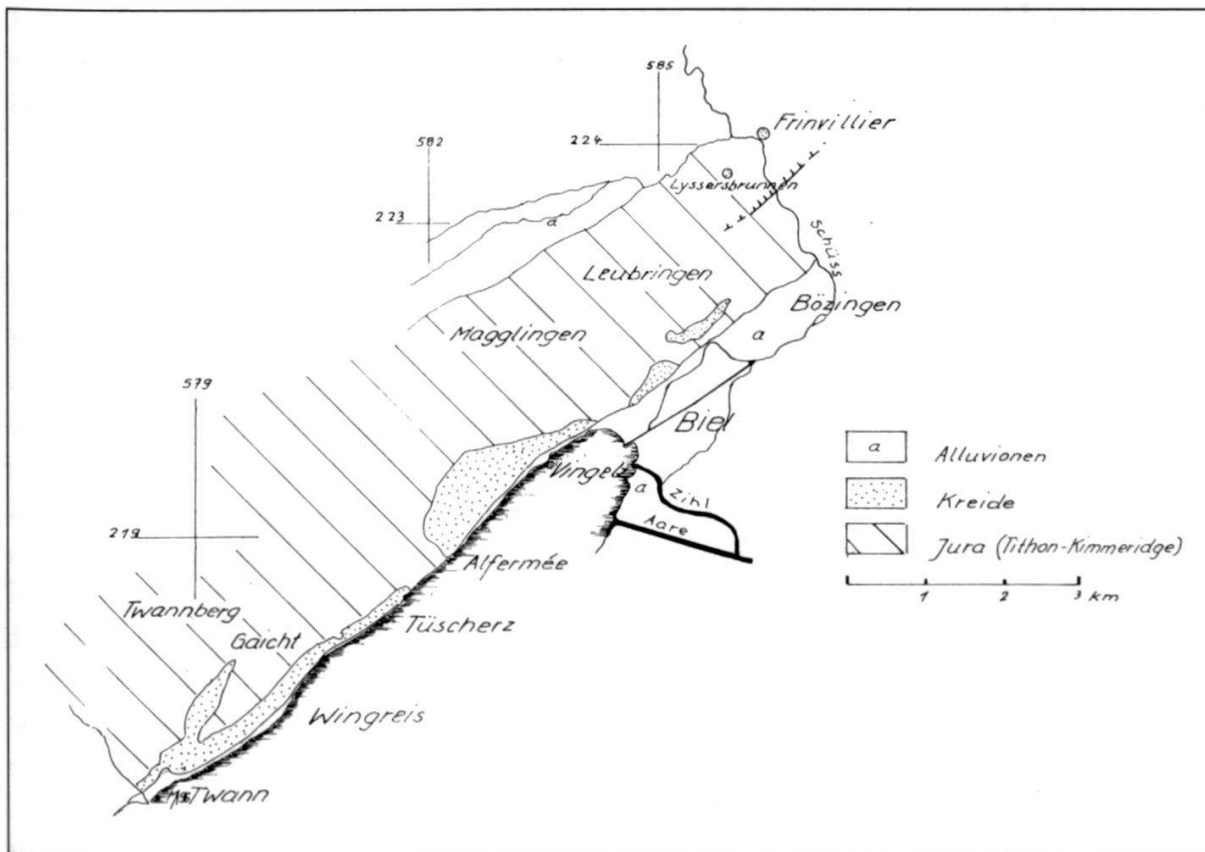


Abbildung 3: Die östlichsten Kreidevorkommen des Juragebirges bei Biel.

chen *Hauterivien-Mergel* erreichen noch das Gebiet der ehemaligen Vingelzer Reben, währenddem der *Calcaire roux* in einem winzigen Vorkommen nordöstlich Vingelz noch erhalten ist. Die zwei zusammenhängenden grösseren Kreiderelikte nördlich Biels bestehen nur noch aus *Berriasien* und *Valangien* (Abb. 3).

Das *Kreiderelikt* beim Lyssersbrunnen ist in einer überwachsenen kleinen Stein-grube aufgeschlossen (Koord. 585.920/223.620). Es sind etwa 4 m klüftige, braun-gelbe oolithische Kalke, rund 10° N fallend, die eindeutig dem *Marbre bâtard* entsprechen (Abb. 3). Zuerst liegt eine wenig dicke Schicht von gelbem Mergel, stark verwittert und mit Humus vermengt, vermutlich besitzt sie eine grössere Mächtigkeit. Darin fanden sich fünf gut erhaltene typische *Rhynchonelliden* (Armfüsser) der *Un-teren Kreide*. Die Grösse des Vorkommens kann nicht genau bestimmt werden, dürfte aber 50 m kaum übersteigen. Der *Marbre bâtard* liegt eindeutig nicht als Taschen-füllung vor.

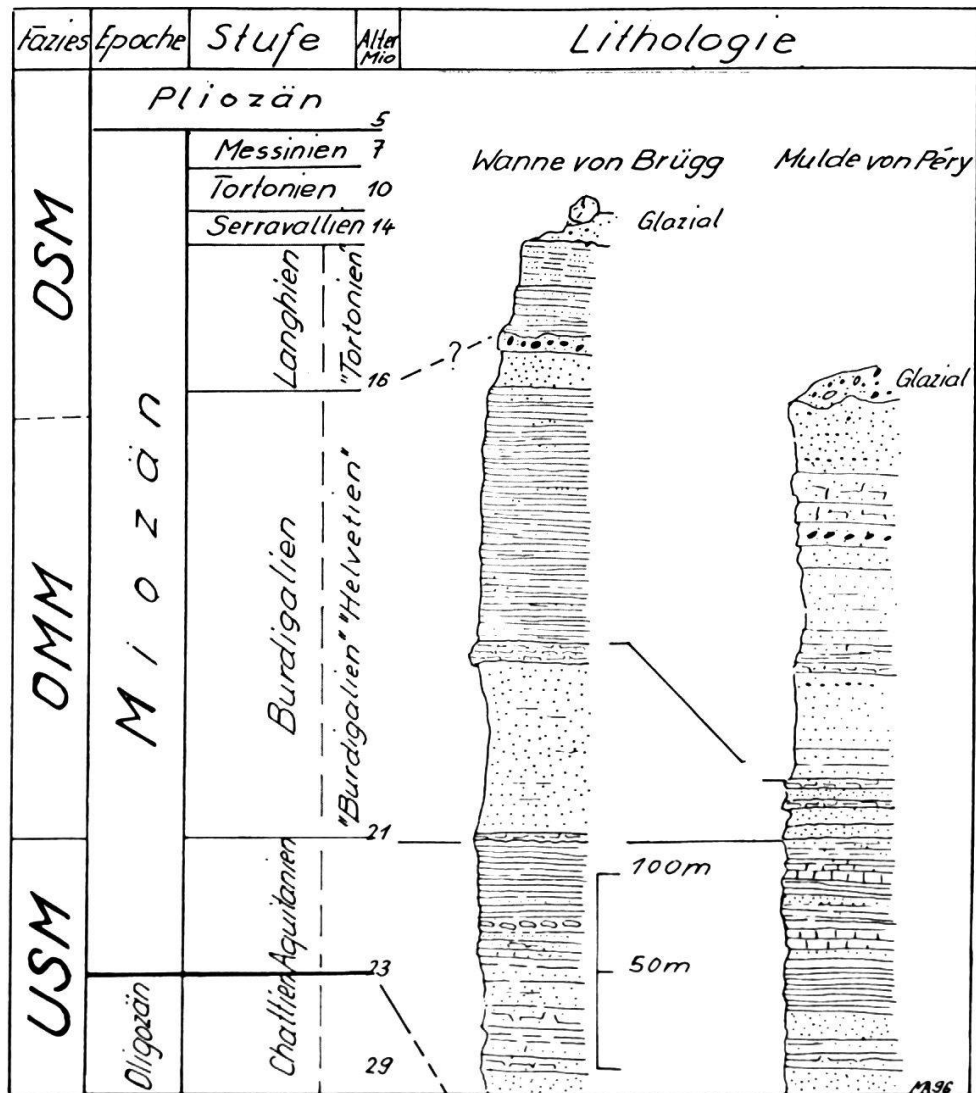


Abbildung 4: Altersbeziehungen der Molassen in der Wanne von Brugg und von Péry.

4. Die Molasse in der axialen Depression

4.1 Die Molasse in der Wanne von Brugg

Die OSM konnte E. KISSLING (1893) am Jensberg und im Bruggwald (alter Name für das Längholz nördlich Brugg) zum ersten Mal nachweisen. Später, 1909, beschrieb ED. GERBER vom Jensberg das sogenannte *Vindobonien*, eine Schichtenfolge von Tonmergeln und Sandsteinen über den *burdigalen* Muschelsandsteinen und unter den Sanden der OSM. Ein umfassendes und für die weitere Forschung bedeutendes Molasseprofil veröffentlichte 1915 E. BAUMBERGER, nämlich der grosse Aufschluss im Eisenbahneinschnitt bei Madretsch. Er unterschied über dem *Burdigalien* (aufgeschlossen war nur der sogenannte *Obere Muschelsandstein*), das marine *Helvetien* und das *Tortonien*, das man gemeinhin schon zur OSM zählt. Die freigelegte Molasseabfolge bestand aus rund 125 m sandigen Tonmergeln und etwa 65 m Sanden und Sandsteinen (E. BAUMBEGER 1915: 122–124).

Stratigraphisch höhere Schichten, die jüngsten Molasseablagerungen am Jurafuss überhaupt, finden wir auf dem Längholz und am Jensberg.

Nach neuesten Erkenntnissen über die Gliederung und das Alter der Molasse können wir heute die OMM und OSM genauer unterteilen.

Für unsere Region gilt die nachstehende Abfolge (Abb. 4).

Um 21 Mio. Jahren setzt das *Burdigalien* ein mit einer weiträumigen Meeresüberflutung, diese dauert bis ins *obere Burdigalien* (das frühere *Helvetien*) um 16 Mio. Jahren. Das anschliessende *Langhien*, bis 14 Mio. Jahren, umfasst mit seinen See- und Flussablagerungen teilweise die OSM. Ihre Dauer ist nicht bekannt. Sie könnte aber bis ins *Serravallien* gereicht haben (Dauer: 14–10 Mio. Jahre).

4.2 Die Molasse in der Mulde von Péry

In der Mulde von Péry wurden mit Ausnahme eines Muschelsandsteinreliktes, das der Bieler Geologe B. AEBERHARDT (1872–1912) entdeckt hatte, alle Molassevorkommen als *USM* beschrieben. Es schien kaum denkbar, dass in dieser engen Synklinale noch die OSM vorhanden sein könnte. Allein, bei der umfassenden Bautätigkeit in den siebziger Jahren konnte ich an mehreren Stellen bei Péry die OSM nachweisen, dazu kamen neue Fundorte der OSM (z.B. Koord. 585.400/227.300). Die *burdigale Meeresmolasse* mit typischen Muschelsandsteinen und grauen Molassen entspricht in ihrer Beschaffenheit derjenigen der subjurassischen Hügelzone (Madretsch, Jensberg, Büttenberg); sie ist eindeutig das Bindeglied zu den Meeresmolassen im Tal von Tavannes, wo bei Tavannes–Saicourt und Sorvilier–Court die entsprechenden Molassen ausgebildet sind. Bei Péry kann ihre Mächtigkeit nur ungefähr bestimmt werden, aufgeschlossen sind etwa 25 m, vermutlich ist sie ziemlich grösser.

Die darüberliegende Molasse, Sande, Sandsteine, geröllführende Sande, zum Teil nagelfluhartig, die sogenannten *Geröllsande von Péry* umfassend, etwa 200 m mächtig, kann ohne weiteres mit der Molasse in der Wanne von Brugg korreliert werden.

Eine enge Beziehung besitzen die *Geröllsande* ohne Zweifel auch mit gleichartigen Molassen in der Mulde von Tavannes zwischen Bévillard und Court (M. ANTENEN 1973) sowie im Vallon de St-Imier bei Cortébert–Courtelary.

4.2.1 Die tektonische Lage der Molasse bei Péry

Die grosse Mächtigkeit der Molasse, vor allem der *OSM*, ist erstaunlich. Abgesehen davon, dass sie an der tiefsten Stelle der Mulde auftritt, ist ihre Längenausdehnung aber nur gering, sie beträgt knapp 2 km.

Genau in diesem Bereich wird sie von einer weit über die Synklinale hinausreichenden S-Unterschiebung betroffen. (Abb. 5). Diese kann nur an wenigen Stellen genau erfasst werden. Infolge des steilen Ansteigens der Muldenaxe nach E verschwindet die Molasse sehr rasch. Ihre W-Begrenzung ist nicht klar erkennbar. Versackte Massen und Bergsturzmaterial verhindern eine weitere Untersuchung. Vermutlich streicht die Unterschiebung in spitzem Winkel in die Mulde von Péry–La Heutte und heilt hier aus.

4.2.2 Die tektonische Lage der Molasse bei Frinvillier

Die tektonischen Verhältnisse in der Mulde von Vauffelin–Frinvillier–Orvin im Bereich der Depression sind vorgängig nur kurz erläutert worden (S. 80). Die nachstehende Darstellung ist ein Versuch, die sicher komplizierte Tektonik in dieser engen Synklinale zu deuten; es haftet ihr deshalb auch viel Hypothetisches an. Sie stützt sich auf neue Beobachtungen im Nordschenkel der Seekette (Bözingenberg) östlich des Tubelochs, des weiteren auf moderne Vorstellungen über die Tiefentektonik (Sockeltektonik) des Faltenjuras (Abb. 6).

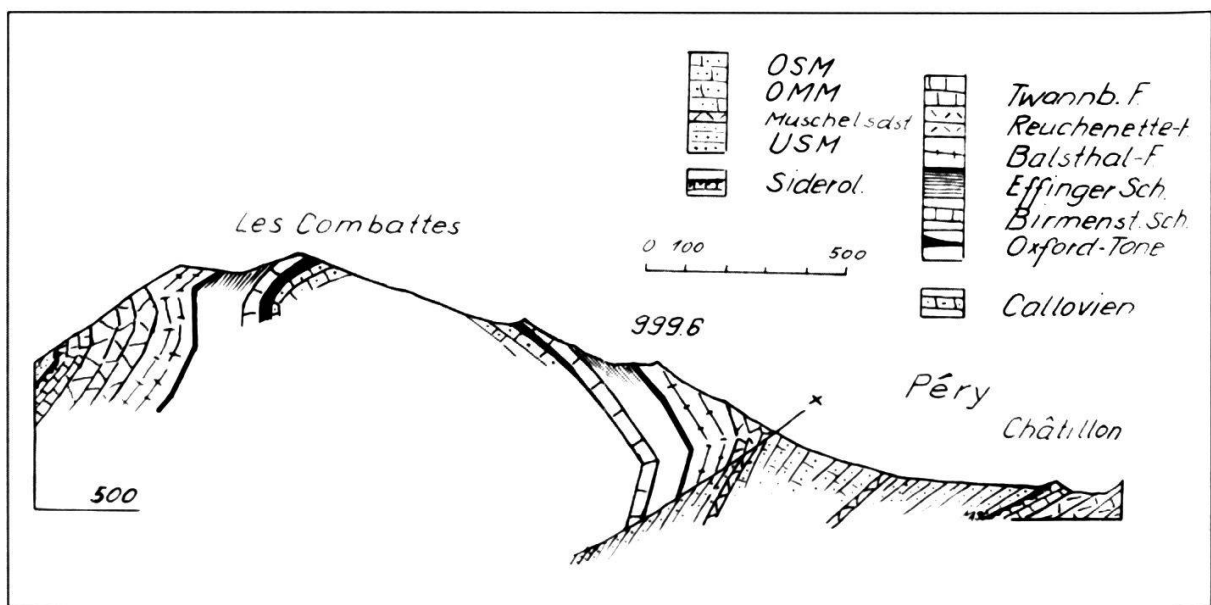


Abbildung 5: Die Montozüberschiebung bei Péry.

Der Nordschenkel der Seekette ist im Tubeloch sehr schön kofferartig ausgebildet. Man ist versucht, einen normalen Übergang in die davorliegende Mulde anzunehmen. Nach dem senkrecht stehenden Schenkel, bestehend aus den rund 110 m mächtigen Kalken der *Twannbach-Formation*, finden wir eine Störungszone, etwa 5 bis 20 m breit. Sie zieht sich am Nordhang der Kette rund 1 bis 2 km nach E. Sie zeigt sich als ein wirres Gemenge von ungefügten Kalkblöcken, zerscherten Gesteinspaketen, teilweise vermisch mit verkarsteten, löcherigen, Bolus- und Bohnerz führenden grösseren und kleineren Kalkkomponenten. Die Störung wird begleitet von kleineren Brüchen, Verschuppungen, Reibungsbrekzien und Stauchfalten (z.B. im Eisenbahneinschnitt rund 250 m südlich der Haltestelle Frinvillier). Ich betrachte diese Störungszone als Ausbiss einer grösseren Überschiebung der Bözingenberg-Seekette auf die Synklinale von Vauffelin–Frinvillier–Orvin (Abb. 6). Vermutlich ist in diesem Bereich von Frinvillier auch die Chasseralkette mit einer südgerichteten Überschiebung auf die Mulde von Orvin–Frinvillier–Vauffelin ausgebildet.

5. Paläogeographie zur Zeit der OSM

Teile der oberen *OMM* (das frühere *Helvetien*) und die gesamte *OSM* in der Wanne von Brugg und in der Mulde von Péry gehören zusammen und bilden eine einheitliche Sedimentabfolge. Bei Frinvillier ist diese Molasse, wie dargelegt, wahrscheinlich auch entwickelt, aber infolge einer tiefgehenden Überschiebung verdeckt. Vergleichbare Molasseablagerungen sind bekannt aus den Synklinalen von Moutier, Tavannes und St-Imier.

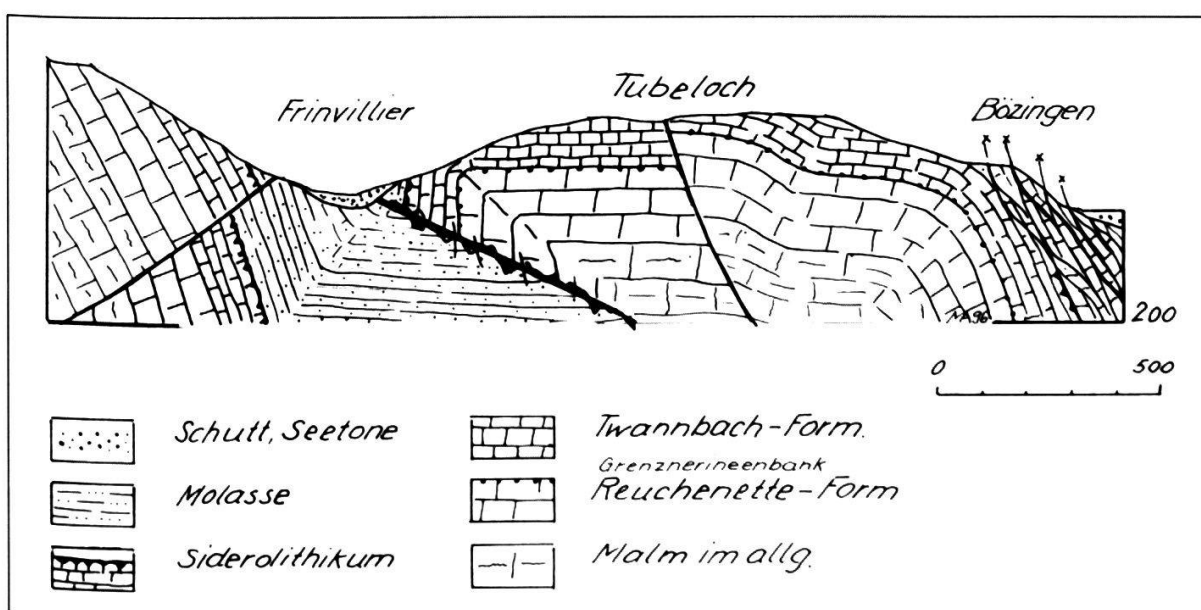


Abbildung 6: Die Seekette in der Region des Tubelochs.

Westlich der Linie Thun–Bern–Biel ist die *OSM* kaum vorhanden. Ausnahmen bilden die als fragliches *Tortonien* (= *OSM*) betrachteten Nagelfluhen zwischen dem Guggershörnli und der Giebelelegg südlich von Bern. Es ist überhaupt ungewiss, ob im Westschweizer Mittelland die *OSM* je abgelagert wurde.

Zur Zeit der *OMM* zog sich ein schmaler Meeresarm parallel des Alpenrandes hin, dessen Nordküste im Gebiet des heutigen Jura gebirges verlief. Von den Alpen her mündeten Flüsse und bauten grosse, ins Meer wachsende Schuttfächer auf. Vor allem der Napf-Schuttfächer zwischen dem Vierwaldstätter- und dem Thunersee, geschüttet von einer Ur-Aare, beeinflusste die Molassesedimentation unserer Region. Kleinere Schuttlieferanten erkennen wir in der Ur-Simme und der Ur-Saane, die die Deltas des Guggershörnli, der Giebelelegg und des Gibloux aufbauten. Auf den Deltas herrschten fluvio-terrestrische Faziesbedingungen. Der Sand der Napfschüttung wurde zum Teil durch eine W-E-Strömung weit nach E ins bayrische Alpenvorland verfrachtet.

Nach dem Rückzug des Meeres aus dem schweizerischen Raum wandelte sich das Stromsystem grundlegend. Tektonische Vorgänge, eine Art grossräumige Kippung in der Molasse östlich des Bodensees, veränderten das ursprüngliche Ostgefälle in ein

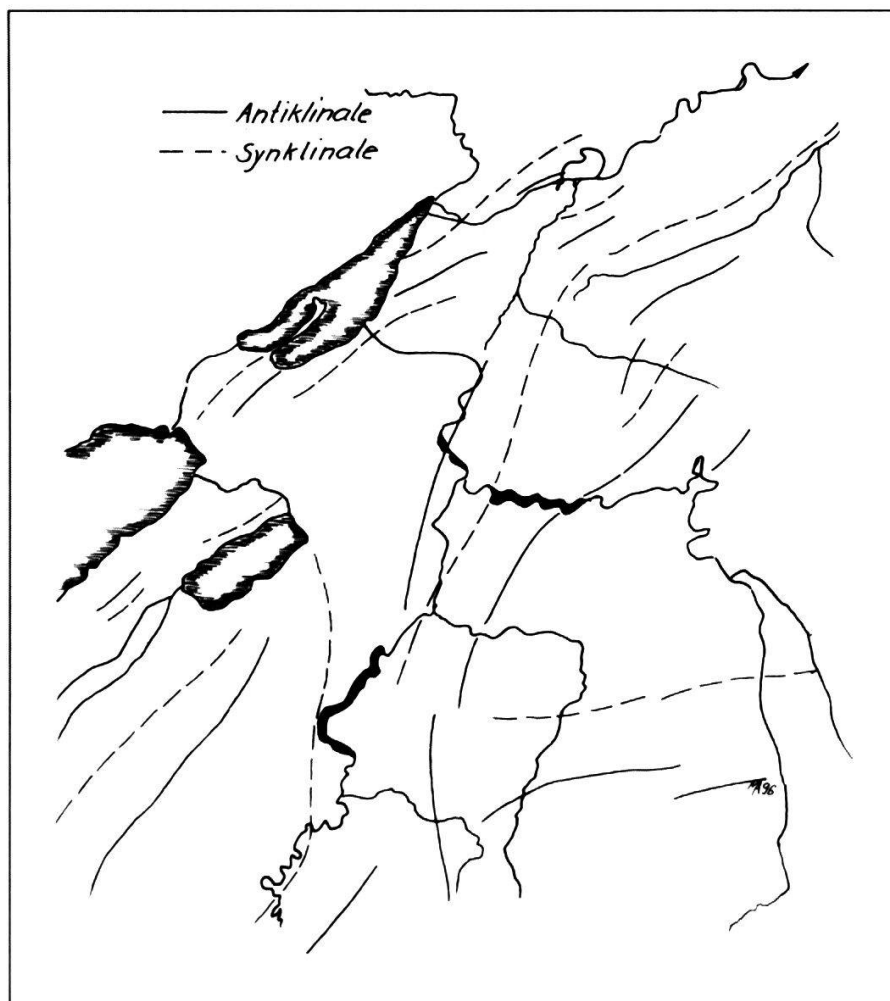


Abbildung 7: Geologische Strukturen im Westschweizer Mittelland (nach H.M. SCHUPPLI 1950).

solches gegen Westen. Es entwickelte sich ein breites Flusssystem, die sogenannte *Glimmersandrinne*, die sich längs des südlichen Juras von Osten bis in die Mulde von Moutier, Tavannes, Péry, St-Imier nach Westen hinzog.

Während der ganzen *OSM* existierte dieser Transport von *Glimmersanden*, ein Material, das aus dem Kristallin des Bayrischen Waldes stammte. Leider lassen sich Zeugen dieser *Glimmersandrinne* weder im westlichen Jura noch im westschweizerischen Molasseland feststellen. Es ist jedoch sicher, dass der Transport in Richtung Bresse oder des Rhonetals erfolgte.

Gleichzeitig war aber die Napfschüttung der Ur-Aare immer noch aktiv. Durch die starke Heraushebung des Aaremassivs verlagerte sich ihr Stromsystem allmählich westwärts. Ihr gerader Lauf von der heutigen Grimsel nach Nordwesten ins Napfdelta verschob sich nach Westen. Mit der Ur-Lütschine und der Ur-Kander vereinigt, erreichte sie bei Thun den Alpenrand. Von hier floss sie nach Norden über Bern in die tiefste Senke am Jurasüdfuss, in die Wanne von Brugg. Die axiale Depression wies ihr den weiteren Weg in die *Glimmersandrinne*. Dieser 700 bis 800 km lange Fluss, das beherrschende Entwässerungssystem am Nordrand der Molasse, zog sich, wie oben erwähnt, längs des südlichen Juras weit nach Westen Richtung Bresse oder Rhonetal. Die beginnende Jurafaltung mit den vielleicht schon schwach entwickelten Mulden und Falten hatte wahrscheinlich auf die Anlage des Stromsystems kanalisierend eingewirkt (M. ANTENEN 1973: 114). Wie vorher auf Seite 85 dargestellt, könnte diese bedeutende W-Entwässerung des Molassetroges bis ins obere Serravallien gedauert haben.

6. Die Entstehung der axialen Depression

Es stellt sich am Schluss die Frage, in welchen grosstektonischen Rahmen wir die Querdepression stellen können. In einer regionaltektonischen Analyse des nördlichen Mittellandes zwischen Payerne und Solothurn unterschied H.M. SCHUPPLI drei Zonen (H.M. SCHUPPLI 1950: 21) (Abb. 7):

1. *Die Westzone*, gekennzeichnet durch parallel dem Jura verlaufenden Synklinalen und Antiklinalen. Sie umschliesst das Gebiet zwischen dem Jura und der SW-NE-streichenden Linie Payerne–Grenchen.
2. *Die Querzone von Fribourg*, eine Mittelzone östlich der Linie Payerne–Grenchen, rund 15 bis 20 km breit, mit vorherrschenden, abgedrehten NNE-, vereinzelt sogar N-Streichen. Sie wird begrenzt durch eine SW-NE streichende Linie Alterswil–Zollikofen.
3. *Die Ostzone*, wieder mit normalem SW-NE-Streichen der Synklinalen und Antiklinalen.

Die östliche Begrenzung der Querzone von Fribourg entspricht der südlichen Fortsetzung der axialen Depression. Es ist die Linie, an der das abgedrehte NNE- bis fast N-Streichen wieder in ein solches von NE-SW übergeht. Sie fällt auch zusammen mit

dem unteren Aaretal zwischen Büren und Busswil. Die Strukturen der beiden Talseiten, im Westen der Jensberg, im Osten der Dotzigenberg, lassen sich nicht verbinden. Die Mörigen-Antiklinale kann man nicht oder nur unter Annahme einer grösseren Störung mit der Eichi-Antiklinale südlich Büren korrelieren (*Abb. 1*).

Hier paust sich die Tektonik des Sockels durch. Über ihre Art wissen wir wenig. Es könnte sich um eine tektonisch deformierte Grenze zweier grösserer Schollen handeln; in Frage käme auch ein schmaler, aber langer Grabenbruch. Die Sockeltektonik steht in enger Beziehung mit der Bildung des Rheintalgrabens. Dessen tektonische Elemente, wie Brüche, Verwerfungen und Flexuren, erkennen wir im Aufbau des Deckgebirges.

Dank der topographisch tiefen Lage sind in der axialen Depression jüngere Ablagerungen, vor der Erosion geschützt, erhalten geblieben. Nur wegen dieser Stellung finden wir heute auf dem Scheitel der Seekette das Kreiderelikt des Lyssersbrunnens. Das entsprechende gilt für die Ablagerungen der *OMM* und *OSM*.

7. Zusammenfassung

In den südlichen Antiklinalen und Synklinalen des Juragebirges zwischen Reconvilier und Biel sowie im davorliegenden subjurassischen Molassegebiet des Längholzes und Jensberges ist eine N-S streichende tektonische Depression ausgebildet. Dank dieser Quersenkung sind hier *Kreidesedimente* und Ablagerungen der *OMM* und *OSM* erhalten geblieben.

Die Depression wird in Beziehung gebracht mit einer komplizierten Sockeltektonik.

Dank

Meiner Frau, Vreni Kessi Antenen, danke ich ganz herzlich für die Reinschrift des Manuskriptes.

Literatur

- AEBERHARDT, B. (1907): Les Gorges de la Suze – Beil. Jber. Gymnasium Biel 1906/1907.
 ANTENEN, F. (1936): Geologie des Seelandes – Biel.
 ANTENEN, M. (1973): Geologie der Montozkette – Diss. Universität Bern.
 BAUMBERGER, E. (1915): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen – Verh. natf. Ges. Basel 26: 109.
 GERBER, E. (1913): Jensberg und Brüttelen, zwei Ausgangspunkte für die Molasse-Stratigraphie des bernischen Mittellandes. – *Eclogae geologicae Helvetiae* 12: 451.
 KISSLING, E. (1893): Nachweis der oberen Süsswassermolasse im Seeland. Mitt. natf. Ges. Bern: 15.
 SCHUPPLI, H.M. (1950): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, III. Teil, 8. Abschnitt. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie 26.3.
 THALMANN, H. (1966): Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura. – Mitt. natf. Ges. Solothurn 22: 1.