

1226 Boltigen

Erläuterungen

LUC BRAILLARD

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2015

143

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

1:25 000

1226 Boltigen

Erläuterungen

19 Textfiguren, 2 Tabellen und 1 Tafelbeilage

verfasst von
LUC BRAILLARD

Übersetzung
MEINRAD THALMANN & STEPHAN DALL'AGNOLO

2015



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

BRAILLARD, L. (2015): Blatt 1226 Boltigen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 143.

Erläuterungen:

BRAILLARD, L. (2015): Blatt 1226 Boltigen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 143.

Titelbilder

Umschlag:

Radiolarit des Brendelspitz. Foto Luc Braillard, 2015.

Erläuterungen:

Spurenfossilien (Helminthoiden) auf Gesteinsoberfläche. Foto Luc Braillard, 2014.

Herausgeber

© 2015, 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.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40075-4



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort des Herausgebers	4
Zusammenfassung	5
Résumé	6
Riassunto	7
Summary	8
Einführung	9
Stratigraphie	14
Infrapräalpines Melange	14
Klippen-Decke	15
Préalpes médianes plastiques	15
Préalpes médianes rigides	37
Brekzien-Decke	44
Gurnigel-Decke	49
Saane-Decke	53
Dranses-Decke	54
Simmen-Decke	56
Gets-Decke	66
Quartär	69
Pleistozän	69
Holozän	76
Tektonik	83
Regionaler Rahmen und geodynamische Betrachtungen	83
Beschreibung der tektonischen Einheiten	83
Störungen	95
Deformationsmodell	97
Erdbeben	98
Mineralische Rohstoffe	99
Hydrogeologie	102
Siedlungsgeschichte	109
Geologische und Archäologische Wanderwege	112
Literaturverzeichnis	113
Geologische Karten	123
Anhang	125
Beilage	126

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Mit Atlasblatt 143 Boltigen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 liegt nun eine aktuelle Bestandsaufnahme der Region vor.

Im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme begann Dr. Luc Braillard unter der Leitung von Prof. Christian Caron im Jahre 2006 mit der geologischen Aufnahme des Kartengebiets. Er konnte sich auf eine reichhaltige Sammlung von nicht publizierten Manuskriptvorlagen stützen, die von Prof. Jean Tercier und Prof. Christian Caron seit den 1950er-Jahren als Dissertations- und Diplomkartierungen für die Universität Freiburg zusammengestellt wurden. Auch Originalkarten von Diplomanden und Doktoranden anderer Universitäten (Bern, Neuenburg) sowie publizierte Karten ohne topografischen Hintergrund und Berichte geologischer Büros wurden berücksichtigt. Weitere Informationen erhielt der Autor von Bundes-, Kantonsbehörden und privaten Gesellschaften. Zwischen 2006 und 2012 unterzog Luc Braillard die bestehenden Vorlagen einer minutiösen Gesamtrevision, die mit sehr viel Feldbegehungen und Kontrollen einherging.

Im Rahmen der Harmonisierung der lithostratigraphischen Einheiten der Schweiz (Projekt Harnos) in Zusammenarbeit mit dem Stratigraphischen Komitee der Schweiz (SKS) wurden viele Formationsnamen aufgrund vorhandener Literatur formalisiert und auch neue Formationsnamen vorgeschlagen. Die Formationen und Members wurden am 16.11.2013 vom Stratigraphischen Komitee der Schweiz in Lausanne genehmigt und können im Stratigraphischen Lexikon der Schweiz online (www.strati.ch) eingesehen werden.

Die Erläuterungen zum Atlasblatt Boltigen wurden von Luc Braillard in französischer Sprache verfasst und von Meinrad Thalman und Dr. Stephan Dall'Agnolo übersetzt.

Die Redaktion der Erläuterungen seitens der Landesgeologie erfolgte durch Stephan Dall'Agnolo mit Unterstützung durch Dr. Reto Burkhalter.

Im Namen der Schweizerisch Geologischen Kommission begutachteten Prof. Dr. Adrian Pfiffner, Prof. Jon Mosar, Dr. Werner Flück und Dr. Gilles Borel den Inhalt der Karte und der Erläuterungen.

Die kartografischen Arbeiten führten Bruno Reber und Remo Trüssel aus. Die Textfiguren und die Tafel wurden von Reto Casty und Stephan Dall'Agnolo bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Renato Howald.

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

August 2015

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Boltigen umfasst ausschliesslich Einheiten der Préalpes. Es sind dies das Infrapräalpine Melange, die Klippen-Decke (Nappe des Préalpes médianes), die Brekzien-Decke, die Gurnigel-Decke, die Saane-Decke, die Dranses-Decke, die Simmen-Decke und die Gets-Decke.

Das Infrapräalpine Melange besteht aus einer meist tonigen Matrix mit sowohl sedimentär eingelagerten Olistolithen als auch tektonischen Schürflingen. Diese Elemente sind nicht nur ultrahelvetischen Ursprungs, sondern stammen auch von strukturell höheren Einheiten (Klippen-Decke, Gurnigel-Decke). Der Linsengehalt im Infrapräalpinen Melange ist regional abhängig davon, welche tektonische Einheit im Liegenden und Hangenden dazu beitragen.

Die Klippen-Decke wird aufgrund ihres strukturell heterogenen Verhaltens in zwei Teilbereiche gegliedert: die Préalpes médianes plastiques, mit vorwiegend biegsamem Verhalten, und die Préalpes médianes rigides mit eher starrem Charakter. Die Gesteine der Préalpes médianes plastiques widerspiegeln marine Bedingungen (Subbriançonnais) mit kontinuierlicher Sedimentation von der Späten Trias bis ins Eozän. Im Frühen und Mittleren Jura führte syndesimentäre Tektonik in diesem Vorbecken zur Briançonnais-Schwelle zur Individualisierung von Teilgebieten mit starken lateralen Fazieswechseln. In generalisierender Weise wurden auf Atlasblatt Boltigen vier Teilgebiete ausgeschieden. Die Préalpes médianes rigides stellen die Schwellenfazies mit flachmarinen Ablagerungsbedingungen und zahlreichen Sedimentationslücken dar.

Die Brekzien-Decke weist eine stratigraphische Abfolge auf, die vorwiegend aus Brekzien besteht. Die Quelle des detritischen Materials stammt vom internen Rand der Briançonnais-Schwelle.

Die Gurnigel-Decke besteht aus einer mächtigen Flyschabfolge. Unklarheit besteht sowohl bezüglich der tektonischen Zugehörigkeit als auch bezüglich der paläogeographischen Herkunft der Decke. Einerseits spricht die heutige Position der Decke für eine Zuteilung ins Unterpenninikum und eine Walliser Herkunft, andererseits weisen Alters- und Lithologieentsprechungen mit Gesteinen der Saane-Decke auf eine Angliederung ans Oberpenninikum und einen südpenninischen Ursprung (Piemont, Ligurium) hin.

Saane-, Dranses-, Simmen- und Gets-Decke bilden vier Decken aus unterschiedlichen Flyschabfolgen, die historisch als Préalpes supérieures zusammengefasst werden. Die Simmen-Decke enthält als Eigenheit eine pelagische mesozoische Abfolge mit südalpiner Affinität (Gueyras-Komplex).

RÉSUMÉ

La région couverte par la feuille Boltigen ne comprend que des unités des Préalpes: Mélange infrapréalpin, nappes des Préalpes médianes, de la Brèche, du Gurnigel, de la Sarine, des Dranses, de la Simme et des Gets.

Le Mélange infrapréalpin consiste en une matrice principalement argileuse englobant des éléments tant sédimentaires (olistolites) que tectoniques. Tous ces éléments ne sont pas uniquement d'origine ultrahelvétique, mais peuvent aussi provenir d'unités structurellement plus élevées comme la nappe des Préalpes médianes et celle du Gurnigel. Les unités tectoniques situées au-dessus et au-dessous de ce Mélange infrapréalpin ont fourni les lentilles qui s'y trouvent; la nature de ces dernières varie donc régionalement.

La nappe des Préalpes médianes est subdivisée en deux parties en fonction de son comportement hétérogène face à la déformation: les Préalpes médianes plastiques sont fortement replissées contrairement aux Préalpes médianes rigides. Les roches des Préalpes médianes plastiques montrent une sédimentation marine (Subbriançonnais) continue du Trias tardif à l'Eocène. Au Jurassique précoce et moyen, la tectonique synsédimentaire a induit de fortes variations latérales de faciès dans ce bassin situé en avant du seuil Briançonnais, déterminant ainsi les quatre différents secteurs individualisés sur la carte. Les Préalpes médianes rigides représentent un seuil avec des conditions de sédimentation de mer peu profonde et de nombreuses lacunes.

Comme son nom l'indique, la nappe de la Brèche consiste essentiellement en roches détritiques grossières, dont les constituants proviennent de la marge interne du seuil Briançonnais.

La nappe du Gurnigel est formée d'une épaisse série de flysch. Tant sa position tectonique que sa provenance paléogéographique sont encore sujettes à conjectures. D'un côté sa position actuelle parle en faveur d'une attribution au Pennique inférieur, avec un dépôt des flyschs dans le bassin Valaisan, d'un autre côté les similitudes d'âge et de lithologie avec les roches de la nappe de la Sarine favorisent un rattachement au Pennique supérieur et une origine des flyschs dans le bassin piémontais-ligure.

Les nappes de la Sarine, des Dranses, de la Simme et des Gets sont composées de différentes séries de flysch, qui étaient autrefois regroupées sous le terme de «Préalpes supérieures». La nappe de la Simme a la particularité de contenir une série mésozoïque pélagique d'affinité sudalpine (Complexe de la Gueyras).

RIASSUNTO

La regione del foglio dell'Atlante geologico Boltigen comprende esclusivamente unità delle Prealpi: il Melange infraprealpino, le falde delle Prealpi mediane, della Breccia, del Gurnigel, della Saane, delle Dranses, della Simmen e degli Gets.

Il Melange infraprealpino è costituito da una matrice prevalentemente argillosa che ingloba sia olistoliti sedimentari che scaglie tettoniche. Questi elementi non sono solo di origine ultraelvetica, ma derivano anche da unità strutturali più alte (falde delle Prealpi mediane e del Gurnigel). Le lenti contenute nel Melange infraprealpino variano regionalmente e dipendono dal tipo di unità tettonica sottostante e sovrastante.

La Falda delle Prealpi mediane, a causa della suo comportamento strutturale eterogeneo, è divisa in due segmenti: le Prealpi mediane plastiche con comportamento prevalentemente duttile e le Prealpi mediane rigide a carattere principalmente fragile. Le Prealpi mediane plastiche riflettono le condizioni marine (Subbrianzonese) con sedimentazione continua dal tardo Triassico al Eocene. Nel primo e medio Giurassico, la tettonica sinsedimentaria di questo bacino situato davanti alla soglia Brianzonese ha portato ad una forte variazione laterale di facies, determinando così i quattro settori individualizzati sulla carta. Le Prealpi mediane rigide presentano facies caratterizzate da condizioni di deposito poco profonde e numerose lacune di sedimentazione.

La Falda della Breccia ha una sequenza stratigrafica composta principalmente da breccie. Il materiale detritico deriva dal margine interno della soglia Brianzonese.

La Falda del Gurnigel è formata da una spessa sequenza di Flysch. Sia l'appartenenza tettonica che la provenienza paleogeografica della falda restano poco chiare. Da una parte, l'attuale posizione della falda indica un'appartenenza al dominio Pennidico inferiore e un'origine Vallesana, d'altra parte, le corrispondenze in età e litologia con rocce della Falda della Saane la associano al dominio Pennidico superiore con origine nel bacino Ligure-Piemontese.

Le falde Saane, Dranses, Simmen e Gets sono quattro falde costituite da diverse sequenze di Flysch, queste sono storicamente attribuite alle Prealpi superiori. La Falda della Simmen, in modo particolare, presenta una sequenza pelagica del Mesozoico con affinità sudalpina (Complesso della Gueyras).

SUMMARY

The area of the Atlas sheet Boltigen covers only units of the Prealps. These are the Infra Prealpine Melange, the Klippen Nappe (Nappes de Préalpes médianes), the Breccia Nappe, the Gurnigel Nappe, the Saane Nappe, the Dranses Nappe, the Simme Nappe and the Gets Nappe.

The Infra Prealpine Melange comprises a mostly clay matrix embedded with both sedimentary Olistoliths and dislodged tectonic slices. These elements are not only of Ultrahelvetic origin, but also come from structurally higher units (Klippen Nappe, Gurnigel Nappe). The content of lenses in the Infra Prealpine Melange is regionally controlled by the contribution from the underlying and the overlying tectonic units.

Because of its structurally heterogeneous behavior, the Klippen Decke is divided into two segments: the Préalpes médianes plastiques with mainly ductile behavior and the Préalpes médianes rigides with rather brittle character. The Préalpes médianes plastiques reflect marine conditions (Subbriançonnais) with continuous sedimentation from the Late Triassic to the Eocene. In the Early and Middle Jurassic, synsedimentary tectonics in the Subbriançonnais resulted in the individualization of areas by strong lateral facies changes. Four areas were represented in a generalized way on the Atlas sheet Boltigen. The Préalpes médianes rigides represent facies characterized by shallow marine depositional conditions and numerous hiatus periods.

The Breccia Nappe has a stratigraphic sequence that is composed predominantly of breccias. The source of the detrital material originates from the internal margin of the Briançonnais High.

A thick flysch sequence forms the Gurnigel Nappe. Uncertainty exists regarding the tectonic affinity as well as the palaeogeographical origin of the nappe. On the one hand, the present position of the nappe speaks for an attribution to the Lower Penninic and a Valais origin. On the other hand, age and lithology equivalents to rocks from the Saane Nappe correspond to an affiliation with the Upper Penninic and a southern Pennine origin (Piedmont, Liguria Ocean).

The Saane, Dranses, Simmen and Gets Nappes constitute four nappes of various flysch sequences, which are historically summed up as the Préalpes supérieures. As a peculiarity, the Simme Nappe contains a pelagic Mesozoic sequence with a southern Alpine affinity (Gueyras Complex).

EINFÜHRUNG

Struktureller und geomorphologischer Rahmen

Das landschaftliche Bild des Gebiets von Atlasblatt Boltigen (Fig. 1) wird ausschliesslich von präalpinen Einheiten geprägt. In aufsteigender Reihenfolge sind dies: das Infrapräalpine Melange, die Klippen-Decke, die Brekzien-Decke, die Gurnigel-Decke und die Flyschdecken der Préalpes supérieures (Saane-, Dranes-, Simmen- und Gets-Decke). Die Simme durchquert einer Störung folgend die präalpinen Decken in nördlicher Richtung, um dann in einer weiten Rechtskurve ihren Lauf dem Streichen der Faltenachsen anzupassen.

Im Nordwesten des Kartengebiets bilden die Flysche der Gurnigel-Decke die südliche Fortsetzung des Schwybergs.

Das Infrapräalpine Melange ist westlich des Schwarzsees zwischen der Gurnigel-Decke und der Klippen-Decke eingequetscht. Die von den wenig resistenten Gesteinen des Infrapräalpinen Melanges bestimmte enge Vertiefung ist bei

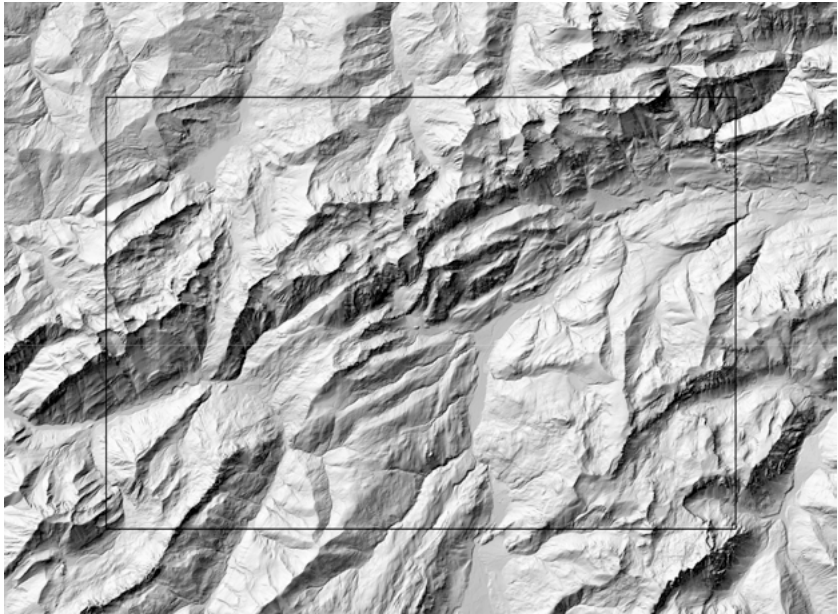


Fig. 1: Digitales Terrainmodell (swissALTI^{3D}, Beleuchtung NW 45°) des Gebietes von Blatt Boltigen.

Guglervorsass deutlich zu sehen. Beim Schwarzsee und östlich davon weitet sich die Mulde aus.

Die Klippen-Decke, bestehend aus den *Préalpes médianes plastiques* im Nordwesten und den *Préalpes médianes rigides* im Südosten, nimmt mehr als die Hälfte des Kartengebiets ein und bildet hier die höchsten Gipfel, so zum Beispiel den Schafberg 2239m (*Préalpes médianes plastiques*) oder die Rüdigerspitze 2124m und das Niderhore 2077m (*Préalpes médianes rigides*). In den *Préalpes médianes plastiques* wird die zuweilen schroffe Morphologie hauptsächlich durch Falten mit SW – NE gerichteten Faltenachsen bestimmt. Die höchsten Bergrücken entsprechen somit Antiklinalen oder Synklinalschenkeln. Im Gegensatz dazu werden die SW – NE verlaufenden abschüssigen Wände und Grate in den *Préalpes médianes rigides* durch Schuppen (Monoklinalstrukturen) gebildet, die nach Südosten (Gastlosen) oder nach Nordwesten (Niderhore) abtauchen.

Auch die Brekzien-Decke besteht aus nach Nordwesten einfallenden Gesteinsschichten. Sie bilden im Südostviertel des Kartengebiets die hohen Reliefs des Bunschleregrats (2038m).

Die Flysche der *Préalpes supérieures* bilden sanftere Geländeformen und meistens Mulden und Täler. Sie sind vor allem südlich der Gastlosen-Schuppe (Region Abländschen, Jaunpass und Simmental), aber auch im Norden im Kern der Château-d'Oex-Synklinalzone (zwischen Brendelspitz und Reidigen) vorhanden.

Zwei in der Landschaft gut erkennbare wichtige tektonische Verwerfungen durchbrechen die unterschiedlichen Einheiten. Es handelt sich um die Boltigen-Störung, deren südliche Verlängerung bis zum Laubeggfall und darüber hinaus vermutlich den Abfluss der Simme durch die Brekzien-Decke bestimmte, und um die Euschelspass-Störung, die sich sowohl nach Norden (Sensetal) als auch nach Süden (Soldatenhaus und Col du Loup im Gebiet des benachbarten Blattes 1246 Zweisimmen) verlängern lässt. Die Simme folgt nach dem Durchbruch der Brekzien-Decke entlang der Boltigen-Störung einer Überschiebung innerhalb der Simmen-Decke bis nach Pfaffenried und fließt entlang des Kontakts zwischen der Simmen-Decke und der Dranses-Decke weiter. Der Jaunbach weist einen komplexeren Lauf auf. In seinem oberen Bereich folgt er einem Deckenkontakt. Danach durchquert er unterhalb der Plagersflue die Gastlosen-Schuppe dank einer Blattverschiebungs- und Überschiebungszone, fließt dann im rechten Winkel dazu durch die Flysche der Château-d'Oex-Synklinalzone bis nach Kappelboden, wo die Euschelspass-Störung ihm die Durchquerung der felsigen Sperre der *Médianes plastiques* erleichtert und in denen er anschließend seinen Lauf entlang der Antiklinalachse der Jaunbach-Antiklinale bis nach Im Fang (Blatt 1225 Gruyères) fortsetzt. Bei BUGNON (1988) findet sich eine detaillierte Analyse der verschiedenen Faktoren, die den Lauf des Jaunbachs beeinflussten.

Im nordwestlichen Gebiet von Blatt Boltigen prägten markante Massenbewegungen die Landschaft. Sie sind lithologisch, tektonisch und glazial bedingt. Die verscherten und wenig resistenten Lithologien des Infrapräalpinen Melanges er-

möglichten im Zusammenfluss von Recardets-, Breccaschlund- und Euschels-gletscher die Bildung eines übertieften Beckens, an dessen Flanken sich nach dem Rückzug der Gletscher vermehrt Massenbewegungen ereigneten. Betroffen waren nebst den eigentlichen Melangegesteinen rechtsseitig der Sense auch die Flysche der Gurnigel-Decke am südlichen Ende des Schwybergs. Die Rutsch- und Sackungs-massen stauten den oberirdischen Abfluss der Sense und führten so zur Bildung des Schwarzsees.

Bei Garstatt, im Südosten des Kartengebiets, besteht ein weiteres grosses Sackungsgebiet, das im Tal den Lauf der Simme beeinflusst hat. Die beinahe hangparallel nach WNW abtauchenden Schichten der Brekzien-Decke gleiten auf einem Scherhorizont im Coulaytes-Melange. Beim grössten Teil des Sackungs-gebiets handelt es sich um stark zerrüttete Sackungsmassen, die BECK (1952) als «Bergutsch», d.h. eine Mischung zwischen Bergsturz und Sackung, bezeichnet.

Historischer Rahmen

Die ältesten Beschreibungen geologischer Art der Region, die durch das Blatt Boltigen abgedeckt wird, beziehen sich auf die Thermalquelle von Weissenburg, die schon Ende des 16. Jahrhunderts genannt wurde. Bei RABOWSKI (1920) finden sich die Referenzen dieser ersten Erwähnungen sowie ein detaillierter geschichtlicher Abriss der Entwicklung der geologischen Kenntnisse dieses Teils der Vor-alpen vom Aufenthalt von H. B. de Saussure im Simmental im Jahre 1796 bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts. Unter all den von RABOWSKI (1920) zitierten Arbeiten ist nicht zuletzt die von GILLIÉRON (1885) erwähnenswert, die eine der wichtigsten hinsichtlich des Kartengebiets ist.

Die älteste Karte ist die Spezialkarte 1:50 000 von RABOWSKI (1912), die 1920 mit dem Band 35 der Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz ergänzt wurde. Diese grundlegenden Dokumente waren und bleiben Referenzen für zahlreiche Generationen von Geologen. Die Spezialkarte 1:25 000 von BECK & GERBER (1925) ragt einige Quadratkilometer in das Gebiet von Blatt Boltigen hinein. Für die Kartierung des vorliegenden Atlasblattes sind auch zahlreiche nicht publizierte Aufnahmen berücksichtigt worden (Fig. 2). Seit den 1940er-Jahren wurde der überwiegende Teil der Aufnahmen von der Universität Freiburg unter J. Tercier und schliesslich unter C. Caron ausgeführt. Dabei handelt es sich um Dissertationen (KLAUS 1953, SPICHER 1966, GISIGER 1967, PAGE 1969, ANDREY 1974) und Diplome (SIDLER 1977, STEEB 1987, BOVET 1990, MONNEY 1990, THALMANN 1990, BRAIL-LARD 1998, BOSSY 1998, FUCHS 2003). Eine unveröffentlichte Karte im Massstab 1:25 000 (Westhälfte des Kartengebiets) von J. Tercier wurde ebenfalls berücksichtigt. In Form von Diplomkarten (THURY 1971, FURRER 1974, ISENSCHMID 1979, KEUSCH 1985), einer Dissertation (FLÜCK 1973) und unveröffentlichten Karten (BIERI 1964, RENZ 1934, GENGE 1949), hinterlegt bei der Landesgeologie, führte auch die Universität Bern geologische Aufnahmen durch. Die unveröffentlichte

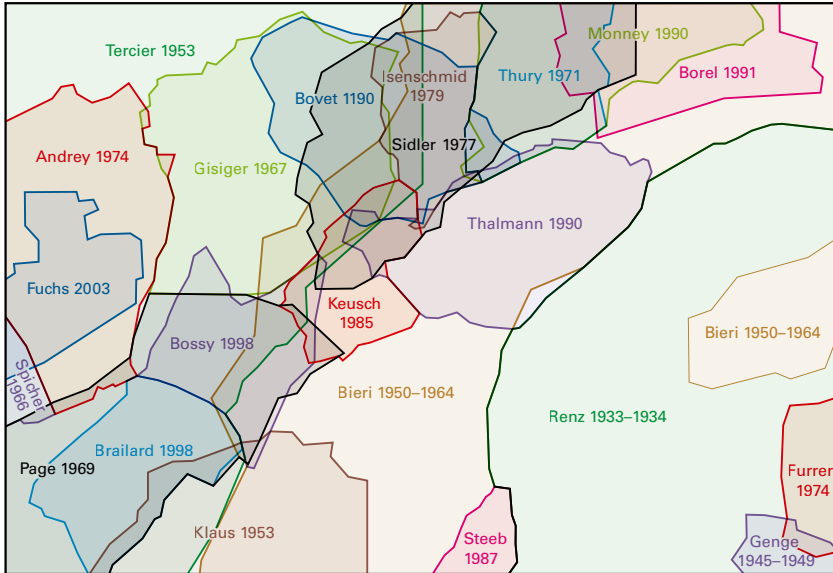


Fig. 2: Berücksichtigte unpublizierte Geländeaufnahmen für die Erstellung von Atlasblatt Boltigen.

Karte im Massstab 1:10 000 zur Dissertation von WEGMÜLLER (1953) wurde nicht gefunden. Eine Diplomarbeit stammt von der Universität Neuenburg (BOREL 1991).

Aufgrund der Vielfalt der zur Verfügung stehenden Dokumente, der Entwicklung der geologischen Kenntnisse (neue Formationen, die auf den alten Karten nicht ausgeschieden sind) sowie neuer Aufschlüsse entlang von Alpstrassen mussten erhebliche Harmonisations- und Revisionsarbeiten unternommen werden. Der grösste Teil von Blatt Boltigen wurde deshalb in den Jahren 2008 bis 2011 im Massstab 1:10 000 neu kartiert. Im Nordwestviertel wurden nur etwa 15 km² im Massstab 1:10 000 neu aufgenommen (Region Homattli, Schafberg und Euschelspass). Das Reinzeichnen im Massstab 1:25 000 wurde in digitaler Form mit Hilfe des Programms Toolmap realisiert. In diesem Zusammenhang muss betont werden, dass die Verwendung des digitalen Höhenmodells (swissALTI^{3D}) eine bessere Erkennung und präzisere Abgrenzung der Formationen – insbesondere des Holozäns – und der tektonischen Verwerfungen erlaubte.

Danksagungen des Autors

Die Realisation von Blatt Nr. 143 Boltigen des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 wäre ohne die wissenschaftliche und technische Hilfe und ohne die kritischen Meinungen und die Ermutigungen zahlreicher Kollegen, speziell von C. Caron, R. Plancherel, S. Dall'Agnolo, J. Mosar, M. Bochud, E. Matzenauer, M. Thalmann, M. Sartori und L. Schreiber nicht erfolgreich gewesen.

Gedankt sei auch folgenden Geologiebüros, öffentlichen Behörden und Vereinen: ABAGéol SA (Fribourg), A. Briel (Fribourg), CSD Ingénieurs SA (Fribourg), Geolina SA (Fribourg), GEOTEST SA (Fribourg), HydroSol Sàrl (Bulle), Geologische Informationsstelle der swisstopo (B. Friedli), Abteilung Gewässerschutz des Amtes für Umwelt des Kantons Freiburg (R. Kropf), Geologisches Archiv des Amtes für Wasser und Abfall des Kantons Bern (C. Isenschmid), Abteilung Naturgefahren des Amtes für Wald des Kantons Bern (J. Häberle), Archäologische Dienste der Kantone Freiburg und Bern (S. Menoud, R. Ebersbach), Spéléo Club des Préalpes fribourgeoises, Schweizerische Gesellschaft für Höhlenforschung Sektion Bern.

STRATIGRAPHIE

INFRAPRÄALPINES MELANGE

Als Infrapräalpines Melange (Mélange infrapréalpin, PLANCHEREL 1998) werden mehrere tektonosedimentäre Einheiten mit chaotischem Gefüge zusammengefasst, die unter den präalpinen Decken auftreten. Im Gebiet von Blatt Boltigen wird es hauptsächlich in der Nordwestecke angetroffen. Die in der Matrix (f_w) dieses Melanges vorhandenen Komponenten wurden von GILLIÉRON (1873) und von TERCIER (1928) in der Region des Hohberg im Nordosten des Schwarzsees untersucht. Letzterer unterscheidet einerseits «exotische Blöcke», kleine Elemente in den Matrix bildenden, schwarzen, grünen oder dunkelgrauen tonig-mergeligen Schiefern, und andererseits «tektonische Linsen» mit viel grösserer Ausdehnung (mehrere zehn bis hundert Meter grosse Linsen). Nur Letztere wurden kartiert.

f_w Wildflysch (?spätes Eozän)

Als Wildflysch wird hier die Matrix des Melanges bezeichnet. Es handelt sich um schwarzen Tonstein oder dunkelgrauen Mergel. Folgende Linsen kommen im Wildflysch vor:

t_y	Gips (Trias)
t_r	Rauwacke (Trias)
t_d	Dolomit (Trias)
i_2	Sandkalk und Mergelkalk (Bathonien)
i_{3-6}	dunkelgrauer Mergel und Kalk mit Knollen (Callovien – Oxfordien)
C_c	hellgrauer kompakter Kalk (Kimméridgien – Tithonien)
F_G	Gurnigel-Flysch: tonige bis sandige Turbidite (Maastrichtien – Lutétien)

Die drei ersten Lithologien stammen vermutlich von der Basis der Préalpes médianes plastiques. Die Linsen entstanden während der Überschiebung durch Abschürfung. Die drei folgenden Lithologien sind ultrahelvetischer Herkunft. Der letzte Typ ist durch Abschürfung der Front oder der Basis der Gurnigel-Decke entstanden. Die Linsen aus Gurnigel-Flysch wurden auf der Karte lithostratigraphisch nicht weiter unterschieden. Die jüngsten unter ihnen wurden als Lutétien datiert und verleihen somit diesem Melange ein wahrscheinliches maximales Alter von spätem Eozän. MOREL (1980) schlägt im Gebiet von Gros Plané frühes Oligozän für den Wildflysch vor.

Die grossen Massen von Gurnigel-Flysch bei Hürli und beim Unter Hohberg wurden als Linsen im Wildflysch interpretiert. Der Gurnigel-Flysch des Spitzhubel wird als mit dem Rest der Gurnigel-Decke verbunden angesehen (s. Kap. Tektonik).

Am Fuss der Gastlosen, 200m südöstlich des Soldatenhauses (Koord. 2586.66/1158.23/1730 m), ist eine Gipslinie aufgeschlossen. Eine weitere wird von

GILLIÉRON (1885, S.197) am Fuss der Marchzähne beschrieben, die jedoch von PAGE (1969, S. 128) nicht wieder gefunden wurde. Gips ist in der Serie der Préalpes médianes rigides nicht bekannt. Die Position dieser Gipslinsen lässt zweierlei Interpretationen zu. Sie könnten zum Infraprälpinen Melange oder zur Zone Sub-médiane gehören.

Schlechte Aufschlussverhältnisse und zahlreiche Rutschungen erschweren die Feldaufnahme des Wildflyschs. Dazu kommen die Ähnlichkeiten zwischen bestimmten Lithologien, die ihn aufbauen, insbesondere zwischen Sandkalk, Mergelkalk, dunkelgrauem Mergel und Kalk des Bathoniens und des Callovien-Oxfordiens, die nur aufgrund von Ammoniten mit Sicherheit unterschieden werden können. Die Zuweisung bezieht sich vorwiegend auf die unveröffentlichte Karte im Massstab 1:25 000 von J. Tercier, der bestimmbare Ammoniten fand. Der kleine Hügel südlich des Hohbergpasses (Koord. 2591.24/1169.80) wurde von TERCIER (1928, S. 45f.) dem dunkelgrauen Mergel und Kalk mit Knollen (Callovien-Oxfordien) zugeschrieben, auf seiner späteren Karte aus den 1940er-Jahren jedoch dem Sand- und Mergelkalk (Bathonien) zugeteilt. Auf dem Blatt Boltigen wurde letztere Zuteilung übernommen.

KLIPPEN-DECKE

Die Klippen-Decke (Nappe des Préalpes médianes) nimmt mehr als die Hälfte des Kartengebiets ein. Aufgrund des plastischen (im NW) andererseits aber spröden (im SE) Baus unterscheidet man Préalpes médianes plastiques und Préalpes médianes rigides. BAUD & SEPTFONTAINE (1980) verfeinern aufgrund unterschiedlicher stratigraphischer Abfolgen diese Unterteilung in Préalpes médianes plastiques externes und internes und Préalpes médianes rigides externes und internes (Fig. 3). Die Gastlosen-Kette mit den Sattelspitzen (Fig. 4), ihre Verlängerung gegen Nordosten (Bäderhore, Mittagflue, Schafflüe, Festi) und die Spillger-Schuppe werden den Préalpes médianes rigides angegliedert (s. Kap. Tektonik).

PRÉALPES MÉDIANES PLASTIQUES

t_y Gips

Wie schon PASQUIER (2005) betonte, kann die Frage der Zuordnung des Gipses zur Serie der Klippen-Decke oder seine Interpretation als Linsen in einem liegenden Melange zu zahlreichen Diskussionen führen. Im Gebiet von Blatt Boltigen erschien ein einziger Gipsaufschluss genügend im Verbund mit anderen triassischen Gesteinen der Klippen-Decke, um ihn der Decke anzugliedern. Es handelt sich um den kleinen Aufschluss von Schwarzsee Bad (Koord. 2587.13/1168.40/1160m) im frontalen Bereich der Decke. Andere Gipsaufschlüsse, zum Beispiel jene im Nordosten des Schwarzsees, können entweder als Linsen im Infra-

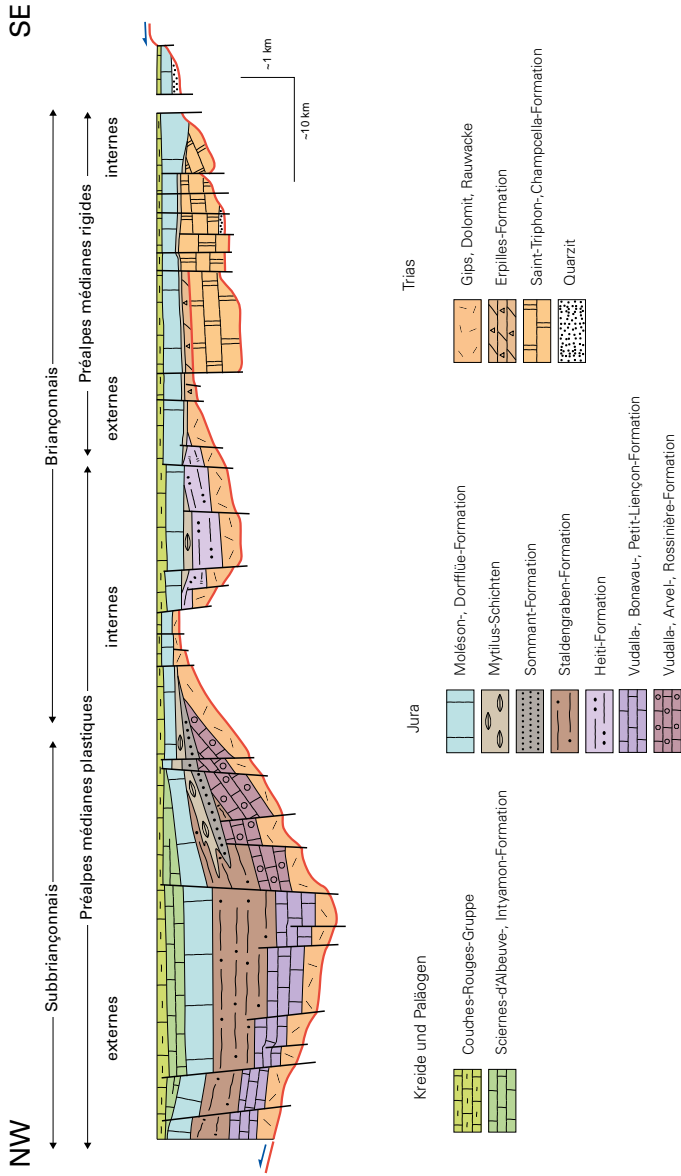


Fig. 3: Paläozoisches Profil der Klippen-Decke (Nappe des Préalpes médianes). Die unterschiedlichen stratigraphischen Abfolgen führen zur Unterteilung der Klippendecke in Préalpes médianes rigides und plastiques, welche jeweils wiederum in externes und internes unterteilt werden. Nach BAUD & SEPTFONTAINE (1980).



Fig. 4: Flugaufnahme aus Richtung Nordwesten. Die Gastlosen-Kette (Préalpes médianes rigides externes) ragt senkrecht aus den Flyschen der Préalpes supérieures. Im Hintergrund die Berner Alpen (Wildstrubel, links) und die Walliser Hochalpen (Dom, zuhinterst). Foto D. Rebetez.

präalpinen Melange interpretiert oder der Klippen-Decke angliedert werden, wie TERCIER (1928) es tut. Er erklärt die ungewöhnliche Lage der Gipsaufschlüsse durch rezente gravitäre Bewegungen. Das digitale Höhenmodell weist in diesem Bereich zahlreiche morphologische Anzeichen für Sackungen und Rutschungen auf.

Die zahlreichen Dolinen, die man in der Rauwacke oder der Moräne zwischen Riggisalp und Spittelgantrisch beobachtet, weisen auf Gips im Kern der Antiklinale hin.

t_r Rauwacke

Rauwacke ist vor allem in Antiklinalkernen aufgeschlossen, hauptsächlich in demjenigen der Jaunbach-Antiklinale und auf der Riggisalp. Stellenweise ist sie auch im frontalen Bereich der Klippendecke aufgeschlossen. Es handelt sich um eine graubeige bis gelblich ockerfarbene dolomitische Brekzie mit Kalkzement, oft mit löcherigen Oberflächen (aufgrund der Auflösung der dolomitischen Komponenten) und mit seltenen Tonsteinbruchstücken. An das Vorhandensein von Dolomit geknüpft, tritt sie meistens entlang tektonischer Störungen auf.

t_d **Dolomit, dolomitischer Kalk (Norien?-frühes Rhétien?)**

Es handelt sich um eine gut geschichtete Serie mit ca. 10 cm mächtigen Dolomitbänken mit gelblicher Verwitterungsfarbe, die durch Tonsteinlagen getrennt sind. Der Tonstein bildet an der Basis 1–2 cm mächtige, grünliche Zwischenlagen. Im Hangenden werden die Lagen mächtiger (bis 2 m), der Tonstein blättrig, und seine Farbe wechselt zwischen grünlich, grau, rötlich oder violett. Der häufigmikrokristalline und meistens azoische Dolomit weist einen glatten Bruch mit beiger bis hell- oder dunkelgrauer Bruchfarbe auf. Hie und da enthält er Ooide, Peloide, selten kleine Muschelbruchstücke oder kleine benthonische Foraminiferen. Angenommenes Alter: Norien (BAUD 1972), nach PAGE (1969) eventuell ins Rhétien reichend. Letzterer fand im Westen von Jaun benthonische Foraminiferen dieser Stufe. Das Ablagerungsmilieu entsprach einer Sabkha oder einer geschützten Lagune. Wegen mangelnder Aufschlüsse und wegen der Umbildung eines grossen Teils der Dolomite zu Rauwacke ist die Mächtigkeit schwierig abzuschätzen: ca. 100–250 m. Ins Hangende geht die Abfolge durch Einlagerung von dunklem Mergel und darauf folgendem Lumachellenkalk graduell in die Plan-Falcon-Formation über.

r **Plan-Falcon-Formation (Rhétien)**

(Formation de Plan Falcon, BOREL 1997; Couches de Plan Falcon, METTRAUX 1989; Couches à Lumachelles, PAGE 1969, ANDREY 1974; Couches de Kössen, GISIGER 1967)

Diese selten aufgeschlossene Formation bildet morphologisch meist Mulden. Es handelt sich um eine unregelmässige Wechsellagerung, mit 10–100 cm mächtigen Lagen, aus schiefrigem schwarzem häufig dolomitischem Mergel und mehr oder weniger tonigem oder dolomitischem Kalk mit einer gelben oder ockerfarbenen Verwitterungsfarbe und einer graublauen Bruchfarbe. Dünne Bone-Beds kommen vor. Der bioklastische Kalk ist oft lumachellenhaltig, manchmal oolithisch, spätig, mikritisch, dolomitisch oder sandig. Die Plan-Falcon-Formation ist sehr fossilreich. Neben den für das Rhétien typischen Leitfossilien *Terebratula gregaria* und *Avicula contorta* sind folgende Fossilien vorhanden: Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Crinoiden, Ophiuroiden, benthonische Foraminiferen, Algen, Korallen sowie Fischzähne und -knochen. Am linken Ufer des Wysebachgrabe (nordöstlich von Oberwil, Koord. 2600.23/1168.70/1180 m) wurde das Bruchstück eines Phytosauruszahnes gefunden (Archosaurier aus der späten Trias; Bestimmung J.-P. Billon-Bruyat, Porrentruy). Der Lumachellenkalk, aus dem er stammt, entspricht wahrscheinlich der Basis der Plan-Falcon-Formation. Es handelt sich um das zweite Phytosaurusvorkommen in der Schweiz. Diese grossen krokodilähnlichen Süsswasserreptilien waren 2–8 m lang. Der Zahn wurde demnach wahrscheinlich in den Lumachellenkalk der Plan-Falcon-Formation umgelagert, denn gemäss METTRAUX (1989) entsprach das Ablagerungsmilieu der Plan-

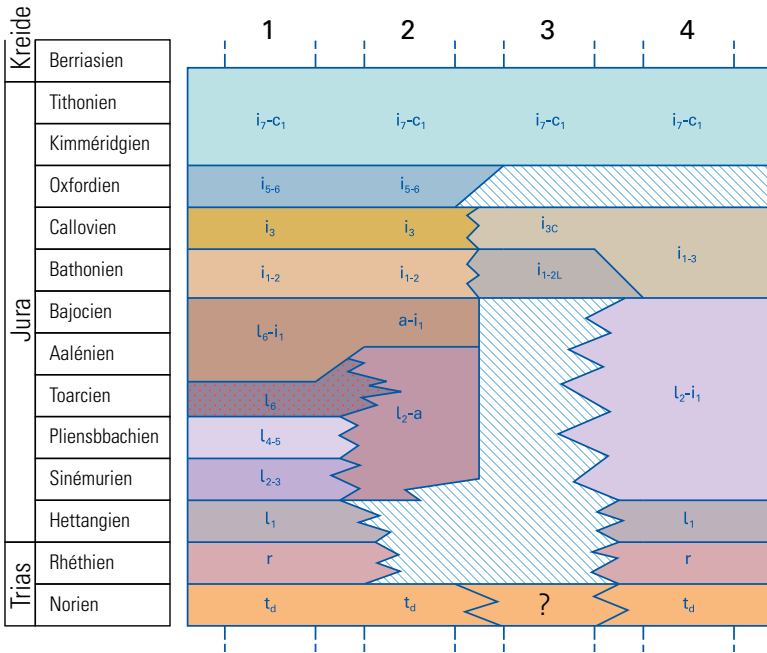
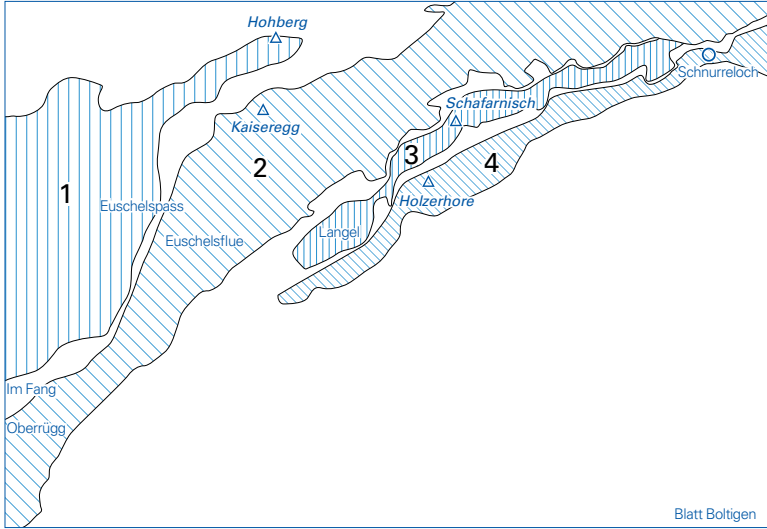
Falcon-Formation einer ausgedehnten, sturmbeeinflussten untiefen Plattform (0–30 m). Die Mächtigkeit der Plan-Falcon-Formation ist im frontalen Bereich der Decke vermutlich aufgrund tektonischer Ausquetschung auf etwa 10 m reduziert (GISIGER 1967, ANDREY 1974). Die Plan-Falcon-Formation erreicht in den Préalpes médianes plastiques internes nordöstlich von Oberwil eine Mächtigkeit von 40 m.

Gebiete unterschiedlicher Sedimentation (Früher–Mittlerer Jura)

Zeitlich und räumlich wechselhafte Sedimentationsbedingungen während des Frühen und Mittleren Juras verursachten erhebliche Schichtmächtigkeitsunterschiede und Faziesvariationen, was zu einer gewissen Verwirrung in der Nomenklatur, der Definition und der Datierung der lithostratigraphischen Einheiten führte. Die Arbeiten von METTRAUX (1989), METTRAUX & MOSAR (1989), SEPTFONTAINE (1983), DOMMERGUES et al. (1990) und BOREL (1997) erlaubten es jedoch, den biostratigraphischen Rahmen zu verfeinern und ein geodynamisch kontrolliertes Sedimentationsmodell vorzuschlagen (BOREL 1997). Es erklärt Mächtigkeits- und Faziesunterschiede mit synsedimentärer distensiver Tektonik. Mit zwei SW-NE gerichteten Normalverwerfungen, nämlich die vom Rhétien bis ins Toarcien aktive Château-d'Oche-Corbeyrier-Paläoverwerfung und die vom Pliensbachien bis ins Bathonien aktive Rianda-Stockhorn-Paläoverwerfung, können die lateralen Variationen im Frühen Jura erklärt werden. Im Mittleren Jura reagierten die oben abgegrenzten Gebiete teilweise etwas anders als im Frühen Jura. Für die Jurazeit werden somit auf Blatt Boltigen vier Gebiete ausgeschieden (Fig. 5):

1. das Gebiet Im Fang–Euschelsspass–Hohberg, im Nordwesten der Achse der Jaunbach-Antiklinale (Antiklinale II der früheren Autoren). Im Fang befindet sich knapp ausserhalb des Kartenbereichs von Blatt Boltigen im Gebiet von Blatt 1225 Gruyères. Das Territorium umfasst den Gros Brun, die Spitzflue, die Recardets und das Hohmattli.
2. das Gebiet Oberrügg–Euschelsflue–Kaiseregg. Es entspricht dem Südschenkel der Jaunbach-Antiklinale (Oberrügg) sowie östlich der Euschelsspass-Störung dem Gebiet im Hangenden der Rianda-Stockhorn-Paläoverwerfung (Euschelsflue, Kaiseregg).
3. das Gebiet Langel–Schafarnisch, das unmittelbar südlich der Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale liegt.
4. das Gebiet Holzerhore–Schnurreloch.

Die Gebiete 1 und 2 entsprechen zusammen den Préalpes Médianes plastiques externes. Die Achse der Jaunbach-Antiklinale, die die Gebiete 1 und 2 trennt, entspricht nach BOREL (1997) der Position der Rianda-Stockhorn-Paläoverwerfung. Diese Paläoverwerfung sorgte für erhebliche Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede in den Gesteinsabfolgen des Frühen Juras.



Die Gebiete 3 und 4 entsprechen zusammen den Préalpes médianes plastiques internes. Hier bildete sich während des Frühen Juras u.a. die Heiti-Formation.

Im Mittleren Jura entsprechen die Gebiete 1 und 2 der Domäne, in der der *Cancellophycus-Dogger* abgelagert wurde, das Gebiet 3 (Langel-Schafarnisch) entspricht der Domäne, in der der *Zwischen-Dogger* abgelagert wurde, und das Gebiet 4 (Holzerhore-Schnurreloch) entspricht der Domäne des *Mytilus-Doggers* (SEPTFONTAINE 1983, FURRER 1979a, b).

Gebiet Im Fang-Euschelsspass-Hohberg

I₁ Col-de-Tompey- und Vudalla-Formation (Hettangien)

(Formation du Col de Tompey, BOREL 1997; Couches du Col de Tompey, METTRAUX 1989; Couches d'Agreblierai, METTRAUX 1989; Formation oolithique, SPICHER 1966, GISIGER 1967; Calcaires oolithiques, PAGE 1969, ANDREY 1974)

Der basale Teil der Col-de-Tompey-Formation beginnt mit einer Wechselagerung aus beigem sandigem Mergel, mehr oder weniger sandigem Kalk und glaukonitischem, *Chlamys* sp. führendem Sandstein mit roter Verwitterungsfarbe. Diese schlecht aufgeschlossenen Schichten sind nicht einfach von den Sedimenten der Plan-Falcon-Formation (Rhétien) zu unterscheiden. Die mehrere Dezimeter mächtigen Bänke sind immer stark bioturbiert, und ihre Oberflächen zeigen häufig Wellenrippeln. Ablagerungsmilieu: interne untiefe Plattform, die Stürmen und Wellen ausgesetzt war. Alter: frühestes Hettangien, durch Palynomorphen datiert (METTRAUX & MOHR 1989).

Für die Vudalla-Formation wurde La Vudalla (Koord. 2570.200/1155.760) im Gebiet von Atlasblatt Château-d'Oex (PLANCHEREL et al. 2012) als Typlokalität gewählt. Die Vudalla-Formation enthält zwei ineinander verzahnte Member: das Agreblierai-Member und das Bois-de-Luan-Member. Beide wurden von METTRAUX (1989) beschrieben. Das im Gebiet Im Fang-Euschelsspass-Hohberg vorherrschende Agreblierai-Member besteht aus massigem oolithischem Kalk mit rostroter bis hellbeiger Verwitterungsfarbe und bildet schroffe Abhänge oder massige Felsbarren. Schrägschichtung und Gradierung sind darin erkennbar. Das Bois-de-Luan-Member besteht aus mikritischem, schwach kieseligem Kalk und enthält Bänke von 5–20 cm Mächtigkeit. Der Kalk weist eine hellgraue Verwitterungsfarbe und eine dunkelgraue Bruchfarbe auf. An der Basis sind Lagen aus dunklem Mergel vorhanden, während gegen oben hin kieselige Knollen auftreten.

Die Obergrenze ist durch das Auftreten von spätem Kalk gekennzeichnet. Ablagerungsmilieu der Vudalla-Formation: während das Agreblierai-Member eine

Fig. 5: Unterteilung der Préalpes médianes plastiques in vier Ablagerungsgebiete. 1 = Gebiet Im Fang-Euschelsspass-Hohberg, 2 = Gebiet Oberrügg-Euschelssflue-Kaiseregg, 3 = Gebiet Langel-Schafarnisch, 4 = Gebiet Holzerhore-Schnurreloch. Die unterschiedlichen Abfolgen sind durch Paläobrüche während des Frühen und Mittleren Jura bedingt. Indizes, s. Legende der Hauptkarte.

hochenergetische Fazies (oolithische Sandbarren) auf einer untiefen Plattform darstellt, widerspiegelt das Bois-de-Luan-Member ruhigere Ablagerungsverhältnisse, die nicht von Wellengang oder Stürmen beeinflusst waren. Alter: Hettangien.

Im frontalen Bereich der Decke ist die Vudalla-Formation geringmächtig, oder fehlt sogar völlig, wie dies westlich des Schwarzsees der Fall ist. Sie ist jedoch im Nordschenkel der Jaunbach-Antiklinale gut aufgeschlossen und erreicht eine Mächtigkeit von ca. 30 m.

I₂₋₃ Grande-Bonavau-Formation (Sinémurien)

(Formation de la Grande Bonavau, BOREL 1997; Couches de la Grande Bonavau, METTRAUX 1989; Formation spathique, SPICHER 1966, GISIGER 1967; Calcaires spathiques, PAGE 1969, ANDREY 1974)

Es handelt sich um einen mehr oder weniger groben spätigen Kalk mit 10–60 cm mächtigen amalgamierten Bänken, beulenartigen Bankoberflächen und Schrägschichtung, meist mit heller (grau, beige, weisslich, hellgrün) Verwitterungsfarbe und graublauer Bruchfarbe. Detritische Körner aus Quarz, Glaukonit, Hellglimmer oder Dolomit (dolomitisierte Seelilienstielglieder) sind in unterschiedlicher Menge vorhanden. Ablagerungsmilieu: Submarine Barren auf einer Plattform, die dem Einfluss von Stürmen ausgesetzt war (METTRAUX 1989).

Die Obergrenze der Grande-Bonavau-Formation ist im Gebiet von Blatt Boltigen nie aufgeschlossen. Im Kartengebiet des benachbarten Blattes 1225 Gruyères zeigt sich dieser Übergang durch einen meterdicken glaukonitischen phosphatisierten Kondensationshorizont, der reich an Belemniten und Ammoniten ist (Brèche à bélemnites, SPICHER 1966, S. 639).

Diese Einheit ist sowohl im frontalen Bereich der Decke (20–30 m mächtig) als auch im Nordschenkel der Jaunbach-Antiklinale (100–150?m) vorhanden.

I₄₋₅ Petit-Liençon-Formation (Pliensbachien)

(Couches du Petit Liençon, METTRAUX 1989; Formation siliceuse, GISIGER 1967; Calcaires pléitiques inférieurs, ANDREY 1974)

Anhand der Beschreibungen von METTRAUX (1989) und BOREL (1997) werden die Couches du Petit Liençon offiziell in den Rang einer Formation gestellt.

Es handelt sich um einen sehr harten kieseligen Kalk mit brauner und ockerfarbener Verwitterungsfarbe und graublauer Bruchfarbe. Die Bänke erreichen eine Mächtigkeit von 0,3 bis 1 m. Die mergeligen Zwischenschichten, die an der Basis der Serie noch dünn sind, nehmen im mittleren Teil der Formation an Mächtigkeit zu. Im oberen Bereich der Serie begünstigten primäre Beulenrippeln (Sturmwellenstrukturen) die diagenetische Bildung von Knollen (miches). Es treten auch spätige Abschnitte auf (SPICHER 1966, ANDREY 1974). Ansonsten ist diese Einheit vor allem durch die Regelmässigkeit ihrer Fazies gekennzeichnet. Ablagerungsmilieu:

Plattform, die unter Einfluss der Wirkung von Stürmen stand. Die Obergrenze ist graduell. Die Petit-Liençon-Formation geht entweder in die Creux-de-l'Ours-Schichten (Thossis Rain, Koord. 2586.5/1167.6) oder in die tonigen Kalke und Mergel der Staldengraben-Formation über.

Diese Einheit ist im frontalen Bereich der Decke beiderseits des Schwarzsees aufgeschlossen: Im Westen (100–150 m Mächtigkeit) ist sie mächtiger als im Osten (zerstückelte Aufschlüsse, 20–50 m Mächtigkeit). Im Gebiet von Blatt Boltigen fehlt sie im Nordschenkel der Jaunbach-Antiklinale. Ein Aufschluss, im Gebiet des benachbarten Blattes Gruyères (PASQUIER 2004), von kieseligem bläulichem Kalk am Strassenrand westlich von Im Fang wurde jedoch der Petit-Liençon-Formation zugeteilt. Es ist der einzige Aufschluss der Petit-Liençon-Formation im Nord-schenkel der Jaunbach-Antiklinale.

I₆ Creux-de-l'Ours-Schichten (frühes Toarcien)

(METTRAUX 1989; Schistes carton, ANDREY 1974)

Im Kartengebiet von Blatt Boltigen findet man nur drei Aufschlüsse der Creux-de-l'Ours-Schichten. Sie befinden sich bei Thossis Rain (Koord. 2586.5/1167.60) im frontalen Bereich der Decke im westlichen Ausläufer der Charmey-Antiklinale. Es handelt sich um kalkig-kieseligen oder sandigen Schiefer mit splinterigem Bruch, brauner Bruchfarbe und ockerfarbener Verwitterungsfarbe. Der Schiefer lässt sich leicht in Plättchen von 1–2 cm Mächtigkeit spalten, dessen Oberflächen von Kohlebruchstücken und Hellglimmer bedeckt sind. Die Creux-de-l'Ours-Schichten enthalten eine reiche Ammonitenfauna (ANDREY 1974). Das anoxische Ablagerungsmilieu resultierte aus der Überflutung der Plattform (METTRAUX 1989). Die Mächtigkeit variiert zwischen 2 und 20 m.

Staldengraben-Formation (Toarcien–Callovien)

(SEPTFONTAINE 1983)

Aufgrund ihrer kalkig-tonigen Beschaffenheit bildet die Staldengraben-Formation am Fuss der Felswände, die aus dickbankigem kompaktem Kalk der Moléson-Formation aufgebaut sind, Abhänge mit regelmässigem Gefälle. Die zahlreichen Spurenfossilien, die sie enthält, gaben der Serie ihren klassischen Namen Zoophycos-Dogger oder Cancellophycus-Dogger. Braungelbe Verwitterungsfarbe dominiert und erlaubt eine einfache Abgrenzung von den umgebenden Einheiten. Hingegen wurden die lithologischen Grenzen innerhalb der Formation manchmal recht beliebig gezogen. Die von SPICHER (1966) und GISIGER (1967) definierten lithostratigraphischen Unterteilungen (Unités A, B, C und D) dienen den synthetischen Arbeiten von FURRER (1979a) und SEPTFONTAINE (1970, 1984) als Vorlage. Letzterer wählte das geologische Profil im Staldengraben-Bach (Koord. 2588.32/ 1167.61, Staldenloch auf der Landeskarte

1:25 000 von 2006), das von GISIGER (1967) im Detail untersucht wurde, als Typusprofil dieser Formation aus. Die Staldengraben-Formation ist an diesem Ort zwar leicht zugänglich, aber nur etwa 150 m mächtig, während sie in internen Zonen der Klippen-Decke erheblich grössere Mächtigkeiten aufweist (ca. 1000 m bei der Kaiseregg). Die nachfolgende Beschreibung dieser Einheit stützt sich auf die Erläuterungen des Nachbarblattes 1225 Gruyères (PASQUIER 2005).

i₆-i₁ ***Soldatier- und Verdy-Member (Toarcien-Bajocien)***

(PLANCHEREL et al. 2012; Unité A schisteuse - Unité B calcschisteuse, SEPTFONTAINE 1983)

Für die Unité A schlagen PLANCHEREL et al. (2012) als Typlokalität Soladier (Koord. 2563.850/1146.830) im Gebiet von Atlasblatt Châtel-St-Denis (WEIDMANN 1993) und für die Unité B Le Verdy (Koord. 2582.630/1158.880) im Gebiet von Atlasblatt Gruyères (PASQUIER 2004) vor. Das Soladier-Member und das Verdy-Member sind lithologisch oft schwer zu unterscheiden, weshalb sie auf der Karte gruppiert dargestellt wurden. Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus dunklem schiefrigem Mergel, der ca. 10 cm bis 1 m mächtige Schichten bildet, und aus graublau geflecktem tonigem Kalk oder Kalkschiefer, der 10–30 cm mächtige Bänke bildet. Der untere Teil der Serie (Soldatier-Member) weist einen bedeutend grösseren Mergel- bzw. Schieferanteil auf und ist immer intensiv bioturbirt. Der Kalk ist manchmal schwach sandig, Hellglimmer führend, spätig oder kieselig. Diese Schichten sind sehr fossilreich: Alle Ammoniten-Zonen des Toarcien, des Aalénien und des Bajocien scheinen vertreten zu sein. Der oberste Teil der Serie wird gewöhnlich mergeliger und enthält den unteren Teil der «Nannolytoceras-tripartitum-Schichten» (spätes Bajocien – frühes Bathonien). Die obere Grenze des Verdy-Members ist durch die erste sandige oder oolithische Kalkbank gekennzeichnet (Vanil-Carré-Member), dessen rostrote Verwitterungsfarbe mit dem Grau der liegenden Schichten im Kontrast steht. Mächtigkeit: 80 m bei der Typlokalität, 500 m bei der Kaiseregg. Ablagerungsmilieu: bathyal (hemipelagisch), sauerstoffreiches Wasser, Wassertiefe von 250 m und mehr (SEPTFONTAINE 1970). Alter: frühes Toarcien bis spätes Bajocien im frontalen Bereich und spätes Aalénien bis spätes Bajocien in der Südflanke der Jaunbach-Antiklinale (Gebiet 2: Oberrügg-Euschelsflue – Kaiseregg, s. u.).

i₁₋₂ ***Vanil-Carré-Member (spätes Bajocien-Bathonien)***

(PLANCHEREL et al. 2012; Unité C, détritique, SEPTFONTAINE 1983)

Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus autochthonen und allochthonen Sedimenten. Die autochthonen Sedimente sind vom gleichen Typ wie im Soladier- und im Verdy-Member, weisen aber allochthone zentimeter- bis metermächtige Einschaltungen von Hellglimmer führendem, oolithischem oder sandi-



Fig. 6: Aufgeschlossene Einheiten im Nordhang der Kaiseregg. 1 = Vanil-Carré-Member, 2 = Col-de-Lys-Member, 3 = Torrent-de-Lessoc-Formation, 4 = Moléson-Formation. Foto L. Braillard.

gem Kalk auf. Diese allochthonen Resedimente sind Turbidite, die manchmal gradiert sind und von der Plattform umgelagerte Elemente und Mikrofauna enthalten. Nach FURRER (1979a) stammen die Resedimente von einer neritischen Plattform im Süden, während die quarzreichen Turbidite von einer Schwelle im Norden oder eventuell im Osten stammen. Die Mächtigkeit des Vanil-Carré-Members nimmt vom externen zum internen Bereich der Decke zu: 50 m an der Typlokalität, 500 m bei der Kaiseregg. Im frontalen Bereich sind die detritischen Bänke dünn und hauptsächlich sandig. In Richtung des internen Bereichs, in Richtung Südosten also, nimmt die Mächtigkeit der oolithischen Bänke zu. Sie bilden kleine diskontinuierliche, helle, morphologisch gut sichtbare Barren (Fig. 6). Das Intervall mit *Nannolytoceras tripartitum* verschwindet in der Mitte dieser Einheit. Die Obergrenze des Vanil-Carré-Members entspricht der letzten massiven detritischen rostfarbenen anwitternden Bank. Ablagerungsmilieu: hemipelagische bis pelagische Sedimentation mit periodischen Einschaltungen turbiditischer Ablagerungen.

i₃ **Col-de-Lys-Member (Callovien)**

(PLANCHEREL et al. 2012; Unité D calcaréo-siliceuse, SEPTFONTAINE 1983)

Die untere Grenze der Einheit ist durch eine beige-bräunliche schiefrige Abfolge, die Ammoniten der *Macrocephalus*-Zone (frühes Callovien) enthält, gekennzeichnet. Danach folgen Kalk, Kalkschiefer und toniger pyritreicher Schiefer, die sich in dünne Plättchen oder dicke Nadeln spalten lassen. Im untersten Teil der Einheit bestehen noch geringmächtige Bänke (2–20 cm) von Kalk mit rostroter

Verwitterungsfarbe desselben Typs, wie man sie im Vanil-Carré-Member beobachtet. Gegen oben wird die Serie kalkiger und massiger. Sie wird aus beigem kieseligem Kalk gebildet, der manchmal auch olivfarbene oder rötliche Farbtöne zeigt. Er enthält vor allem im Südosten in der Jaunbach-Antiklinale Silixknollen und Silixlagen und wechsellagert mit sandig-glaukonitischem Kalkschiefer. Ammoniten sind zahlreich, aber häufig zerdrückt. Die Obergrenze ist durch das Auftreten von weinrotem knolligem Schiefer oder Kalk gekennzeichnet. Mächtigkeit: 20 m bei der Typlokalität, 40 m bei der Kaiseregg, bis zu 100 m am Südhang des Gros Brun. Ablagerungsmilieu: hemipelagisches bis pelagisches Becken mit gelegentlichen turbiditischen Einschaltungen.

i₅₋₆ **Torrent-de-Lessoc-Formation** (mittleres–spätes Oxfordien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Membre noduleux, SPICHER 1966, GISIGER 1967; Couches noduleuses, PAGE 1969, ANDREY 1974; Calcaires noduleux, SEPTFONTAINE 1983)

Der Knollenkalk der Torrent-de-Lessoc-Formation kommt in den Gebieten Im Fang–Euschelsspass–Hohberg und Oberrügg–Euschelssflue–Kaiseregg vor und bildet an der Basis der vom dickbankigen kompakten Kalk der Moléson-Formation aufgebauten Felswände eine Einschnürung. Die Serie besteht aus einer Wechsellagerung autochthoner pelagischer Sedimente und allochthoner Resedimente einer neritischen Plattform (SPICHER 1966, HOMEWOOD & WINKLER 1977, HEINZ & ISENSCHMID 1988).

Die autochthonen Sedimente bestehen aus mikritischem, mehr oder weniger tonigem oder knolligem Kalk, Kalkschiefer und Schiefer. Sie bilden für gewöhnlich dezimetermächtige Schichten, die veränderlich bunt oder einheitlich (grau, beige, weisslich, grünlich, hellviolett oder weinrot) gefärbt sein können. Die Knollen, die meistens homogener als das Umgebungsgestein sind, sind durch Stylolithe begrenzt. Die unterschiedlichen Prozesse, die zur Bildung der Knollen führten, werden von HOMEWOOD & WINKLER (1977, S. 133) und HEINZ & ISENSCHMID (1988, S. 35) diskutiert.

Die allochthonen Sedimente, die sich in die Serie einschalten, bestehen aus peloidalem Kalkarenit mit Bankmächtigkeiten von mehreren Dezimetern. Er weist eine bräunliche Verwitterungsfarbe auf und enthält häufig zentimetermächtige Silixlagen. Diese Einschaltungen, die im Vergleich zu den autochthonen pelagischen Fazies noch untergeordnet vorkommen, herrschen in der darauffolgenden Formation vor.

Die Ammoniten der Transversarium-Zone sind reichlich vorhanden, aber häufig korrodiert. Im obersten Teil der Formation treten die ersten *Saccocoma* sp. auf. Die Obergrenze ist graduell: progressives Verschwinden der knolligen Lagen zu Gunsten des dickbankigen Kalks, wobei einzelne knollige Lagen sporadisch im hangenden Kalk wieder auftreten können.

Die Mächtigkeit schwankt stark (ANDREY 1974, GISIGER 1967, PAGE 1969, MONNEY 1990) und beträgt nie mehr als ca. 50 m. Nördlich der Jaunbach-Antiklinale erreicht sie beim Staldengraben 10 m, bei den Recardets 30 m und bei der Combigabel 50 m. Südlich derselben Antiklinale ist sie meistens stärker reduziert und nimmt von Südwesten nach Nordosten ebenfalls ab: ca. 20 m entlang des Oberrüggs, ca. 10 m unterhalb der Kaiseregg und nur 5 m unterhalb der Schibe. Weiter gegen Nordosten muss die Torrent-de-Lessoc-Formation nur sehr geringmächtig ausgebildet sein, denn sie wurde in der Südostecke des benachbarten Blattes Gurnigel (TERCIER & BIERI 1961) mit dem «Massivkalk» gruppiert kartiert. In den Préalpes médianes plastiques internes (Gebiete Langel-Schafarnisch und Holzerhore-Schnurreloch) fehlt die Torrent-de-Lessoc-Formation, und die Mytilus-Schichten werden direkt von den Kalken der Moléson-Formation überlagert. Ablagerungsmilieu: tiefes Becken.

Gebiet Oberrügg-Euschelsflue-Kaiseregg

**I₂-a Chauderon-, Arvel-Formation, Creux-de-l'Ours-Schichten,
Rossinière-Formation
(Sinémurien – Toarcien)**

(Formation d'Arvel, BOREL 1997; Couches du Chauderon, METTRAUX 1989; Couches de Rossinière, METTRAUX 1989)

Die Abfolgen des Frühen Juras im Südostschenkel der Jaunbach-Antiklinale sowie die Aufschlüsse von Wannelsen (am Nordrand des Kartengebiets) wurden in derselben Kartiereinheit gruppiert. In der Tat erlaubten es die schlechten Aufschlussverhältnisse nicht, diese Einheiten, die viele gemeinsame Merkmale aufweisen, einzeln zu kartieren. Unterhalb vom Chällihorn sind sie stark reduziert und weisen nur ca. 20 m Mächtigkeit auf (sie fehlen nicht völlig, wie es GISIGER 1967 kartierte). Diese Einheiten liegen meistens direkt auf dem Trias-Dolomit (stratigraphische Lücke: Fehlen des Agreblierai-Members, der Col-de-Tompey-Formation und der Plan-Falcon-Formation). Dasselbe kann südwestlich der Kaiseregg beobachtet werden. Westlich der Euschelspass-Störung im Südschenkel der Jaunbach-Antiklinale südwestlich von Jaun auf der linken Uferseite des Jaunbachs sind hingegen noch Reste des Agreblierai-Members der Vudalla-Formation aufgeschlossen.

**a-i₁ Staldengraben-Formation: Soladier- und Verdy-Member
(Aalénien – Bajocien)**

Die beiden Members weisen die gleiche Fazies wie im Gebiet Im Fang-Euschelspass-Hohberg auf (Beschreibung s.o. unter I₆-i₁), sind aber diachron, d.h. ihre Ablagerung setzte erst im Aalénien ein. Im gesamten Gebiet der Préalpes médianes plastiques gehen sie normalstratigraphisch in das Vanil-Carré-Member (i₁₋₂) über.

Gebiet Langel–Schafarnisch

i_{1-2L} **Sommant-Formation: Langel-Member** (spätes Bajocien–Bathonien)

(SEPTFONTAINE 1983; Langel Serie, FURRER 1979a)

Am Ende des Mittleren Juras lagerten sich im Gebiet Langel–Schafarnisch neritische Plattform- oder Lagunensedimente des sogenannten Zwischen-Doggers ab. Bei Langel besteht der untere Teil der Sommant-Formation aus oolithischem Kalk (unité oolithique), der von onkolithischem Kalk (unité oncolithique) überlagert wird. Diese beiden Einheiten bilden zusammen das Langel-Member und erreichen bei der Typlokalität (Koord. 2592.88/1164.88) eine Mächtigkeit von 170 m. SEPTFONTAINE (1983) datiert den oolithischen Kalk im Liegenden als spätes Bajocien, den onkolithischen Kalk als Bathonien. Die untere Grenze ist nicht sichtbar. Die Obergrenze bilden die ersten Sandkalkbänke des hangenden Col-de-Cordon-Members der Mytilus-Schichten.

Der oolithische Kalk keilt weiter nördlich bis ins Gebiet der Préalpes médianes plastiques externes aus. MONNEY (1990) und BOVET (1990) beschreiben Vorkommen (von ca. 10 m Mächtigkeit) im Norden der Kaiseregg und im Norden der Schibe im Kontakt zum Verdy-Member und zum Vanil-Carré-Member der Stalpengraben-Formation. Aufgrund der geringen Mächtigkeit und des sporadischen Auftretens wurden an diesen Orten der oolithische Kalk gruppiert mit dem Verdy-Member der Stalpengraben-Formation kartiert.

i_{3C} **Mytilus-Schichten: Col-de-Cordon-Member** (Callovien)

(DE LORIOL & SCHARDT 1883, SEPTFONTAINE 1983; Langel-Konglomerat + Stockenflue-Kalk, FURRER 1979a)

Der Begriff Mytilus-Schichten, der schon 1883 von DE LORIOL & SCHARDT gebraucht wurde, bezeichnet ursprünglich die brekziösen, kalkigen, schiefrigen, kohlebruchstückreichen und Makrofossilien (Mollusken, Echinodermen, Brachiopoden) führenden Lagen, die während des Frühen Juras als laterales Äquivalent zum Zwischen-Dogger und zum Cancellophycus-Dogger (Préalpes médianes plastiques), abgelagert wurden. Die alte stratigraphische Unterteilung dieser Sedimente, beruhend auf den Makrofauna-Inhalt (DE LORIOL & SCHARDT 1883, RENZ 1935), wurde zunächst von FURRER 1979a (in der Region zwischen Boltigen und Blumenstein) und dann von SEPTFONTAINE 1983 (für die Gesamtheit der schweizerischen und der französischen Voralpen) revidiert und ergänzt. Für das Blatt Boltigen wurde die Unterteilung des letztgenannten Autors übernommen, der die Mytilus-Schichten formell als Formation definiert und sie in den Préalpes médianes rigides, wo sie am vollständigsten erhalten ist, in drei Members unterteilt. Es sind dies, von unten nach oben, das *Chavanette-Member*, das *Rubli-Member* und das *Col-de-Cordon-Member*. Sie sind im Kapitel Préalpes médianes rigides (s. u.) ausführlich beschrieben.

Im Gebiet Langel–Schafarnisch sind die *Mytilus*-Schichten lediglich durch das Col-de-Cordon-Member vertreten, das hier seinerseits in zwei Einheiten unterteilt werden kann: an der Basis das Langel-Konglomerat (FURRER 1979a; Niveau der Klus, WEISS 1949; unité conglomératique de la Chlus, SEPTFONTAINE 1983, S. 29f.), bestehend aus detritischem dickbankigem (20–50 cm) Kalk (Kalkarenit), in den sich Konglomeratlagen mit gerundeten kieseligen Elementen einschalten. Darüber kommt das eigentliche Col-de-Cordon-Member (Stockenflue-Kalk, FURRER 1979a; «Korallencallovien», BECK & GERBER 1925) zu liegen, das aus metermächtigen Kalkbänken aufgebaut ist. Der Kalk weist eine hellgraue Verwitterungsfarbe und eine graubraune Bruchfarbe auf und enthält zahlreiche Quarzkörner sowie Korallen- und Muschelbruchstücke. Gesamtmächtigkeit: ca. 70 m. Alter: Im Gebiet Langel–Schafarnisch, wo lediglich das Col-de-Cordon-Member vertreten ist, wurde dieses Member als Callovien datiert (SEPTFONTAINE 1983, S. 30).

Die Grenze der *Mytilus*-Schichten, insbesondere des Col-de-Cordon-Members, zur hangenden Moléson-Formation (i_7-c_1) ist aufgrund ihrer ähnlichen Makrofazies häufig nicht einfach zu ziehen (s. o.), da der Knollenkalk der Torrente-de-Lessoc-Formation fehlt.

Gebiet Holzerhore–Schnurreloch

Dieses Gebiet wird aufgrund des Auftretens der Heiti-Formation und aufgrund des Verschwindens der oolithischen Abfolgen des Hettangiens (Agreblierai-Member) zu Gunsten mikritischer Kalke und Mergel (Bois-de-Luan-Member) in der Vudalla-Formation während des Frühen Juras ausgeschieden. Zudem lagerten sich in diesem Gebiet der Kohleflöz führende Kalkschiefer des Rubli-Members der *Mytilus*-Schichten ab.

i_2-i_1 Heiti-Formation (Sinémurien–Bajocien)

(Formation de Heiti, BOREL 1997; Couches de Heiti, METTRAUX 1989; Heitischichten, SEPTFONTAINE 1983; Lias der Heitzzone, BECK & GERBER 1925)

Die Heiti-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Mergel mit gut gebanktem kieseligem Kalk, der zahlreiche Schwammnadeln und Seelilienbruchstücke enthält.

Die untere Grenze zum Bois-de-Luan-Member der Vudalla-Formation ist graduell. Sie ist durch die Zunahme der mergeligen Intervalle zwischen den Kalkbänken, die ausserdem kieseliger werden, gekennzeichnet. Die obere Grenze zu den *Mytilus*-Schichten ist scharf.

Die Heiti-Formation wurde auf einer internen Plattform (Briançonnais) abgelagert und bildet das laterale Äquivalent der folgenden im Nordwesten (Subbriançonnais) abgelagerten Sedimente: Grande-Bonavau-Formation, Petit-

Liençon-Formation, Creux-de-l'Ours-Schichten, Rossinière-Formation und wahrscheinlich auch Soladier- und Verdy-Member der Staldengraben-Formation.

Die im Gebiet des Blattes Boltigen aufgeschlossene Heiti-Formation entspricht der Heiti-Zone Süd von THURY (1973), die als Sinémurien bis mittleres Bajocien datiert ist. THURY (1973, S. 17) nimmt eine kontinuierliche Sedimentation bis an die Basis der Mytilus-Schichten (spätes Bajocien – Bathonien) an, ohne jedoch Argumente dafür zu haben. Diese Hypothese wird später von FURRER (1979a, S. 632), der in diesem Gebiet ungefähr 30 m unterhalb des Kontakts zu den Mytilus-Schichten anhand von Ammoniten, die dem Aalénien – Bajocien zugeteilt werden, bestätigt. Ablagerungsmilieu: Plattform, die dem Einfluss der Wirkung von Stürmen (Sturmwellen) ausgesetzt ist (METTRAUX 1989). Mächtigkeit: 100–400 m.

i₁₋₃ Mytilus-Schichten: Rubli- und Col-de-Cordon-Member (spätes Bajocien – Callovien)

(DE LORIOU & SCHARDT 1983, SEPTFONTAINE 1983; Niveau mit Kohlenflözen, Lumlachellen und Korallen, marin-neritische, z.T. brackische Kalke und Stockenfluekalk, FURRER 1979a)

Beim Holzerhore sind die Mytilus-Schichten hauptsächlich durch das Col-de-Cordon-Member vertreten, wie man es vom Gebiet Langel–Schafarnisch kennt (Beschreibung s.o.). Zusätzlich sind hier aber ungefähr 30 m Kalkschiefer mit Kohlenflözen des Rubli-Members an der Basis («unité des Calcschistes fossilifères») vorhanden, und im Dach («unité du Calcaire foncé» wiederholt eingelagert (SEPTFONTAINE 1983, S. 65ff., THALMANN 1990, S. 46, Rekurrenzphänomen). Die Kohleflöze wurden in den Bergwerken der Region abgebaut (s. Kap. Mineralische Rohstoffe).

Die Mytilus-Schichten gehen in den Gebieten Langel–Schafarnisch und Holzerhore–Schnurreloch an einer nicht-erosiven Diskontinuität (SEPTFONTAINE 1983), die im Feld häufig durch einen Kondensationshorizont (HEINZ & ISENSCHMID 1988) gekennzeichnet ist, direkt in die Moléson-Formation (i_{7-c₁}) des Späten Juras über. Die Kalke dieser verschiedenen Einheiten des Juras können makroskopisch grosse Ähnlichkeiten aufweisen. Dies ist besonders der Fall zwischen dem Kalk der Basis der Moléson-Formation («unité des calcaires sblithographiques», SEPTFONTAINE 1983), der eine ähnlich braungraue bis dunkelbraune Bruchfarbe aufweist wie der dunkle Kalk der Mytilus-Schichten, was bei früheren Autoren häufig zu Verwechslungen führte. Wo der Kalk des Col-de-Cordon-Members nur schwach detritisch ist, ist er ohne Dünnschliffuntersuchung (Abwesenheit von detritischem Quarz in der Moléson-Formation, der im Col-de-Cordon-Member 5–10% erreichen kann) ebenfalls nur schwer vom Kalk der Moléson-Formation zu unterscheiden. Die Ähnlichkeit der Fazies des Mittleren bzw. Späten Juras, das Fehlen mergeliger Fazies an dessen Grenze und die Lage derselben (oft in Felswänden) erschweren eine genaue Kartierung.

i₇-c₁ **Moléson-Formation** (Kimméridgien–frühes Berriasien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Klippenmalm p.p., WEISS 1949; Formation des calcaires massifs p.p., SPICHER 1966, GISIGER 1967; Calcaires en gros bancs, PAGE 1969, ANDREY 1974; Massivkalk p.p., HEINZ & ISENSCHMID 1988)

Im Späten Jura vereinheitlichen sich die Sedimentationsbedingungen im Becken der zukünftigen Préalpes médianes plastiques wieder. Im Gegensatz zu ihrem Äquivalent in den Préalpes médianes rigides (Dorfflüe-Formation) ist die alte Bezeichnung «Massivkalk» in den Préalpes médianes plastiques nicht immer angebracht. In den Préalpes médianes plastiques externes (z.B. Kaiseregg) bildet die Moléson-Formation eine gebankte Kalkserie, die sich gegen Südosten (Préalpes médianes plastiques internes) ausdünnert. Bei ISENSCHMID (1983, S. 13) findet man eine Tabelle über die verschiedenen lithologischen Unterteilungen des Späten Juras der Klippen-Decke.

In den Préalpes médianes plastiques externes handelt es sich bei der Moléson-Formation um eine Serie, die aus dicken Bänken aufgebaut ist. Sie bildet die hohen Felswände und das morphologische «Skelett» des Gebiets. Zwei Typen wechsellaugernder Sedimente lassen sich darin unterscheiden (HEINZ, 1985): detritische Karbonate, die von einer im Südosten gelegenen Plattform umgelagert wurden, und autochthoner pelagischer Kalk. Im unteren Teil herrschen die Resedimente vor. Diese weisen eine sehr variable Korngrößenverteilung (Kalklutite bis Kalkrudite), helle Verwitterungsfarbe und graue, beige oder braune Bruchfarbe auf, sind oft laminiert und gradiert und entsprechen Turbiditen (HOMEWOOD & WINKLER 1977). Sie enthalten Pelloide, Ooide, Onkoide, Intraklasten, Echinodermen, Algen, benthonische Foraminiferen, Bivalen, Brachiopoden und Bryozoen. Die detritischen Bänke gehen meistens graduell in Kalklutit mit pelagischen Komponenten über. Der autochthone pelagische Kalk ist homogener Kalklutit, der helle Verwitterungs- und Bruchfarbe aufweist und der Radiolarien, *Globochaete* sp., *Saccocoma* sp., Kalkalgen, Protoglobigerinen, Cephalopoden und, im Dach, Calpionellen enthält. Zwischen der Serie aus Resedimenten und den Calpionellenkalken im Dach kann in der Jaunbach-Antiklinale eine Rekurrenz aus einer grünlichen knolligen mergeligen Fazies, ca. 1–10 m mächtig und unter dem Namen Albeuve-Serie (WEISS 1949) bekannt, eingelagert sein. Diese wurde auf der Karte nicht ausgeschieden. Der Calpionellenkalk im Dach der Serie ist meistens sehr hell, geschichtet und silixreich. Er geht graduell in den plattigen Kalk (calcaires plaquetés) der Sciernes-d'Albeuve-Formation über. Die Calpionellen zeigen an, dass sich die Jura/Kreide-Grenze innerhalb der Moléson-Formation befindet (SPICHER 1966, BRAILLARD 1998). Durchschnittliche Mächtigkeit: 150–300 m. Ablagerungsmilieu: Becken mit abwechselnd pelagischer und turbiditischer Sedimentation.

Während des Späten Juras entsprachen die Préalpes médianes plastiques internes einer Übergangszone, die zwischen der Briançonnais-Plattform im Südosten und dem Subbriançonnais-Becken im Nordwesten lag. Dieser so genannte Bypass Slope (HEINZ & ISENSCHMID 1988) bildete die Herkunftszone der Resedi-

mente, die im nordwestlich gelegenen Becken abgelagert wurden. Daraus folgend ist die Mächtigkeit der Moléson-Formation in den Préalpes médianes plastiques internes geringer als im Nordwesten, nämlich nur etwa 50 m (40 m in der Region des Walopsees, 60 m beim Holzerhore, THALMANN 1990). Im innersten Teil der Préalpes médianes plastiques internes, im Nordwesten von Oberwil, lassen die Aufschlüsse eine besonders reduzierte Mächtigkeit der Moléson-Formation vermuten. Dies ist im Einklang mit der Stratigraphie, die während der Grabung eines Kohlenbergwerkstollens beim Rämesgrabe, westlich von Waldried (Koord. 2597.530/1167.175/1090 m) gelegen, angetroffen wurde. Dieser durchstach zwischen der Couches-Rouges-Gruppe und den Mytilus-Schichten nur ca. 10 m «Massivkalk» (ESCHER 1944). Vom lithologischen Gesichtspunkt aus betrachtet kommen ähnliche Fazies wie in den Préalpes médianes plastiques externes vor, jedoch nur mit wenigen Resedimenten, aber auch Fazies, die jenen der Préalpes médianes rigides externes gleichen, jedoch in einer abweichenden Abfolge (HEINZ & ISEN-SCHMID 1988). In den Préalpes médianes plastiques internes entspricht die untere Grenze der Moléson-Formation einer stratigraphischen Lücke (Abwesenheit des Knollenkalks des Oxfordiens der Torrent-de-Lessoc-Formation oberhalb der Mytilus-Schichten). Die obere Grenze ist im innersten Teil der Préalpes médianes plastiques internes ebenfalls erosiv (direkter Übergang in die Couches-Rouges-Gruppe).

c₁₋₄ Sciernes-d'Albeuve-Formation (Berriasien – Barrémien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Formation des calcaires plaquetés, SPICHER 1966; Néocomien, BOLLER 1963)

Im Breccaschlund und in den beiden Schenkeln der Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale ist der plattige Kalk der Sciernes-d'Albeuve-Formation weiträumig aufgeschlossen. Dort bildet er oft steile Abhänge mit regelmässigem Gefälle. Die Kalkbänke, im Durchschnitt 10 cm mächtig (5–20 cm), weisen eine hellgraue Verwitterungsfarbe auf. Der Kalk hat eine sehr feinkörnige und homogene Grundmasse, die einen muscheligen Bruch hervorruft. Die Bruchfarbe ist beigeolive. Die Bruchoberflächen sind mit unterschiedlich grossen (zwischen einigen Millimetern und einigen Zentimetern) Bioturbationsflecken übersät, die oft unvollständig umgrenzt sind, das heisst farblich in die Farbtöne der Grundmasse übergehen. Diese Flecken nehmen gegen das Dach der Serie hin zu, parallel zur Mächtigkeitszunahme der pelitischen Zwischenfugen, die die Bildung disharmonischer Falten begünstigen. In der gesamten Formation sind Silexlinsen und Silexknauer sowie, allerdings etwas seltener, kleine kugelförmige Pyritansammlungen vorhanden. Im untersten Teil der Formation können noch detritische Einschaltungen mit rein karbonatischem Detritus und Organismentrümmern neritischer Herkunft vorhanden sein. Calpionellen und planktonische Foraminiferen erlauben es, die Sciernes-d'Albeuve-Formation als Berriasien–Barremien zu datieren. Das Ablagerungs-

milieu ist ähnlich dem des Späten Juras: pelagisch, am Anfang noch mit einigen turbiditischen Einschaltungen. Die untere Grenze besteht aus einem ca. 10 m mächtigen Übergangsintervall, in dem die Abnahme der Bankmächtigkeiten, das progressive Verschwinden der detritischen Lagen, die Zunahme der Silixlinsen und das Auftauchen der Bioturbationsflecken festgestellt werden kann.

Aufgrund der Verfaltungen ist die Mächtigkeit schwierig zu messen. Sie wird in den Médianes externes auf 150 m geschätzt (BOLLER 1963) und nimmt in süd-östlicher Richtung ab. Im Gebiet Langel-Schafarnisch ist die Sciernes-d'Albeuve-Formation noch mit einer Mächtigkeit von 10 bis 50 m vorhanden. Dort tritt sie zusammen mit mikritischem Kalk und Kalkarenit auf. Diese enthalten oft viele Belemniten, Glaukonitkörner und phosphatisierte Körner und werden als distale Sturmablagerungen interpretiert (Profil Rohrboden, Koord. 2590.760/1163.650, BOSSY 1998, PYTHON-DUPASQUIER 1990). Im internsten Teil der Préalpes médianes plastiques (Gebiet Holzerhore-Schurreloch) fehlt die Sciernes-d'Albeuve-Formation.

c₅₋₉ Intyamou-Formation (Aptien – mittleres Turonien)

(PYTHON-DUPASQUIER 1990; Complexe schisteux intermédiaire, CHENEVART 1945, SPICHER 1966, PAGE 1969, ANDREY 1974; Formation de Luchernalp p. p., GISIGER 1967)

Die Intyamou-Formation ist in beiden Schenkeln der Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale vorhanden, wo sie zwischen der Sciernes-d'Albeuve-Formation und der Couches-Rouges-Gruppe eine prägnante morphologische Geländekante hervorruft. Sie ist auch in beiden Schenkeln der Jaunbach-Antiklinale aufgeschlossen. Das Typusprofil liegt im Gebiet von Blatt Boltigen, WSW der Berghütte Roter Sattel (Koord. 2585.90/1159.44). Der Name «Intyamou» wurde jedoch dem Namen Roter Sattel vorgezogen, da diese Serie für gewöhnlich grau und dunkel und nicht rot ist. Ausserdem finden sich im Intyamou-Tal zahlreiche Aufschlüsse dieser Formation (PYTHON-DUPASQUIER 1990), auch wenn das Profil Roter Sattel wahrscheinlich das vollständigste in den Préalpes Romandes ist.

Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus dünnbanktem (durchschnittliche Bankmächtigkeit: 10 cm) mehr oder weniger tonigem Kalk und dunklem schiefrigem Mergel. Der hellgraue, manchmal rötliche oder grünliche Kalk weist einen glatten und annähernd muscheligen Bruch auf. Der dunkle Kalk ist meistens kieselig oder mergelig und stark bioturbiert. Der Mergel ist dunkelgrau, manchmal schwarz, und die tonigsten Lagen sind schwarz und grün. Drei mergelige Intervalle, die ausserordentlich reich an organischen Stoffen sind (bis zu 7% organischer Kohlenstoff), entsprechen den globalen anoxischen Ereignissen 1a, 1b + 1c und 2 (PYTHON-DUPASQUIER 1990, STRASSER et al. 2001). Planktonische Foraminiferen erlaubten es, die Intyamou-Formation als Aptien bis mittleres Turonien zu datieren und eine sedimentäre Schichtlücke während des frühen Albiens festzustellen.

Die untere Grenze ist scharf und wird durch die erste dunkle mergelige Lage über dem plattigen Kalk der Sciernes-d'Albeuve-Formation hervorgehoben. Die obere Grenze ist entweder graduell, gekennzeichnet durch das allmähliche einsetzen von rotem mergeligem Kalk der Rote-Platte-Formation (z.B. bei Roter Sattel), oder scharf und durch eine angebohrte Oberfläche betont, die einen Hiatus darstellt (z.B. bei Chlus, Koord. 2593.42/1164.79), wo die tertiäre Formation der Couches-Rouges-Gruppe (Chenaux-Rouges-Formation) die Intyamou-Formation überlagert. Die Mächtigkeit dieser Formation beträgt bei Roter Sattel und beim Chällihorn 70 m. In den Médianes plastiques internes ist sie auf 20 m reduziert oder nicht vorhanden. Ablagerungsmilieu: Kontinentalhang mit pelagischer bis hemipelagischer Sedimentation, geprägt von tiefmarinen Sturmablagerungen (PYTHON-DUPASQUIER 1990).

Couches-Rouges-Gruppe

Die Couches-Rouges-Gruppe ist hauptsächlich im Kern der Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale vorhanden. Sie bildet eine Wechsellagerung aus dünnen Bänken aus kalkigem Mergel und ist in drei Formationen gegliedert. Von unten nach oben sind dies die Rote-Platte-, die Forclettes- und die Chenaux-Rouges-Formation. GUILLAUME (1986) gliedert die einzelnen Formationen in Members auf und kann erhebliche Erosions- und/oder Ablagerungslücken, zahlreiche Kondensationshorizonte, Hartgründe sowie Mächtigkeitsvariationen nachweisen, die von einer komplexen, durch eustatische Meeresspiegelschwankungen und kompressive Tektonik geprägten Sedimentation zeugen. Das Ablagerungsmilieu der Couches Rouges entsprach einem nicht sehr tiefen Becken (maximal 200–500 m tief), das von Schwellen (0–50 m) durchzogen war und zwei emersive Hauptphasen im Campanien – frühen Maastrichtien (oberhalb der Rote-Platte-Formation) und im Danien – Thanétien (oberhalb der Forclettes-Formation) durchlief.

Die lithologischen Unterschiede zwischen den drei Formationen der Couches Rouges sind oft gering. In diesem Fall ermöglichen Mikrofossilien eine sichere Zuteilung. Wo die Aufschlüsse unzusammenhängend, tektonisiert, verfault oder schlecht zugänglich waren, wurde die Unterscheidung zwischen dem Kreide- und Tertiäranteil der Couches Rouges nicht gemacht. Jedoch wurden bereits bekannte oder während der Geländeaufnahmen entdeckte Aufschlüsse der Chenaux-Rouges-Formation, die zu klein waren, um sie flächenhaft in die Karte einzutragen oder deren Grenzen nicht festgestellt werden konnten, auf der Karte mit einem Symbol aufgeführt.

Obleich die Couches Rouges tatsächlich rot sein können, sind sie es dennoch oft nicht. Die Valenz der Eisenionen ist für die Farbe des Gesteins massgebend. Fe^{3+} , hauptsächlich in Hämatit, verleiht dem Gestein die rote, Fe^{2+} eine grünliche oder graue Farbe. Konzentration und Mischverhältnis der zwei- und dreiwertigen Eisenionen bestimmt somit den Farbton. Die in der Matrix gut ver-

teilten Eisenoxide erreichen höchstens 2 Vol.-% (GUILLAUME 1986, S. 104), und es besteht eine positive Korrelation zwischen dem Gehalt an tonigen Mineralien (hauptsächlich Montmorillonit und Illit) und der roten Färbung. Ein hoher Karbonatgehalt, der in den grauen Lagen 98% erreichen kann, erzeugt eine stark alkalische Umgebung und begünstigt die Bildung zweiwertiger Eisenionen (Fe^{2+}). Im Gegensatz dazu verschiebt ein hoher Tongehalt das Gleichgewicht zu Gunsten der Bildung von dreiwertigen Eisenionen (Fe^{3+}).

Die Mächtigkeit der Couches Rouges ist aufgrund der intensiven Verfaltung schwierig zu messen. Im Südschenkel der Jaunbach-Antiklinale wird sie auf 120 m (ca. 80 m kretazische Couches Rouges und ca. 40 m tertiäre Couches Rouges) und im Kern der Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale auf ca. 150 m (hauptsächlich kretazische Couches Rouges) geschätzt. Bei GUILLAUME (1986) findet man neben schematischen Verteilungskarten der verschiedenen Members der Couches-Rouges-Gruppe der Klippen-Decke auch eine detaillierte Profilliste, in der die verschiedenen Formationen aufgeführt sind.

c₉₋₁₃ Rote-Platte- und Forclettes-Formation
 (spätes Turonien – spätes Maastrichtien)
 (GUILLAUME 1986)

Die Rote-Platte-Formation besteht aus einer regelmässigen Abfolge aus Kalkmergel mit variabler Bankmächtigkeit (3–10 cm) und oft roter, manchmal rosa oder grauer Farbe, die sukzessive von Norden nach Süden auf erodiertes Substrat transgrediert: Intyamon-Formation, Sciernes-d'Albeuve-Formation und Moléson-Formation.

Die Forclettes-Formation hingegen ist eindeutig kalkiger. Die Mächtigkeit der Bänke schwankt um die 5 cm, und ihre Farbe ist meistens grau. Sie liegt in scheinbar stratigraphischer Kontinuität auf der Rote-Platte-Formation (z.B. auf dem Schafberg), kann von dieser aber auch durch eine kaum sichtbare Erosionsfläche getrennt sein (z.B. WSW von Roter Sattel). Die erhebliche Schichtlücke (Campanien – frühes Maastrichtien, ca. 13 Ma) ist in diesem Fall nur durch eine undeutliche Änderung der Lithologie und Gesteinsfarbe gekennzeichnet. Der oberste Teil der Forclettes-Formation besteht aus einem Konglomerat (Beaumont-Konglomerat, GUILLAUME 1986, S. 59), das durch seine dunkelrote, manchmal grüngefleckte Farbe gut zu erkennen ist. Meistens ist das Konglomerat nur einige Meter mächtig; wo es durch die paleozäne Erosion nicht abgetragen wurde, kann es mehr als 10 m mächtig werden (z.B. 30 m beim Schafberg). Das Dach der Formation ist durch einen Hartgrund (Roter-Sattel-Hartgrund, GUILLAUME 1986, S. 65) gekennzeichnet, auf dem eine mineralisierte stromatolithische Kruste tertiären Alters liegt. Der Hartgrund ist phosphatisiert, seltener verkieselt, und seine beulige Oberfläche ist oft von Gängen durchbohrt, vermutlich *Thalassinoides* isp., deren detritische rote Verfüllung sich vom darunterliegenden graubeigen Mikrit abhebt.

Der Hartgrund und die mineralisierte Kruste, die ihn bedeckt, sind WSW der Berghütte Roter Sattel (Typlokalität und Typusprofil, Koord. 2585.970/1159.085), wo sie die Erosion auf einer grossen Fläche blosslegte, deutlich sichtbar. Der Hartgrund umfasst eine Sedimentationslücke von ungefähr 5 Ma (frühes Paleozän) beziehungsweise 12 Ma, wenn man die vermutete Zeitspanne, die für die Bildung der mineralisierten Kruste nötig war (spätes Paleozän), dazuzählt.

e₃ Chenaux-Rouges-Formation (Yprésien)
(GUILLAUME 1986)

Die Basis der Chenaux-Rouges-Formation besteht aus der oben beschriebenen mineralisierten stromatolithischen Kruste. Sie ist zwischen 1 cm und 15 cm dick und enthält stellenweise kalkarenitische Linsen (Hochmatt-Kalkarenit, GUILLAUME 1986, S. 74). Mineralisationen verleihen der Kruste einen bemerkenswerten metallischen Glanz (GUILLAUME 1986, S. 72). Diese Mineralisationen entstanden im späten Paleozän. Sie werden von BERTRAND & WEIDMANN (1979) ebenfalls in der Region vom Hongrin, wo sie auf der Sciernes-d'Albeuve-Formation liegen, beschrieben. Der grosse Rest der Chenaux-Rouges-Formation besteht aus (dunkel)rotem, schiefrigen tonigem Kalken, in den dünne hellgraue Kalkbänke eingeschaltet sind.

Im Norden der Pointe de Balachaux (Koord. 2585.08/1164.72/1900m) liegt die Chenaux-Rouges-Formation direkt auf der Sciernes-d'Albeuve-Formation (ANDREY 1974, S. 215ff.). Eine ähnliche Situation liegt nordöstlich der Berghütte Chlus im Südschenkel der Langel-Antiklinale (Koord. 2593.39/1164.77) vor, wo die Chenaux-Rouges-Formation direkt auf der Intyamon-Formation liegt (SIDLER 1977, S. 59ff., PYTHON-DUPASQUIER 1990, S. 63, THALMANN 1990, S. 79ff.). Auch im Sattelbach (südlich von Jaun, zwischen 1040 m und 1100 m) liegt vermutlich dieselbe Situation vor. Diese Lücken zeugen von erheblichen Omissions oder Erosionsphasen, die mit der Tektonik während der Späten Kreide zusammenhängen.

Die Obergrenze ist auf dem vom Blatt Boltigen abgedeckten Gebiet nirgends sichtbar. Im Gebiet des benachbarten Blattes 1245 Château-d'Oex (PLANCHEREL et al. 2012) haben CARON et al. (1980a) gezeigt, dass die tertiären Couches Rouges über eine Abfolge von rotem und beigem, Helglimmer führendem Mergel mit seltenen Einschaltungen von feinkörnigem Sandstein (Bankmächtigkeiten ca. 5 cm) graduell in den Klippenflynch (Cuvigne-Derrey-Formation, PLANCHEREL et al. 2012) übergehen.

f_{wc} Coulaytes-Melange (mittleres–spätes Eozän?)

(PLANCHEREL et al. 2012; Flynch à lentilles de Couches Rouges p.p., BADOUX 1960, 1962)

Dieses Melange besteht aus dunklem Pelit, der Linsen aller Grössen (bis hundert Meter) enthält, die hauptsächlich von den Préalpes médianes rigides abge-

schürft wurden. Es handelt sich dabei meistens um Couches-Rouges-Blöcke, Sandstein der Cuvigne-Derrey-Formation und Kalk der Dorfflüe-Formation. Daneben bestehen auch Elemente, die von der Brekzien-Decke stammen (Rauwacke, Dolomit, Brekzie der Unteren Brekzie) und verschiedene Sandsteine der Préalpes supérieures. Die Matrix des Melanges ist nicht präzise datiert. Die jüngsten Elemente, die darin enthalten sind, stammen von der Cuvigne-Derrey-Formation und sind als mittleres Eozän datiert.

In den Préalpes médianes plastiques ist nur sehr wenig Coulaytes-Melange vorhanden. Zudem ist der Flysch der Cuvigne-Derrey-Formation eng mit dem Coulaytes-Melange vermischt, sodass die beiden Formationen nicht unterschieden werden können und auf der Karte gruppiert dargestellt sind. Bei einem ca. 20 m mächtigen Aufschluss im Sulzibuch-Graben (Koord. 2598.32/1168.12/1290 m), der aus einer Abfolge aus beigem kalkigem Siltstein mit dünnen Lagen aus grünlich rostrottem Sandstein besteht, handelt es sich wahrscheinlich um eine Linse der Cuvigne-Derrey-Formation im Coulaytes-Melange. Ca. 50 m weiter westlich, in einer Sackung, ist das Dach der Couches-Rouges in direktem Kontakt – ohne Flysch oder «Übergangsserie» – mit dem Melange. Nicht weit davon, nordöstlich von Oberwil (Koord. 2600.300/1168.820), befinden sich weitere kleinere Flysch- und Wildflyschaufschlüsse. Zusätzliche Aufschlüsse findet man nordöstlich der Spitzflue (Koord. 2587.980/1166.030, s. Beschreibung von ANDREY 1974, S. 225) und östlich des Soldatenhauses (mit einer Couches-Rouges-Linse).

Die Cuvigne-Derrey-Formation, deren Mächtigkeit wohl kaum 20 m übersteigt, wurde im Gebiet des Nachbarblattes 1245 Château-d'Oex mithilfe von Nannofossilien und planktonischen Foraminiferen (CARON et al. 1980b, GUILAUME 1986) als mittleres Eozän (Lutétien) datiert. Das Bildungsalter des darüber liegenden Coulaytes-Melanges ist nicht bekannt (mittleres–spätes Eozän?).

PRÉALPES MÉDIANES RIGIDES

t₃ **Champcella-Formation** (Ladinien)

(MÉGARD-GALLI & BAUD 1977)

Diese Formation wird auf informelle Weise von unten nach oben folgendermassen unterteilt: Calcaires rubanés, Dolomies cendrées, Couches à *Costatoria goldfussi* und Dolomies brunes. Diese Einheiten kommen nur im Talkessel Schwende (Südostecke des Kartengebiets) vor. Die Gesamtmächtigkeit kann 340–550 m betragen (BAUD 1972), aber im Gebiet des Blattes Boltigen beginnt die Abfolge wahrscheinlich erst im oberen Teil der Calcaires rubanés, wie ein Wegrandaufschluss (Koord. 2602.225/1158.780/1380 m) bekundet. An dieser Stelle sind gut geschichtete, dickbankige (30–50 cm), grau gelb verwitternde Kalke mit dunkelgrauer Bruchfarbe aufgeschlossen. Die mittleren Abfolgen (Dolomies cendrées, Couches à *Costatoria goldfussi*) sind schwer zugänglich. Die Dolomies brunes, die

das Dach der Champcella-Formation bilden, sind ihrerseits 150 m westlich der Berghütte Chumpli (Koord. 2602.180/1158.380/1510 m) sichtbar, wo sie eine gut geschichtete Abfolge mit 15–20 cm mächtigen Bänken bilden und eine beige Verwitterungsfarbe sowie eine dunkelbraune Bruchfarbe aufweisen.

t₁ Rauwacke

Auch wenn die Rauwacke in unterschiedlichen Lagen der Klippen-Decke auftreten kann (BAUD 1972), so ist sie doch eng mit dem Dolomit verbunden und erscheint am häufigsten entlang tektonischer Störungen (Überschiebungen und Verwerfungen), von denen sie quasi ein Nebenprodukt bildet. Die Rauwackehorizonte sind also nicht sedimentäre Brekzien der Trias, sondern mehr oder weniger verwitterte und ausgewaschene Spuren alter tektonischer Verwerfungen (WARREN 2006). Die unterschiedlichen Entstehungsarten der Rauwacke – sedimentär, tektonisch, durch Verwitterung – führten zu zahlreichen Kontroversen, da alle diese drei Prozesse zur Entstehung von Rauwacke beitragen (JEANBOURQUIN 1988, S. 512).

Im Gebiet von Blatt Boltigen handelt es sich um eine gelblich-graubeige dolomitische Brekzie mit Kalkzement und löcheriger Oberfläche (Auflösung der dolomitischen Elemente), die seltene Tonsteinfragmente enthält. Man findet sie hauptsächlich an der Basis der Gastlosen-Schuppe und deren Verlängerung nach Nordosten (Bäderhore, Mittagflue), zusammen mit der Erpilles-Formation. In der Region des Niderhore kommt die Rauwacke wahrscheinlich in der Tiefe vor.

t₄ Erpilles-Formation (Carnien?)

(PLANCHEREL et al. 2012; Formation bréchiqve, BAUD 1972; Complexe bréchiqve, LOMBARD et al. 1975)

Diese Einheit besteht aus einer Wechsellagerung von brekziösem Dolomit und Kalk mit schiefrigem gelbem bis grauem Mergel. Man kann in ihr dünn gebankten (5–10 cm) Dolomit mit einer hellen Verwitterungsfarbe und grauer Bruchfarbe, brekziösem Dolomit, Brekzie mit dolomitischen und/oder kalkigen Elementen und auch dickbankigen braunen dolomitischen (30–50 cm) Kalk finden. Die brekziöse Fazies ist variabel ausgeprägt: Manchmal handelt es sich um gut sortierte Brekzien mit zentimetergrossen Elementen, manchmal um grobe heterogene Brekzien, in denen die Elemente eine Grösse von einem bis mehrere Meter erreichen können. Im letzten Fall ist die brekziöse Beschaffenheit nicht auf den ersten Blick erkennbar, und das Aussehen der Brekzien gleicht einer zerrütteten Schichtung.

Die Erpilles-Formation ist im Gebiet von Blatt Boltigen hauptsächlich an zwei Orten aufgeschlossen: östlich des Girehore (Préalpes médianes rigides internes) und am Nordfuss der Gastlosen-Bäderhore-Kette (Préalpes médianes rigides externes supérieures). Im ersten Fall folgt sie graduell der Champcella-Formation (mas-

siger gebänderter Kalk und Dolomit des Ladinien) und wird dem Carnien zugeteilt. Im zweiten Fall bildet sie die Basis der Serie der Préalpes médianes rigides und wird mangels Fossilien aufgrund der Faziesähnlichkeit als gleichaltrig betrachtet.

Drei kleine Aufschlüsse an der Basis der Mittagflue-Schuppe (östliche Verlängerung der Gastlosen-Bäderhore-Schuppe) wurden aufgrund der Beschreibungen von THALMANN (1990) der Erpilles-Formation zugeteilt: mikrokörniger laminiertes Dolomit zusammen mit sandigen Lagen (Nüschlete, Koord. 2594.09/1164.73/1560 m), dolomitische Brekzie überlagert von Mergel und buntem Pelit mit dünnen Lagen aus grünem Sandstein (zwischen Mittagflue und Holzerhore, Koord. 2594.46/1165.15/1740 m), mikrokörniger Dolomit (Ramsere, Koord. 2596.05/1165.65/1340 m). Ein kleiner Aufschluss von Rauwacke im Menigbach (Koord. 2601.80/1161.52/1330 m) wurde ebenfalls in die Erpilles-Formation gestellt.

Diese Einheit widerspiegelt die tektonische Instabilität, die während des Carnien herrschte und zur Bildung steiler Abhänge führte, an denen synsedimentäre Rutschungen und Brekzien entstanden (BAUD & MÉGARD-GALLI 1975). Obergrenze: Erste Elemente aus geroltem Silex (insbesondere bei den Gastlosen, CHENEVART 1945) werden als Zeugen einer hypothetischen erodierten liasischen Sedimentbedeckung angesehen (SEPTFONTAINE 1983) und bilden das Erkennungsmerkmal der Basis der Mytilus-Schichten (Couches à Mytilus).

a-i₃ Mytilus-Schichten (?Aalénien – Callovien)

(DE LORIOU & SCHARDT 1883, SEPTFONTAINE 1983)

SEPTFONTAINE (1983) unterteilt die Mytilus-Schichten von unten nach oben in folgende drei Members:

Das *Chavanette-Member* bezeichnet den Transgressionshorizont, der an der Basis der Mytilus-Schichten liegt. Es handelt sich um (Mikro)Brekzie mit hauptsächlich dolomitischen und kalkig-dolomitischen Elementen (umgelagerte Gesteine der Trias) und mit seltenen kieseligen Elementen (umgelagerte ?Liasgesteine). Diese wechsellagern mit (oder sind überlagert von) grauem bis graubraunem kohlehaltigem Mergel und rostfarbenen Sandsteinbänken. Im Dach bekunden Paläokarststrukturen, besonders gut sichtbar im Mattenwald (Koord. 2589.43/1160.69/1315 m, BRAILLARD 1998), eine Emersion zwischen der Ablagerung des *Chavanette-* und des *Rubli-Members* (SEPTFONTAINE 1983).

Das *Rubli-Member* lässt sich aufgrund seiner mergelig-kalkigen Wechselagerung leicht von den umgebenden Einheiten abgrenzen. Es besteht aus einer Wechselagerung von fossilhaltigem Kalkschiefer (Mergel, mergeliger Kalk und dunkelbrauner bivalvenreicher Kalk) mit dunklem mikritischem Kalk, der reich an Onkolithen und Foraminiferen ist, eine graubraune Verwitterungsfarbe, dunkelbraune Bruchfarbe und 10–100 cm mächtige Bänke aufweist.

Das *Col-de-Cordon-Member* (Stockenflue-Kalk, FURRER 1979a) ist massiv und bildet im Gelände ausgeprägte Reliefs. Es handelt sich um metermächtige

Kalkbänke, die eine hellgraue Verwitterungsfarbe und graubraune Bruchfarbe aufweisen. Sie enthalten zahlreiche detritische Quarzkörner sowie Korallen- und Muschelbruchstücke. Seine obere Grenze ist durch eine nicht-erosive Diskontinuität, die nur unter dem Mikroskop sichtbar ist, gekennzeichnet: Die Quarze verschwinden in der hangenden Dorfflüe-Formation und werden von ca. 250 µm grossen Mikro-Onkoiden abgelöst. Des Weiteren ändert die benthonische Foraminiferen-Fauna im Oxfordien mit dem Erscheinen von Formen des offenen Meeres (*Miliolina*, *Lagenina*) vollständig.

Das Alter der Brekzie, die die Basis des Chavanette-Members bildet, ist nicht mit Sicherheit bekannt, wird aber auf Aalénien-Bajocien (SEPTFONTAINE 1983, S. 78) geschätzt. Das Dach des Col-de-Cordon-Members ist als spätestes Callovien datiert.

Die *Mytilus*-Schichten bilden ein diskontinuierliches Band von Aufschlüssen entlang des Nordwestfusses der Gastlosen-Schuppe und deren Nordostverlängerung (Bäderhore, Mittagflue, Festi). Das Rubli-Member wird am häufigsten angetroffen. Das Chavanette-Member ist häufig von Schutt bedeckt, und das Col-du-Cordon-Member ist aufgrund seiner Position innerhalb schroffer Felswände nur sehr selten zugänglich. Die untere Grenze wurde dort gesetzt, wo die ersten kohlehaltigen Lagen innerhalb der dolomitischen Brekzien (Chavanette-Member) auftauchen, und die obere Grenze dort, wo die mergeligen Lagen (Rubli-Member) verschwinden. Geschätzte Mächtigkeit: 120 m.

i₅-c₁ Dorfflüe-Formation (Oxfordien–frühes Berriasien)

(PLANCHEREL et al. 2012, Calcaires massifs, Massivkalk, HEINZ & ISENSCHMID 1988; Klippenmalm, WEISS 1949)

Die Dorfflüe-Formation bezeichnet die «Massivkalke» der Préalpes médianes rigides. Sie bildet kompakte Kalkbarren mit grauer bis hellgrauer Verwitterungsfarbe, mit dunkelbrauner, grauer, beiger oder manchmal bläulicher Bruchfarbe, mit häufig nicht sichtbarer Schichtung und seltenen Silexknollen. Diese Formation bildet eindruckliche Felswände (Gastlosen, Mittagflue, Niederhore). Beim Geologen DE GIRARD (1921) findet man Berichte über die ersten Besteigungen, die in den Gastlosen realisiert wurden.

Gestützt auf ihre Dissertationen (ISENSCHMID 1983, HEINZ 1985) schlagen HEINZ & ISENSCHMID (1988) eine Unterteilung der Préalpes médianes rigides in zwei paläogeographische Gebiete vor: die Préalpes médianes rigides externes und die Préalpes médianes rigides internes.

In den Préalpes médianes rigides externes (Gastlosen, Bäderhore, Mittagflue, Festi) findet man von unten nach oben: mikritischen peloidalen Kalk mit dunkelgrauer Verwitterungsfarbe und dunkelbrauner Bruchfarbe (Pfad-Mikrofazies), bioklastischen Kalk (Kalkalgen, Echinodermen, Korallen, Bryozoen) mit grauer Verwitterungs- und Bruchfarbe (Rindenkorn-Mikrofazies), dicke Bänke

aus oolithischem Kalk mit hellgrauer Verwitterungsfarbe und leicht beiger Bruchfarbe (Gastlosen-Oolith), und schliesslich vorwiegend mikritischen Kalk, der Calpionellen, *Saccocoma* sp. und *Globochaete* sp. enthält (Wandfluh-Mikrofazies).

In den Préalpes médianes rigides internes (Niderhore, Girehore) lautet die Abfolge: dickbankiger dunkelgrauer mikritischer Kalk (Muttenthal-Mikrofazies), hellgrauer grobbioklastischer Kalk, insbesondere mit Korallen und beim Niderhore von WEISS (1949) als Korallenriffkalk beschrieben (Gummfluh-Mikrofazies), dickbankiger massiver biomikritischer Kalk mit hellbeiger bis grauer Bruchfarbe (Untere Amsleregrat-Mikrofazies), und schliesslich dickbankiger dunkelgrauer Biomikrit, der einen *Characea*-Horizont als Zeuge einer wahrscheinlichen Emersion der Plattform aufweist (Obere Amsleregrat-Mikrofazies).

Aufgrund der Faziesähnlichkeit zwischen den Lithologien des Dachs der Mytilus-Schichten und der Basis der Dorfflüe-Formation ist es schwierig, die Grenze genau zu setzen (s.o.). Die obere, sehr gut sichtbare Grenze ist durch eine erhebliche Schichtlücke gekennzeichnet. Die Couches Rouges der Kreide (stellenweise des Tertiärs) liegen auf der Dorfflüe-Formation. In den Préalpes médianes rigides externes schaltet sich der Plagersflue-Kalkarenit (s. u.) dazwischen. Es fehlen also die Ablagerungen der Sciernes-d'Albeuve-Formation und der Hauptteil der Intyamou-Formation.

Diese Plattformkalke lagerten sich in den Préalpes médianes rigides internes vom frühen Oxfordien bis ins späte Tithonien, in den Préalpes médianes rigides externes vermutlich bis ins frühe Berriasien ab (HEINZ & ISENSCHMID 1988). Sie beginnen mit subtidalen Sedimenten und enden mit einer lagunären Fazies mit Süsswassersedimenten (Préalpes médianes rigides internes). Die darauffolgende Emersion bewirkt die Schichtlücke der Frühen Kreide. Mächtigkeit: 150–200 m (Gastlosen) bis 300 m (Niderhore).

c₉-e₃ Couches-Rouges-Gruppe (spätes Turonien–Yprésien)

Die lithologische Unterscheidung zwischen kretazischen Couches Rouges und tertiären Couches Rouges ist weniger einfach als in den Préalpes médianes plastiques. In der Region des Niderhore weist die Chenaux-Rouges-Formation nicht immer ihre typische rote Farbe auf, die eine verhältnismässig einfache Unterscheidung im Feld erlauben würde. In den Gastlosen ist dieser charakteristische Farbton unter anderem manchmal mit Grau gemischt und manchmal gar nicht vorhanden. Zudem kommen erhebliche und brüske laterale Mächtigkeitsvariationen vor, die durch die sedimentäre Geschichte des Beckens, das seit der Späten Kreide durch kompressive Tektonik stark zerstückelt wurde, zu erklären sind. Unter diesen Umständen ist nicht möglich, in den Préalpes médianes rigides die kretazischen von den tertiären Couches Rouges zu trennen. Sie wurden demnach in derselben Kartiereinheit gruppiert. Bei GUILLAUME (1986) finden sich schematische Karten über die Verbreitung der verschiedenen Einheiten der drei Forma-

tionen der Couches Rouges in der Klippen-Decke wie auch eine detaillierte Liste von Profilen mit den jeweils vorhandenen Formationen. Bei der Plagersflue und bei den Gastlosen (KLAUS 1953) trifft man 60 m Couches Rouges aus der Kreide an, die von 20 m tertiären Couches Rouges überlagert werden. Auf dem Niderhore hingegen sind die kretazischen Couches Rouges abwesend oder auf einige Meter reduziert. Die tertiären Couches Rouges hingegen sind hier ziemlich mächtig (bis zu 35 m). Im Osten des Niderhore werden bis zu 70 m Couches Rouges aus der Kreide gemessen, während die Mächtigkeit der tertiären Couches Rouges lediglich einige Meter beträgt.

Die untere Grenze ist immer deutlich. In den Préalpes médianes rigides externes ist sie durch den Plagersflue-Kalkarenit (Calcarénite de la Plagersflue) gekennzeichnet. Es ist eine sehr geringmächtige Abfolge, die von GUILLAUME (1986) als mittleres Turonien datiert und zu den Couches Rouges gezählt wurde. PYTHON-DUPASQUIER (1990) hingegen betrachtet sie als jüngstes Member der Intyamon-Formation. Der Plagersfluh-Kalkarenit ist bei der Typlokalität (Koord. 2590.18/1160.61/1315 m) lediglich 30 cm mächtig. Seine Mächtigkeit ist im Gebiet von Blatt Boltigen variabel und stets gering. Sie nimmt in Richtung Südwesten leicht zu (3,5 m beim Col du Loup, Blatt 1246 Zweisimmen). Aufgrund dieser geringen Mächtigkeit wurde der Plagersflue-Kalkarenit auf der Karte nicht ausgeschieden.

In den Préalpes médianes rigides internes liegen die Couches Rouges auf der Dorfflüe-Formation, deren Oberfläche oft paläoverkarstet ist. 150 m nordwestlich des Niderhore-Gipfels besteht zwischen der Dorfflüe-Formation und den Couches Rouges ein Aufschluss von Ablagerungen des späten Cénomaniens (Couches du Niderhore, PYTHON-DUPASQUIER 1990).

Die obere Grenze der Couches Rouges ist im Gebiet von Blatt Boltigen nur selten sichtbar.

F_{CD} Cuvigne-Derrey-Formation (frühes Eozän)

(PLANCHEREL et al. 2012)

Die Cuvigne-Derrey-Formation (Flysch der Préalpes médianes) ist maximal 20 m mächtig und nur stellenweise vorhanden. Deshalb wurde sie nicht immer vom Coulaytes-Melange unterschieden und manchmal mit diesem gruppiert kartiert. Wo die Cuvigne-Derrey-Formation vorhanden ist, besteht zwischen den Couches Rouges und ihr ein normalstratigraphischer Kontakt. Es handelt sich um eine Abfolge von rotem, beigem oder grauem, Hellglimmer führendem Mergel, mit seltenen Einschaltungen von feinkörnigem Sandstein, der bis zu 5 cm mächtige Bänke bildet (Couches de passage von CARON et al. 1980b, Übergangs-Serie von TSCHACHTLI 1941). Gegen oben entwickelt sich der Flysch zu einer Abfolge von plattigem grauem, wenig Hellglimmer führendem Siltit und fein- bis mittelkörnigem, Hellglimmer führendem Sandstein mit brauner Verwitterungs- und

grauer Bruchfarbe. Ein guter, ca. 10 m mächtiger Aufschluss befindet sich entlang der Alpstrasse nach Bunschlere (Koord. 2598.580/1160.080). In den Préalpes médianes plastiques, allerdings ausserhalb des Kartengebiets, wurde dieser Flysch aufgrund kalkiger Nannofossilien und planktonischer Foraminiferen (CARON et al. 1980b, GUILLAUME 1986) ins mittlere Eozän (Lutétien, *N. fulgens*-Zone, NP15) datiert.

f_{WC} Coulaytes-Melange (mittleres–?spätes Eozän)

(PLANCHEREL et al. 2012)

Das Coulaytes-Melange (s. Kap. Préalpes médianes plastiques) kann in den Préalpes médianes rigides am besten in der Südostecke des Kartengebiets (in der Umgebung von Buufal) beobachtet werden. In diesem Gebiet finden sich auch Aufschlüsse des Buufal-Konglomerats.

Buufal-Konglomerat

Nordöstlich und östlich des Niderhore sind Gesteine mit konglomeratischen Lagen aufgeschlossen. Es handelt sich um grobkörnigen Sandstein, Mikrokonglomerat und vor allem um grobkörniges Konglomerat, dessen Elemente (2–5 cm im Durchmesser, angerundet und subangular) hauptsächlich aus Dolomit, dolomitischem Kalk und kieseligen Komponenten bestehen. Herkunft und Genese dieses Gesteins sind unklar. Es wurde schon von BIERI (1946, S. 31) erwähnt, dann von WEGMÜLLER (1953) als Bunfal-Konglomerat (heute Buufal-Konglomerat) beschrieben. Es ist entweder eine laterale und lokale Variation der Cuvigne-Derrey-Formation, oder es ist an die Basis des Coulaytes-Melanges zu stellen. Im ersten Fall könnten die raschen Mächtigkeitsvariationen und das verstreute Vorkommen das Resultat einer Einsturz-Brekzie im Zusammenhang mit aktiver Tektonik sein. Im zweiten Fall würde es sich um grosse Linsen, die die Basis des Coulaytes-Melanges bilden, handeln. Auf keinen Fall kann das Buufal-Konglomerat, wie von BIERI (1946) vorgeschlagen, mit der Mocausa-Nagelfluh der Rodomonts-Formation (Späte Kreide) in Zusammenhang gebracht oder dieser zugeteilt werden, denn WEGMÜLLER (1953) fand darin eine tertiäre Fauna. Des Weiteren ist das Buufal-Konglomerat im Vergleich zur Mocausa-Nagelfluh reicher an dolomitischen Elementen, weniger reich an kieseligen Elementen (seltene Quarzite, kein Radiolarit), weniger gut zementiert und weniger gut sortiert. Zudem sind die Elemente des Buufal-Konglomerats wenig gerundet, sodass es sich eher um eine Brekzie als um eine Nagelfluh handelt. Es bleibt noch zu erwähnen, dass das Konglomerat im Melange, das am linken Ufer des Menigbachs aufgeschlossen ist (Koord. 2600.360/1160.410, nicht auf die Karte Boltigen übertragen), das FLÜCK (1973) dem Buufal-Konglomerat zuwies, nicht wirklich typisch ist, denn die Elemente sind gut gerundet und es enthält Quarzite mit einem Durchmesser von 5 bis 10 cm.

BREKZIEN-DECKE

Die Brekzien-Decke liegt im Südosten des Kartengebiets von Blatt Boltigen. Ausserdem liegen im Norden des Niderhore und im Nordosten des Seebergsees noch Teilstücke der Brekzien-Decke im Hangenden des Coulaytes-Melanges vor.

Die Brekzien-Decke erhielt ihren Namen aufgrund der in ihrer stratigraphischen Abfolge wiederholt vorkommenden Brekzienlagen. Die Quelle des detritischen Materials entsprach dem internen Rand der Briançonnais-Schwelle, und das Ablagerungsgebiet (Prépiémontais) lag an der Grenze des sich öffnenden Ozeanbeckens des Piémontais (TRÜMPY 1960). Der paläotektonische Kontext entsprach einem auseinanderbrechenden passiven Kontinentalrand mit gestaffelten Verwerfungen, was zu komplexen Sedimentablagerungen mit sowohl vertikalen als auch lateralen Faziesübergängen führte (PLANCHEREL 1998, S. 48).

t_r **Rauhacke**

Rauhacke der Brekzien-Decke wird in folgenden Positionen gefunden: an der Basis der Decke, zwischen dem Coulaytes-Melange und dem dolomitischen Kalk und der Brekzie der Späten Trias (nordwestlich der Berghütte Luegle und westlich des Muntiggalms), entlang tektonischer Verwerfungen (nordwestlich von Uderi Niderwürfi) sowie als Linsen im Coulaytes-Melange (südlich von Luegle). Genau wie bei ihrem Äquivalent in der Klippen-Decke handelt es sich um eine graubeige bis gelblich ockerfarbene dolomitische Brekzie mit Kalkzement, die oft eine löcherige Oberfläche aufweist und selten Tonsteinbruchstücke enthält.

RABOWSKI (1912) zeichnete auf seiner Karte Gips in der Südwand des Horegugers (Koord. 2597.77/1160.80) ein, also in einer möglichen normal-stratigraphischen Lage an der Basis des spätriassischen dolomitischen Kalks der Brekzien-Decke. Dieser Gips, der Teil der grossen zerrütteten Senggiwald-Sackung zu sein scheint, wurde nicht auf die Karte Boltigen übertragen.

t_b **Dolomit, dolomitischer Kalk, dolomitische Brekzie** (Späte Trias)

(RABOWSKI 1912, 1920; Brèches dolomitiques et calcaires dolomitiques, RENZ 1934; Fazies 1 der Unteren Brekzie p.p.?, STEEB 1987)

Diese Sedimentgesteine sind am rechten Ufer der Simme, unterhalb des Horegugers, nordwestlich der Berghütte Luegle und auf dem Bergrücken des Niderhore aufgeschlossen. Es handelt sich um mehr oder weniger dolomitischen Kalk mit gelber Verwitterungsfarbe und grauer Bruchfarbe. Die 20–50 cm mächtigen Bänke weisen eine schwache Schichtung auf, die fast vollständig verschwindet, sobald die Fazies brekziös wird. Geschichteter grauer Dolomit kommt ebenfalls vor. Die Brekzie entspricht wahrscheinlich einer intraformationellen Brekzie der Trias. Sie wird oft mit der monomikten Brekzien des Juras, deren Komponenten

ausschliesslich aus Dolomiten der Trias bestehen (Fazies 1 der Unteren Brekzie nach STEEB 1987, s.u.) verwechselt. Aufgrund der Abwesenheit von Fossilien in der Matrix ist eine Zuteilung schwierig und deshalb manchmal arbiträr. Die auf dem Blatt Boltigen aufgeführten Aufschlüsse dieser Einheit wurden von den Karten von RABOWSKI (1912, 1920) und RENZ (1934) übernommen.

Am Südhang des Horegugers ist ein dünnes Band aus «kieseligen grünlichen Sandsteinen und grünen und grauen Mergeln» aufgeschlossen, das RABOWSKI (1920, S. 52) dem oberen Teil der «Dolomite, dolomitischen Kalke, dolomitischen Brekzien» der Trias zuteilt. RENZ (1936, S. 257) findet *Equisetites culumnaris* (BRONGN.) darin und trägt an diesem Ort auf seiner unpublizierten Karte (RENZ 1934) bunten Mergel und Sandstein mit *Equisetites* sp. des «Keupers» ein (Koord. 2597.73/1160.98). WEGMÜLLER (1953) erwähnt noch zwei weitere Aufschlüsse dieser Art, die allerdings weiter unten in der zerrütteten Sackungsmasse bei Senggwald liegen. Im Gebiet von Blatt Boltigen wurde diese geringmächtige Abfolge, die unterhalb des Horegugers 6 m mächtig ist, nicht ausgeschieden.

i_{Bi} Untere Brekzie (Aalénien–Callovien)

(LUGEON 1896)

Die Untere Brekzie bildet den Hauptteil der Brekzien-Decke. Wie die darüber liegende Obere Brekzie wurde sie von LUGEON (1896) in den Préalpes du Chablais definiert, dann von JACCARD (1904), ARBENZ (1947) und WEGMÜLLER (1953) in den Berner Voralpen bei der Hornfluh (Blatt 1246 Zweisimmen) festgestellt. STEEB (1987) unterteilte sie in drei verschiedene Fazies:

Fazies 1 bildet die Basis der Unteren Brekzie, besteht aus einer groben, massiven Brekzie und ist sekundär dolomitisiert. Ihre Elemente (bis zu 80%) sind ausschliesslich dolomitisch und nur im Bruch sichtbar. Die Fazies 1 ist in den frontalen Bereichen der Decke vorhanden, die den proximalsten Ablagerungsgebieten entsprechen. Bezüglich der altersmässigen Zuteilung dieser groben monomikten Brekzie herrscht keine allgemeine Übereinstimmung, da sie oft mit der dolomitischen Brekzie der Trias verwechselt wird. Deshalb wurden gewisse Aufschlüsse zwischen dem Beretgrabe und der Simme von JACCARD (1904) der Trias der Brekzien-Decke zugeordnet. Insbesondere ist dies für den Hügel zwischen Rote Hård und Laubegg der Fall. Auch RABOWSKI (1912) ordnet auf seiner Karte die Brekzie von Laubegg der Trias zu. In seiner Monographie zur Karte besagt RABOWSKI (1920, S. 55) jedoch, dass es sich um einen Irrtum handelt und dass diese Aufschlüsse in Wahrheit aus Unterer Brekzie bestehen. STEEB (1987) teilt sie der Fazies 1 der Unteren Brekzie zu.

Fazies 2 bildet den Hauptteil der Unteren Brekzie. Es handelt sich ähnlich wie bei Fazies 1 um eine grobe Brekzie. Ihre Matrix ist jedoch kalkig und ihre Elemente sind polymikt: Quarzite, Dolomite unterschiedlicher Färbung, graue bis schwarze Kalke, Sandsteine und graue sandige Schiefer, grünliche Tonschiefer,

graue kieselige Kalke mit Silex, dolomitische Brekzien und Kalkbrekzien. Die Komponenten sind eckig oder weisen unscharfe Grenzen auf und stammen von Trias- oder «Lias»-Gesteinen (Früher Jura). Ihre Grösse ist variabel (1 mm bis 1 m) und sie bilden verschiedene Brekzientypen: strukturlose Brekzie fast ohne Matrix, grobe Brekzie in meterdicken Bänken mit unscheinbarer Schichtung, manchmal auch gradierte Brekzie und Mikrobrekzie.

Fazies 3 besteht aus einer Wechsellagerung von Brekzie und dünnen (5–20 cm) Kalkbänken (späterer Kalkarenit, toniger Kalk und Kalkschiefer), die mehr oder weniger vollständige Turbiditsequenzen bilden. Eine Abfolge von gut geschichtetem spätem Kalk in dünnen Bänken kann nordwestlich des Horegugers (Koord. 2597.35/1161.15) beobachtet werden.

Die Tonschiefer (Schistes ardoisiers), die sich für gewöhnlich zwischen die Untere Brekzie und die Obere Brekzie schalten (LUGEON 1896), sind im Gebiet von Blatt Boltigen nur sporadisch vorhanden. RABOWSKI (1912) scheidet auf seiner Karte diese «untergeordnete Zwischenschaltung der Tonschiefer» nicht aus und gruppiert sie mit der Unteren Brekzie. Im frontalen Bereich der Decke, westlich vom Seebergsee, würden sie sogar vollständig fehlen (ARBENZ 1934). Nach ARBENZ (1947, S. 19), welcher die südlich gelegene Region zwischen Zweisimmen und Gstaad untersuchte, nimmt die Mächtigkeit der Tonschiefer von Süden nach Norden ab. WEGMÜLLER 1953 beschreibt westlich des Spitzhorns (Horeguger) Plättchenkalk und Schiefer, die er den Schistes ardoisiers zuweist. Das beste Profil befindet sich in der steilen Westflanke des Horegugers (Koord. 2597.3/1161.3), wo ca. 10 m besagter Formation aufgeschlossen sind. Die Tonschiefer werden dem Callovien–Oxfordien zugeteilt.

Die Unteren Schiefer (Schistes inférieurs), die seit LUGEON (1896) als distale Fazies der Unteren Brekzie betrachtet werden, sind auf dem Gebiet von Blatt Boltigen nicht vorhanden. Dasselbe gilt für die Sedimente des Rhétien und die Unteren Kalke, die dem Sinémurien zugeteilt werden (ARBENZ 1947).

Eine genaue Datierung der Unteren Brekzie ist wegen fehlender stratigraphisch leitender Fossilien nicht möglich. Ihre Ablagerung könnte schon im Aalénien begonnen haben und bis ins Callovien gedauert haben. Die brekziösen korngestützten Lagen der Unteren Brekzie können als Debris Flows und Grain Flows interpretiert werden. Auf dem Gebiet von Blatt Boltigen scheint ihre Mächtigkeit maximal 300 m zu erreichen.

i_{Bs} Obere Brekzie (Tithonien)

(LUGEON 1896)

Die Obere Brekzie kommt sowohl auf der linken (Nordwestflanke des Heimersberg-Rückens) als auch auf der rechten Uferseite der Simme (Seebergsee, Horeguger) vor. Im ersten Fall ist die brekziöse Fazies der Oberen Brekzie schwierig von derjenigen der Unteren Brekzie zu unterscheiden (STEEB 1987). Im zweiten

Fall entwickelte die Obere Brekzie ihre gewohnte Fazies, die durch weniger grobe matrixreiche Brekzienlagen gekennzeichnet ist, deren Komponenten besser sortiert und nie grösser als 10 cm sind. Sie weisen eine hellgraue bis graublaue Verwitterungsfarbe und eine graue Bruchfarbe auf. Die eckigen Elemente mit oft unscharfen Grenzen bestehen hauptsächlich aus Dolomiten, manchmal aus Quarziten oder Kalken. Die in die Brekzien eingeschalteten Kalkbänke bestehen hauptsächlich aus hellgrauem mikritischem Kalk mit einer Grundmasse, die der Grundmasse der «Massivkalke» der Klippen-Decke gleicht. Zudem kommt, wie in der Unteren Brekzie, spätinger Kalk vor. Die brekziösen matrixreichen Fazies wurden durch Mud Flows abgelagert.

Die im obersten Bereich der Oberen Brekzie im mikritischen Kalk häufig vorkommenden Calpionellen geben ein Tithonien-Alter. Wahrscheinlich lagerte sich die Obere Brekzie seit dem Kimméridgien ab. Ihre Mächtigkeit im Kartengebiet scheint maximal 100 m zu erreichen.

c₁₂-e₂ Couches-Rouges-Gruppe (Campanien-Thanétien)

(RABOWSKI 1920)

Die Couches Rouges der Brekzien-Decke weisen starke Analogien mit denjenigen der Couches-Rouges-Gruppe der Klippen-Decke auf, unterscheidet sich aber hinsichtlich ihres Alters, das vom Campanien bis zum frühesten Thanétien reicht. Es handelt sich um eine in ca. 5–10 cm mächtigen Bänken ausgebildete Abfolge von Kalk, Mergelkalk und tonigem Kalk, mit rötlichen, grünen, hellgrauen und beigen Farbtönen. Nicht selten sind 10–20 cm mächtige Bänke aus (Mikro) Brekzie dazwischengeschaltet. Ein besonderes Merkmal sind hantelförmige Bioturbationspuren (DALL'AGNOLO 1997), die in den Couches Rouges der Klippen-Decke noch nie beschrieben wurden und die als *Jeremina pfenderae* (LUGEON 1916) bestimmt wurden. In DALL'AGNOLO (2000) findet sich eine Korrelations-tabelle zwischen den Couches Rouges der Klippen-Decke und der Brekzien-Decke. Ihre geringe Mächtigkeit sowie das Fehlen stratigraphischer Lücken und genügend eigenständiger und unterscheidbarer Lithologien erlauben in der Brekzien-Decke keine Unterteilung der Couches-Rouges-Gruppe in Formationen.

Die Couches Rouges liegen diskordant (oft über einem Hartgrund) auf der Oberen Brekzie oder der Unteren Brekzie und zum Teil auch auf den liegenden Einheiten, wie dies der Aufschluss bei Rote Härd (Koord. 2595.25/1158.18) nahelegt. Dort liegen scheinbar die Couches Rouges diskordant sowohl auf der Unteren als auch auf der Oberen Brekzie. Letztere zwei Einheiten wurden durch eine Strike-slip-Verwerfung der frühen Kreide, die also vor der Ablagerung der Couches Rouges entstand, in lateralen Kontakt gebracht. Diese Interpretation wurde auf der Karte festgehalten. Eine andere Möglichkeit wäre, den Kontakt der Unteren Brekzie mit den Couches Rouges anhand einer Überschiebung zu erklären. Der transgressive Kontakt zwischen Couches Rouges und Unterer Brekzie ist im

Südwesten (Blätter 1246 Zweisimmen und 1225 Château-d'Oex) an zahlreichen Orten dokumentiert (TSCHACHTLI 1941, S. 43; DALL'AGNOLO 1997, S. 88).

Insbesondere auf Basis des Seefluh-Profiles (Koord. 2600.10/1158.60, nach neuer Nomenklatur Geisshöri genannt) konnte RABOWSKI (1920 S. 43, 124) die Zugehörigkeit der Couches Rouges – vorher als während der Überschiebung mitgeschleppte dünne Linsen (lames de charriages) der Klippen-Decke betrachtet – zur Brekzien-Decke beweisen. An diesem Ort ist der normalstratigraphische Kontakt zwischen Oberer Brekzie und Couches Rouges eindeutig. Dieses Profil wurde anschliessend von zahlreichen Geologen untersucht (TSCHACHTLI 1941, S. 42, WEGMÜLLER 1953, S. 74, FLÜCK 1973, S. 27, DALL'AGNOLO 1997, S. 90).

Im Norden des Geisshöri sind die Couches Rouges ca. 20 m mächtig. Westlich von Heimersberg (linkes Ufer der Simme) scheinen sie ca. 50 m Mächtigkeit zu erreichen. Die an diesem Ort von STEEB (1987) vorgeschlagene Mächtigkeit von 160 m scheint übertrieben und resultiert wahrscheinlich aus zahlreichen Verfaltungen, die diese Serie aufweist.

F_{BC} Chumi-Formation (?frühes Eozän)

(PLANCHEREL et al. 2012; Brekzienflysch p.p., TSCHACHTLI 1941, LUGEON & GAGNEBIN 1941, CAMPANA 1943, ARBENZ 1947)

DALL'AGNOLO (1997) präsentiert den geschichtlichen Hintergrund der Entdeckung des «Brekzien-Flysches». Er zeigt auch die Merkmale der Chumi-Formation auf, insbesondere auf Basis des Schlüsselprofils bei der Seefluh (Geisshöri, Koord. 2600.10/1158.60). Dort ist der Flysch aus grauem laminiertem, Hellglimmer führendem Sandstein, beigegrauem kalkigem Mergel und grünlichem Schiefer aufgebaut und ca. 5 m mächtig. Stellenweise können Lagen von polymikter Brekzie in dieser Formation vorkommen, die erosiv in das darunterliegende Sediment eingeschnitten sind und seitlich rasch ausdünnen, so zum Beispiel im Chumi-Couloir (Koord. 2598.7000/1157.480, Blatt 1246 Zweisimmen, Typusprofil), wo die grobkörnigste Variante der Chumi-Formation aufgeschlossen ist.

Als Unterlage für die Chumi-Formation finden sich meist Couches Rouges (Seefluh bzw. Geisshöri). In einigen Fällen überlagert die Chumi-Formation mit scharfer Grenze direkt die vorkretazische Serie der Brekzien-Decke (z.B. die Obere Brekzie im Nordschenkel des Geisshörisattels, 2600.200/1159.050, oder sogar Untere Brekzie, Blatt 1246 Zweisimmen). Im Seefluhprofil ist der Übergang von den Couches Rouges zur Chumi-Formation graduell und zeichnet sich durch das Auftreten von dunklem Siltit und grauem Sandstein aus.

Oben überlagert das Mattes-Melange die Chumi-Formation meistens mit scharfem Kontakt. Das Seefluhprofil bildet dabei einen Sonderfall. Dort geht die Chumi-Formation graduell ins Mattes-Melange über.

Die Chumi-Formation ist mit Hilfe von benthonischen und planktonischen Foraminiferen als frühes Eozän datiert.

f_{WM} Mattes-Melange (mittleres-?spätes Eozän)

(PLANCHEREL et al. 2012; Suprabrekzienmelange, DALL'AGNOLO 1997; Flysch à lentilles de Couches Rouges p.p., BADOUX 1960, 1962)

Das Mattes-Melange besteht aus dunklem Pelit, grauem Siltit und Sandstein, die die unterschiedlichsten Linsen (mikritischer Kalk, kieseliger Kalk, Sandstein) einschliessen. Auf der Karte wurden lediglich die grossen Sandsteinlinsen (Chumi-Formation) im Mattes-Melange ausgeschieden. Es handelt sich um sehr harten mittelkörnigen schwach kalkigen, quarzitischen Sandstein, der dolomitische Elemente und benthonische Foraminiferen des Eozäns enthält.

Das Mattes-Melange liegt für gewöhnlich mit scharfem Kontakt auf der Chumi-Formation (Brekzienflysch), den Couches Rouges, der Oberen Brekzie oder der Unteren Brekzie. Im Seefluhprofil (s.o.) geht die Chumi-Formation allerdings durch progressive Anreicherung von diversen Linsen (mikritischer Kalk, kieseliger Kalk, Sandstein), die von grauem schiefrigem Mergel umgeben sind, graduell ins Mattes-Melange über. Im Hangenden ist der Kontakt zu Einheiten der Préalpes Supérieures immer tektonischer Natur.

Das Alter des Mattes-Melanges – durch die jüngsten Linsen gegeben – ist mittleres-?spätes Eozän.

GURNIGEL-DECKE

Die Gurnigel-Decke bildet den Schwyberg, dessen südliches Ende die Nordwestecke des Gebiets von Blatt Boltigen einnimmt.

Die totale Mächtigkeit des Gurnigel-Flyschs beträgt mehr als 1000 m (VAN STUIJVENBERG 1979). Die angetroffenen Hauptlithologien sind Sandstein, Mergel, Tonstein und in untergeordnetem Mass Kalk und Konglomerat. Es handelt sich um turbiditische Ablagerungen kanalisierter submariner Schuttfächer. Die Sedimente wurden in ein hemipelagisches Becken mit einer geschätzten Tiefe von 2500 bis 5000 m, also unterhalb der CCD (Carbonate Compensation Depth), abgelagert. Fossilspuren sind zahlreich und vielfältig (CRIMES et al. 1981). Bentonithorizonte, die von WINKLER et al. (1985) im Höllbach (Blatt 1206 Guggisberg) untersucht wurden, beweisen die Existenz von synorogenem Vulkanismus während der Flyschgenese.

Die Kartierung des Gurnigel-Flyschs ist aufgrund der schlechten Abschlussverhältnisse und der Monotonie der Mergel-Sandstein-Wechselagerungen schwierig. Dennoch wurde eine Unterteilung anhand nicht publizierter biostratigraphischer Daten (Nannoplankton), die von J.v. Stuijvenberg nach Vollendung seiner Dissertation (VAN STUIJVENBERG 1979) gesammelt wurden, vorgenommen. Diese wurde mit der Interpretation des digitalen Höhenmodells (swissALTI^{3D}), auf dem die verwitterungsresistenten Abfolgen gut sichtbar sind, gekoppelt. Die Unterteilung in 6 informelle Einheiten (Flysch 1, 2a, 2b, 3a, 3b und 4, VAN STUIJVEN-

BERG 1979) ist dieselbe wie die, die auf dem benachbarten Blatt 1225 Gruyères (PASQUIER 2004) angewendet wurde. Die folgende Beschreibung der unterschiedlichen Einheiten des Gurnigel-Flyschs richtet sich weitgehend nach den Erläuterungen dieses Blattes (PASQUIER 2005).

Im Gegensatz zum Blatt Gruyères wurde die Signatur «Flysch unter dünner Bedeckung» («Flysch sous faible couverture») für bessere graphische Lesbarkeit und aus Sorge um Kohärenz mit den anderen Decken nicht benutzt. Nichtsdestotrotz muss man sich bewusst sein, dass der Gurnigel-Flysch ausser in Abrissrändern und auf härteren, widerstandsfähigeren Bergrücken immer mit einer dünnen Verwitterungsschicht aus sandigem Lehm bedeckt ist. Dieser so genannte Alterit führt Hellglimmer, ist entkalkt und weist graue oder orange Farbtöne auf. Geotechniker kennen ihn unter dem Begriff «Flysch-Boden». Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und maximal 200 cm, wie anhand einer Serie mechanischer Sondierungen festgestellt wurde, die im Oktober 2008 auf dem Schwyberg (Nordwestecke des Kartengebiets) im Rahmen der Planung von Windkraftwerken gemacht wurden. Die Untersuchung der blossgelegten Bodenprofile zeigte, dass es sich zumindest auf den Berg- und Hügelrücken um wirklichen Alterit handelt, der in situ durch Entkalkung des ursprünglichen Substrats entstanden ist, wobei manchmal die Schichtung sogar erhalten blieb (Fig. 7). Aus Mergel entsteht grauer, aus Sandstein oranger Alterit. An den Hängen sind stellenweise infolge Verschwemmung und Solifluktion grössere Mächtigkeiten (zwischen 3 und 4 m) zu erwarten. Diese undurchlässige Schicht erzeugt stark hydromorphe Böden, die während Niederschlägen oft völlig durchnässt sind.

F_G Gurnigel-Flysch, undifferenziert (Maastrichtien–Lutétien)

Die Signatur undifferenzierter Gurnigel-Flysch wurde für einige Bohrungen, Schuppen und Linsen im Melange und einige kleine versackte Massen verwendet, die aufgrund fehlender stratigraphisch leitender Fossilien nicht der einen oder anderen Untereinheit zugeordnet werden konnten.

F_{G1} Hellstätt-Formation (Flysch 1) (Maastrichtien)

Diese von TERCIER (1928 S. 54) definierte Abfolge wurde nur an einem einzigen Ort (Koord. 2585.05/1167.60) erkannt, und zwar nördlich des Chalet de La Magnena, wo sie in tektonischem Kontakt mit dem Infrapräalpinen Melange steht. Es handelt sich um verschiedenartige Turbidite mit polymiktem Konglomerat, Sandstein, Mergel und Kalk, die mit 1–10 mm hemipelagischen grünen karbonatfreien Tonsteinlagen wechsellagern. Der grünliche oder graue, Chondriten führende Mergel mit weisslicher Verwitterungsfarbe stellt dabei die dominierende Lithologie dar. Der helle azoische Kalk (Bankmächtigkeiten ca. 10 cm) mit graublauer Bruchfarbe ist eher selten, aber sehr charakteristisch für diese Serie.

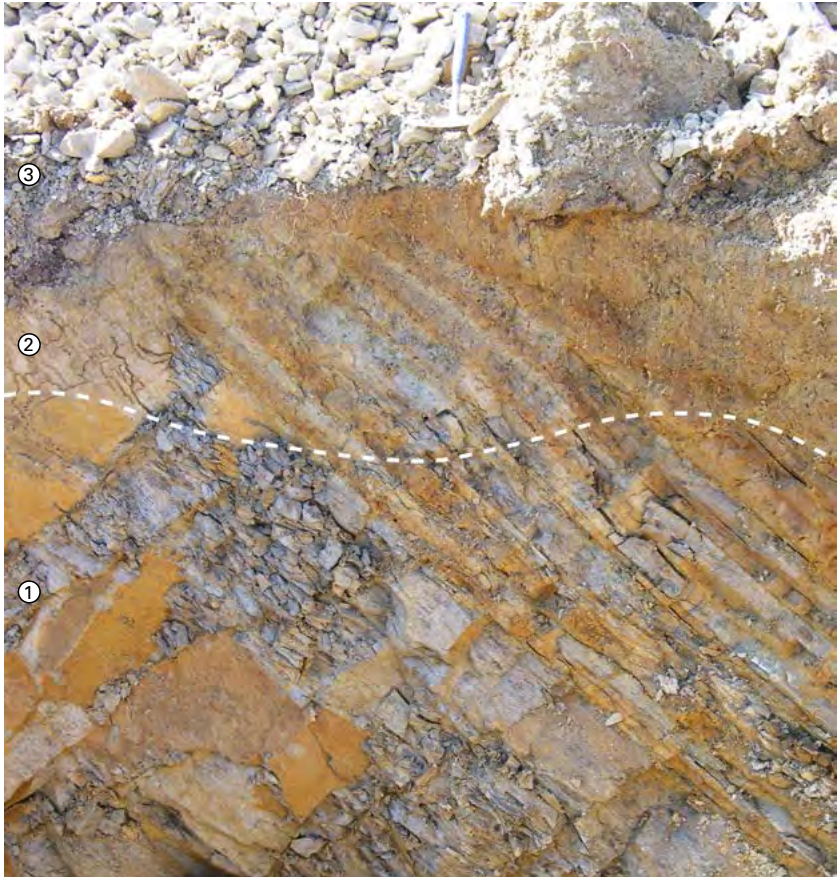


Fig. 7: Alteritbildung im Gurnigelflysch (gestrichelte Linie = Alterationsgrenze). Die Alterite führen Hellglimmer, sind entkalkt und weisen graue bis orange Farbtöne auf. Sie sind in situ durch Entkalkung des ursprünglichen Substrats entstanden, wobei manchmal sogar die Schichtung erhalten blieb. 1 = Gurnigel-Flysch, 2 = Alterit, 3 = Lockergestein

Das Konglomerat enthält eine grosse Diversität an sedimentären und kristallinen Komponenten, von denen man bei TERCIER (1928, S.18ff.) ein Inventar findet. Alter: Maastrichtien (HEKEL 1968). Mächtigkeit: 100–300 m (VAN STUIJVENBERG 1979).

F_{G2a} Flysch 2a (Danien)

Ein einziger Aufschluss, der in stratigraphischem Kontakt mit dem oben erwähnten Aufschluss von La Magnena steht, wird dem Flysch 2a des Gurnigel-Flyschs zugeteilt. Er ist aus Turbiditen zusammengesetzt, die aus geringmächtigen oft glaukonitischen und/oder kieseligen sandigen Bänken (Ölquarzit) und aus grauem, schwarzem oder grünem entkalktem Tonstein bestehen. Diese ca. 100 m mächtige Serie ist als Danien (Nannoplankton-Zonen NP1–NP4) datiert.

F_{G2b} Flysch 2b (Thanétien)

Diese turbiditische, hauptsächlich sandige Abfolge kontrastiert morphologisch mit den weicheren Einheiten im Liegenden. Sie bildet unter anderem den kleinen Geländerücken des Bürglenbergs (Pkt. 1542 m) am westlichen Rand des Kartengebiets. Der für gewöhnlich fein- bis mittelkörnige Sandstein, der sie aufbaut, ist manchmal sehr grobkörnig, ja sogar mikrokonglomeratisch. Er ist oft reich an Glaukonit und ist in 10 cm dicken, amalgamierten Turbiditlagen angeordnet, die mehrere Meter mächtige massive Bänke bilden können. Die Unterseiten der Bänke aus feinkörnigem Sandstein sind reich an Ichnofossilien und Sedimentstrukturen (CRIMES et al. 1981). Der graue, schwarze oder grüne Mergel bis Tonstein, der im Vergleich zum Sandstein deutlich untergeordnet vorkommt, ist im untersten Teil der Einheit karbonatfrei. Mächtigkeit: 150–200 m. Biostratigraphische Zuordnung: Thanétien (NP5–NP8).

F_{G3a} Flysch 3a (Ilerdien)**F_{G3b} Flysch 3b (Cuisien)**

Diese beiden Einheiten bilden den Hauptteil des Südosthangs des Schwybergs. Es handelt sich um eine stark pelitische turbiditische Serie, aufgebaut aus einer Wechsellagerung von fein- bis mittelkörnigem bioklastischem Sandstein mit Nummuliten- und Lithothamnienbruchstücken und grauem Mergel sowie grünem hemipelagischem Tonstein. Im oberen Abschnitt der Serie kommt metermächtiger grobkörniger Kalkarenit vor. Wie auf dem angrenzenden Blatt 1225 Gruyères (PASQUIER 2004) wurde eine Unterscheidung zwischen dem Flysch 3a (F_{G3a}), im unteren Teil noch sandig, dann aber hauptsächlich mergelig (Ilerdien, NP9–NP11) und dem Flysch 3b (F_{G3b}), in dem organogener Sandstein und Mergel wechsellagern (Cuisien, NP12–NP14), vorgenommen. Die Gesamtmächtigkeit dieser beiden Einheiten wird für das Gebiet von Blatt Boltigen auf 500 m geschätzt.

F_{G4} Flysch 4 (Lutétiens)

Diese monotone mergelig-siltige Serie bildet den Geländerücken des Schwybergs. Grauer Mergel mit weisslicher Verwitterungsfarbe, immer kalkig und reich

an Nannoflora, herrscht im Vergleich zum meistens dünnbankigen (2–10 cm) feinkörnigen Sandstein vor. Der grüne hemipelagische Tonstein ist selten. Die Mächtigkeit dieser Serie, wahrscheinlich mehr als 500 m, ist aufgrund zahlreicher Verfaltungen schwierig zu messen. Alter: Lutétien (NP15–NP16).

SAANE-DECKE

Diese Einheit ist in der Château-d'Oex-Synklinalzone und in den Südschenkeln der Antiklinalen der Préalpes médianes plastiques internes aufgeschlossen. Oberhalb der Préalpes médianes rigides (nördlich von Boltigen) ist sie weniger verbreitet. Oberhalb der Brekzien-Decke wurde sie im Gebiet von Atlasblatt Boltigen nicht beobachtet.

F_R **Reidigen-Formation** (Maastrichtien–Danien)

(BUGNON 1995; Série de Reidigen, PAGE 1969, CARON 1972; Flysch des Préalpes médianes, KLAUS 1953; Flysch der Klippen-Decke p.p., FLÜCK 1973)

Dieser Flysch wurde von PAGE (1969) unter dem Begriff Reidigen-Serie beschrieben und von CARON (1972) vom Klippen-Flysch (Cuvigne-Derrey-Formation) und vom Helminthoiden-Flysch (Biot-Formation) abgetrennt. Dieser stellt ihn in eine eigenständige tektonische Einheit, die Saane-Decke. BUGNON (1995) definierte schliesslich formell die Reidigen-Formation, merkte jedoch an, dass östlich von Torgon (Préalpes du Chablais) bessere Aufschlussverhältnisse für ein Typusprofil herrschen als bei Reidigen (Typlokalität).

Im Gegensatz zur Biot-Formation (Helminthoiden-Flysch), die oft regelmässige, mehr oder weniger kontinuierliche Hügel bildet, prägt die Reidigen-Formation die Landschaft auf andere Weise. Ihre unregelmässige, ja sogar chaotische Schichtung (faciès dissociés, dissoziierte Fazies, broken formation) ist für Rutschungen anfällig und bildet sanfte, buckelige Geländeformen, wo Aufschlüsse selten und zerstückelt sind. Es ist somit stellenweise möglich, dass ein Teil der Aufschlüsse dieses Flyschs, die der Saane-Decke zugeordnet wurden, in Wirklichkeit Olistolithe des Coulaytes-Melanges der Klippen-Decke sind. Nach der Interpretation von BUGNON 1995 (S. 118) könnte dies insbesondere im Süden des Soldatenhauses der Fall sein.

Die Reidigen-Formation ist aus vier unterschiedlichen Lithologietypen zusammengesetzt: Konglomerat, Sandstein, Kalk und Schiefer. Das polymikte Konglomerat enthält subangulare (kaum gerundete) Komponenten aus Dolomit (hauptsächlich), Kalk und untergeordnet Chloritschiefer und Glimmerschiefer. Der Sandstein ist kalkig und führt meistens Hellglimmer. Die grössten Sandsteinbänke weisen häufig bemerkenswerte Sohlmarken auf, zum Beispiel Kolkmarken (Flute Casts). Sie erreichen eine Mächtigkeit bis zu 2 m und sind oft amalgamiert. Sie weisen eine braune bis rostrote Verwitterungsfarbe und graue Bruchfarbe auf

und enthalten oft Kohlebruchstücke. Der Kalk hat, wie der helle Kalk der Hellstätt-Formation (Gurnigel-Decke) eine helle Verwitterungsfarbe («Calcaire blond») und eine sehr helle graubeige Bruchfarbe, das heisst, er ist meistens heller als der Kalk der Biot-Formation. Er bildet regelmässige, bis zu 30 cm mächtige Bänke. Fossilspuren (*Chondrites* isp.) sind häufig. Die Schiefer können in zwei Typen unterteilt werden: mergeliger dunkelgrauer Siltit, der sich zu grossen Platten spalten lässt, und dunkelbrauner bis schwarzer Pelit.

Die im Schiefer gefundenen planktonischen Foraminiferen sind teils partiell aufgelöst, teils gut konserviert, was ein Ablagerungsmilieu anzeigt, das im Bereich der CCD (Carbonate Compensation Depth) lag (BOSSY 1998, BRAILLARD 1998). Palynomorphe, Nannofossilien und planktonische Foraminiferen erlaubten es, den Flysch als frühes Maastrichtien bis Danien zu datieren (CARON et al, 1980a; BUGNON 1995).

Die abrupten Korngrössen- und Lithologieänderungen und die «wilde» Erscheinung dieses Flysches scheinen ein Ablagerungsmilieu zu repräsentieren, das stark durch Tektonik beeinflusst wurde. BUGNON (1995) ist der Ansicht, dass die intensive Vermengung teilweise bereits synsedimentär stattfand. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Serie, wahrscheinlich weniger als 200 m, ist schwierig abzuschätzen. Ihre obere und untere Grenze sind tektonisch bedingt.

DRANSES-DECKE

Die Dranses-Decke wird aus zwei Formationen aufgebaut: Die Basis bildet die geringmächtige Chétillon-Formation (BUGNON, 1995), stratigraphisch gefolgt von der Biot-Formation (BUGNON, 1995), die durch ihren Helminthoiden-Flysch charakterisiert ist.

F_C **Chétillon-Formation** (Coniacien–Santonien)

(BUGNON 1993, 1995; Complexe de base, CARON 1972)

Die Chétillon-Formation ist nur an wenigen Orten aufgeschlossen: im Norden des Soldatenhauses (Koord. 2586.53/1158.42), im Nordosten der Berghütte Hinteri Pilarda (Koord. 2589.5/1161.06) sowie bei Waldersmoos (Koord. 2597.47/1166.03). Sie besteht aus buntscheckigem kalkfreiem Pelit mit vorwiegend roter, teils grüner oder beiger Farbe, in die sich kleine Sandkalkbänke einlagern. Diese Sedimente entsprechen distalen Turbiditen. Die detritische Basis der Formation ist in den Préalpes Romandes (Westschweizer Voralpen) nicht vorhanden. Der Übergang zur hangenden Formation ist graduell: der Pelit verschwindet progressiv zu Gunsten mergelig-sandiger Turbiditsequenzen der Basis der Biot-Formation.

Anhand von Nannofossilien und planktonischen Foraminiferen schlägt BUGNON (1993, 1995) ein Alter von Coniacien–Santonien vor. Dieses Alter bestätigt die Annahmen von CARON (1972), weicht aber von den Datierungen von SLACZKA et

al. (1992) und GASINSKI et al. (1997) ab, die den unteren Teil des Complexe de base ins Albien stellen. Nach BUGNON (1995, S. 27) rühren diese Divergenzen daher, dass diese Autoren irrtümlicherweise die dunklen manganhaltigen Lagen des Albiens, die beim Soldatenhaus aufgeschlossen sind, der Chétillon-Formation zugewiesen haben. Diese sind aber nicht in stratigraphischem Verbund mit der Chétillon-Formation, sondern es handelt sich um die Fouyet-Formation (Simmen-Decke), die tatsächlich als Albien datiert ist, jedoch als kleine Linsen im Wildfysch (Coulaytes-Melange) auftritt.

Die grosse chronostratigraphische Spannweite dieser Formation, verglichen mit ihrer geringen Mächtigkeit, bekundet eine verlangsamte Sedimentation. Die Abwesenheit planktonischer kalkiger Foraminiferen im pelagischen Teil der Turbidite zeigt eine Ablagerungstiefe unterhalb der CCD an. Die Mächtigkeit der Formation im Kartengebiet beträgt ca. 20 m. Bei der Typlokalität (Col de Chétillon, Préalpes du Chablais) erreicht sie 55 m.

F_B Biot-Formation (Campanien–Maastrichtien)

(BUGNON 1995; Plättchenfysch p.p., TSCHACHTLI 1941; Plattenfysch p.p., BIERI 1946, KLAUS 1953; Plattenfysch, PAGE 1969; Série du Biot und Fysch à Helminthoides s.s., CARON 1972)

Die Biot-Formation entspricht dem echten Helminthoidenfysch: Sandstein, Kalk und Mergel bilden repetitive Sequenzen, in denen keine der drei Lithologien überwiegt. Der Kalk unterscheidet sich von jenem der Reidigen-Formation durch seine dunklere Tönung (im Bruch) und durch die sehr häufig vorkommenden Helminthoiden (auch wenn diese ebenfalls gelegentlich in der Reidigen-Formation anzutreffen sind). Er ist dünn laminiert oder ohne Sedimentstrukturen. Der feinkörnige Sandstein führt wenig bis keinen Hellglimmer und ist parallel laminiert. Manchmal beobachtet man Wulstschichtung (Convolute Bedding). Konglomeratlagen (Poudingues de Colerin, CARON 1972, BUGNON 1995) sind im Kartengebiet offenbar nicht vorhanden.

Die distalen Turbidite der Biot-Formation bekunden ein abyssales Ablagerungsmilieu, das sehr weit von der Sedimentquelle entfernt lag. Im Gegensatz zum Ablagerungsmilieu der Reidigen-Formation musste es sich um ein stabiles System handeln, das sich während einer grossen Zeitspanne wenig veränderte. Sehr seltene kalkschalige Mikrofauna in den pelagischen Intervallen der Biot-Formation sprechen für eine Ablagerungstiefe knapp oberhalb der CCD, also weniger tief als die der Chétillon-Formation.

Dank planktonischer Foraminiferen konnten zunächst KLAUS (1953) in den Préalpes Romandes und dann CARON (1962) im Chablais die Biot-Formation ins Sénonien stellen. Mit Hilfe von Nannofossilien und Palynomorphen konnte BUGNON (1995) das Alter präzisieren: Campanien–Maastrichtien. Wie es der graduelle Übergang des basalen Pelits der Chétillon-Formation in den Helminthoidenfysch der

Biot-Formation schon vermuten liess, bestätigt diese Datierung die Kontinuität der Sedimentation innerhalb der Decke. Das Alter der gesamten Sedimente der Decke erstreckt sich somit vom Coniacien bis zum Maastrichtien. Im Norden der Gastlosen ist die Biot-Formation ca. 300 m mächtig und im Süden ca. 400 m. Beim Typusprofil von Amelier (Blatt 1246 Zweisimmen) erreicht sie 630 m (BUGNON 1995).

SIMMEN-DECKE

Die Simmen-Decke kommt im Kern der Château-d'Oex-Synklinalzone, unter der überschobenen Bäderhore-Schuppe und etwas weiträumiger in der Jaunpassregion und im Simmental vor, wo sie sukzessive auf der Dranse-Decke, der Brekzien-Decke oder der Klippen-Decke liegt. Früher wurde sie in zwei grössere Einheiten gegliedert: die Manche-Serie (oder Manche-Komplex, WICHT 1984) und den Mocausa-Flysch. Heute wird die heterogene Manche-Serie in drei Einheiten aufgeteilt: an der Basis die Fouyet-Formation (Fouyet-Flysch, CARON 1962, CARON & WEIDMANN 1967), die Manche-Formation (Manche-Flysch, WICHT 1984, Niveau moyen, CARON 1972) und das Tissotta-Melange (PLANCHEREL et al. 2012), das den Gueyras-Komplex enthält (CLÉMENT 1986). Der Gueyras-Komplex repräsentiert die mesozoische pelagische Ante-Flysch-Sequenz der Simmen-Decke.

Darüber befindet sich die Rodomonts-Formation (Mocausa-Flysch, WICHT 1984). Es handelt sich um eine gleichmässige Abfolge von Sandstein (Rodomonts-Sandstein) mit eingelagerten Konglomeratlagen (Mocausa-Gestein, STUDER 1834, Poudingue de la Mocausa, SCHARDT 1887). Die Abfolge wurde von WICHT (1984) unter dem Namen Flysch de la Mocausa zusammengefasst. Die Tatsache, dass das augenfällige Konglomerat selten in der beträchtlichen Masse von Rodomonts-Sandstein vorkommt, bewog PLANCHEREL et al. (2012) dazu, den Formationsnamen Rodomonts-Formation zu begünstigen und die Mocausa-Nagelfluh als Member unterzuordnen. Die Rodomonts-Formation wurde zeitgleich mit der Manche-Formation als deren proximale Fazies abgelagert und in der Späten Kreide auf die Manche-Formation überschoben, was die Bildung des Tissotta-Melanges bzw. des Gueyras-Komplexes zur Folge hatte (WICHT 1984).

Die Simmen-Decke zeigt eine grosse Variabilität, dies sowohl longitudinal von den Préalpes Romandes zu den Préalpes du Chablais als auch transversal von der einen Seite der Gastlosen zur anderen (CARON 1972), was die korrekte Gliederung und die Kartierung erschwert.

Vom morphologischen Gesichtspunkt her ist der basale Kontakt der Decke durch eine Geländekante gekennzeichnet. Wo die Pelite der Fouyet-Formation vorhanden sind, ist das Gelände besonders stark von Rutschungen betroffen. Die Manche- und die Rodomonts-Formation bilden Reliefs mit oft unregelmässigen Abhängen, die mit bewaldeten Weiden bedeckt und mit oberflächlichen Rutschungen übersät sind. Die kalkigen und kieselligen Linsen des Gueyras-Komplexes bilden hingegen markantere Reliefs mit sehr steilen Abhängen, die stellenweise

von kleinen Felswänden durchzogen sind (im Norden und Süden von Boltigen, Brendelspitz, Zimmerböde).

Gueyras-Komplex

(CLÉMENT 1984; Niveau supérieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943, CARON 1972)

Die Kartierung der Gesteine des Gueyras-Komplexes im Südosten und Nordwesten des Kartengebiets wurde u.a. anhand von Karten von BIERI (1964), RABOWSKI (1920) und RENZ (1934) nachvollzogen. Linsen, deren Ausdehnung ca. 10 m nicht übersteigt, wurden nicht kartiert.

Der Gueyras-Komplex ist durch eine Abfolge von vier Lithologien (Filamentkalk, Radiolarit, Aptychenkalk und Foraminiferenschichten) charakterisiert. Diese Abfolge ist nur im Idealfall vollständig. WICHT (1984, S.26) beschreibt den Aufschluss bei La Gueyras (Blatt 1245 Château-d'Oex, vgl. PLANCHEREL et al. 2012) als den besten Ort, an welchem die gesamte Abfolge der vier Lithologien, die dort in einer chaotischen Matrix eingebettet ist, beobachtet werden kann. Seiner Auffassung nach könnte jede der Lithologien in den Rang einer Formation gestellt werden. Sie gelten hier als informelle Formationen. Im Gelände treten die vier Formationen nicht nur in stratigraphischem Verbund als Schuppen oder Olistholithe auf, sondern auch jede für sich als verstreute Einzellinsen oder als Linsen aus Teilabfolgen. CLÉMENT (1986), der sich auf WICHT (1984) beruft, versteht unter dem Gueyras-Komplex im Westen seines Untersuchungsgebiets (westlich des Jaunpasses) die oben genannten Linsen (Olistholithe) zuzüglich einer Matrix, welche aus einer Mischung von Peliten variablen Ursprungs und Alters (?Cénomaniens-?Coniacien) besteht. Im Osten seines Untersuchungsgebiets (östlich des Jaunpasses) zeichnet sich jedoch der Gueyras-Komplex durch grössere, stark tektonisierte Schuppen und die Abwesenheit von Matrix aus. CLÉMENT (1986) spricht von tektonischer Einschuppung. PLANCHEREL et al. (2012) fassen im Westen die Schuppen samt ihrer Matrix als ein Melange (Tissotta-Melange) auf, das neben anderen untergeordnet vorkommenden Linsen vor allem Linsen vom Typ Gueyras-Komplex enthält. Der Wechsel von Melange zu «reinem» Komplex findet in der Region Jaunpass statt.

Die vier Formationen mit ostalpiner-südalpiner Affinität repräsentieren die mesozoische pelagische Ante-Flysch-Sequenz der Simmen-Decke.

C_{fi} Filamentkalk (Aalénien–frühes Callovien)

(CLÉMENT 1986; Calcaires brunâtres tachetés et schistes siliceux, RABOWSKI 1912; Calcaires bruns, PAGE 1969)

Der Filamentkalk ist das älteste Gestein des Gueyras-Komplexes. Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus dunklem Mergel und fleckigem tonig-kieseligem Kalk mit graubrauner Bruchfarbe. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen

2–20 cm. Bioturbation äussert sich als gut sichtbare Flecken auf den glatten und muscheligen Bruchflächen. Wie der Name dieser Einheit bereits impliziert, herrschen Filamente in der Mikrofaunaassoziation vor. Es handelt sich dabei um dünne Schalen von *Bositra buchii* (Roemer), einer opportunistischen kleinen Muschel. Ursprünglich aus Kalzit, sind die Schalen sehr oft verkieselt. CLÉMENT (1986) schlägt anhand von Nannofossilien und Radiolarien ein Alter von Aalénien bis frühem Callovien vor.

R Radiolarit (mittleres Bathonien–Kimméridgien)

Der Übergang des Filamentkalks zum Radiolarit ist graduell. Er ist auf einer Distanz von ca. 10 m durch das mehr oder weniger häufige Auftreten schwarzer oder dunkelgrauer kieseligere Bänke innerhalb des Filamentkalks gekennzeichnet. Die häufigste Lithologie ist grüner glasiger Radiolarit mit häufig gewellter, linsenförmiger oder seltener Parallelschichtung. Schwach kalkiger (bis 30% Kalzit) roter Radiolarit mit glasigen Kieselbändern in der Bankmitte kommt ebenfalls vor. Beim Brendelspitz ändert sich ins Hangende die Farben des Radiolarits graduell von grün zu rot. Er besteht aus stark verfalteten und zerklüfteten, 5–15 cm mächtigen Bänken, die durch tonig-kieseligen Lagen, die die Schichtung unterstreichen, getrennt sind.

Die Basis des Radiolarits scheint nicht in allen von CLÉMENT (1986) untersuchten Profilen synchron zu sein. Radiolarien (bestimmt von P. O. Baumgartner) weisen auf ein Alter von mittlerem Callovien bis mittlerem Tithonien (möglicherweise spätem Tithonien beim Brendelspitz). Die Revision der gleichen Radiolarienfauna veranlasste P. O. Baumgartner (in BILL et al. 2001) dazu, ein Alter von mittlerem Bathonien–Oxfordien vorzuschlagen (bzw. –Kimméridgien bei La Gueyraz, Blatt 1245 Château-d’Oex).

C_A Aptychenkalk (frühes Tithonien–Barrémien)

(CLÉMENT 1986; Biancone, PAGE 1969)

Der Übergang des Radiolarits zum Aptychenkalk erfolgt meist mit scharfer Grenze, stellenweise auch mittels einer 1 m mächtigen Abfolge von rotem bis rosa-farbenem knolligem Kalk. Diese ist unterhalb des Brendelspitz (Koord. 2586.30/1159.10) gut zu beobachten und wurde von CLÉMENT (1986) ins frühe bis mittlere Tithonien datiert.

Der morphologisch prägnante Aptychenkalk ist ein hellgrauer bis beigefarbener mikritischer Kalk mit hellgrauer Verwitterungsfarbe und muscheligem Bruch. Manchmal sind auch Flecken (Bioturbation) zu erkennen. Die Bänke (5–20 cm) sind stark tektonisiert. Fältelung und mit Kalzit gefüllte Risse verwischen oft die Schichtung. Sporadisch tritt linsenförmiger schwarzer Silex auf. Aptychen, die der Einheit ihren Namen geben, sind selten. Südöstlich von Boltigen (Koord. 2598.14/

1163.84) weist FLÜCK (1973, S.64) auf konglomeratische Einschaltungen hin, deren subangulare Komponenten (1–10 cm) aus grünen Radiolariten, schwarzem Cherts und Aptychenkalken bestehen. Diese Einschaltungen werden als kanalisierte proximale Ablagerungen betrachtet.

Auch wenn der Aptychenkalk einen viel interneren paläogeographischen Ursprung (ostalpin–südalpin, Südrand der Tethys) aufweist, ist es dennoch interessant, diese Fazies mit der des plattigen Kalkes der Sciernes-d'Albeuve-Formation (Frühe Kreide) der Préalpes médianes plastiques zu vergleichen. Der Aptychenkalk weist eine hellere Tönung auf, enthält keine pelitischen Lagen und weist weniger und diffusere Flecken auf. Der Aufschluss von mikritischem Kalk bei Büel entlang der Kantonalstrasse östlich von Jaun (Koord. 2589.40/1162.03) wurde dem Gueyras-Komplex (Aptychenkalk und Foraminiferenschichten) und nicht den Préalpes médianes zugeordnet, wie dies schon TERCIER et al. (1945) beabsichtigten. BOSSY (1998) bestätigt aufgrund der Mikrofazies diese Zuweisung.

C_F Foraminiferenschichten (Barrémien–Cénomanien)

(Couches à foraminifères, CLÉMENT 1986)

Die Foraminiferenschichten repräsentieren die jüngsten Sedimente des Gueyras-Komplexes. Trotz weiter Verbreitung sind gute Aufschlüsse wegen der hauptsächlich tonigen Lithologien dieser Schichten selten. Entlang der Jaunpass-Strasse können die Foraminiferenschichten jedoch bequem beobachtet werden. Sie bestehen aus mehr oder weniger tonigem, seltener kieseligem Kalk, der mit schiefrigem Mergel wechsellagert. Sowohl Kalk als auch Mergel können grünlich beige, grauschwarze und seltener rötliche Farbe aufweisen. Foraminiferen sind nur in den sehr kalkigen Lagen sichtbar. Die Schichtung (mit Bänken von 2–30 cm) ist nur selten sichtbar und zwar nur dort, wo die Schieferung nicht zu stark ausgeprägt ist. Der von PAGE (1969) auf seiner Karte eingezeichnete Aufschluss von Foraminiferenschichten südlich des Brendelspitz wurde nicht wiedergefunden.

Im Simmental und in der Jaunpassregion enthalten die Foraminiferenschichten häufig eingeschaltete Horizonte von Spatkalk mit Seelilienbruchstücken und dolomitischen Elementen. Es sind Turbidite aus neritischem, von der Karbonatplattform stammendem Material, die als spätes Albien–frühes Cénomanien datiert sind (CLÉMENT 1986, S. 52 u. 102). Es handelt sich um «Brèches calcaires fines à *Orbitolina conica*» des Cénomaniens (RABOWSKI 1912, 1920). Auch wenn sie wegen ihrer geringen Ausdehnung nicht kartiert wurden, treten sie an mehreren Stellen auf: beim Jaunpass (Koord. 2592.676/1160.099, 2592.788/1160.094), sowie südlich von Rossberg an der Alpstrasse, die von Schönebode nach Stützi führt (Koord. 2600.690/1164.550, 2600.930/1164.700, 2601.015/1164.740).

Aufgrund von zwei Aufschlüssen, der eine im Gschwändgrabe (Koord. 2597.00/1163.56/1020 m) und der andere am Fussweg, der zur Berghütte Underi Halte führt (Koord. 2595.80/1161.28/990 m), schlagen CLÉMENT (1986, S. 5 ff.),

WEGMÜLLER (1953, S. 99ff.) und WICHT (1984, S. 27) vor, dass die Foraminiferenschichten stratigraphisch in die Manche-Formation übergehen. Dieser Ansicht wurde auf der Karte nicht Rechnung getragen, da der Aufschluss im Gschwändgrabe deutliche Anzeichen von tektonischer Zerrüttung aufweist und jener von Uneri Halte versackt ist.

CLÉMENT (1986, S. 59ff.) beschreibt östlich des Jaunpasses zahlreiche Filamentkalk-, Radiolarit- und Aptychenkalkblöcke, die von Foraminiferenschichten umgeben sind. Die Foraminiferenschichten übernahmen in diesem Fall die Rolle einer Matrix. Er formuliert die Hypothese, dass die gegen Ende der Sedimentationsperiode der Foraminiferenschichten (Albien–Cénomanien) eingelagerten Blöcke «Vorläufer» der Olistholithe des Gueyras-Komplexes darstellen würden. Der Aufschluss bei Zimmerböde (Koord. 2594.13/1158.67) mit bis zu 1 m grossen Olistholithen in wenig gestörten Foraminiferenschichten scheint die Hypothese einer sedimentären Einlagerung zu untermauern. Vielerorts darf aber tektonische Einschuppung nicht ausser Acht gelassen werden, wenn man die grosse tektonische Komplexität mit zahlreichen Verdoppelungen betrachtet. Der Bau der Alpstrasse zwischen Schönebode und Stützli (ab Koord. 2600.53/1164.26) brachte neue Aufschlüsse an den Tag, deren detaillierte Untersuchung neue Erkenntnisse in Bezug auf diese Problematik liefern. Beides könnte möglich sein: eine frühe Olistholith-Bildungsphase, vom späten Albien an, gefolgt von einer tektonosedimentären Phase ab dem mittleren Cénomanien.

F_F Fouyet-Formation (Albien)

(PLANCHEREL et al. 2012 ; Flysch du Fouyet, WICHT 1984; Niveau inférieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943; Roter Flysch p.p., TSCHACHTLI 1941, BIERI 1964; Série du Fouyet, CARON 1962)

Die Fouyet-Formation ist hauptsächlich südöstlich des Bäderhore, bei Schwarzenmatt und nahe bei Weissenburgbad aufgeschlossen. Sie ist wahrscheinlich auch in der Château-d'Oex-Synklinalzone westlich der Berghütte Musersbergli (Koord. 2587.60/1160.57, BRAILLARD 1998, S. 70) vorhanden. Sie wird als stratigraphische Basis der Manche-Formation betrachtet und ist durch vorherrschende dunkle, rote oder grüne pelitische Lagen (Tonstein) mit Einschaltungen von mehr oder weniger linsenförmigem feinkörnigem Konglomerat und grünlichem feinkörnigem stark kieseligem Sandstein (vom Typ «Ölquarzit») charakterisiert. Typisch für diese Formation sind sowohl oft stark verwitterte sehr dicke grüne und massive mittelkörnige und Sandsteinbänke, als auch siltige Linsen mit charakteristischem Manganglanz.

Im Gebiet von Blatt Boltigen wurden nur die Abfolgen, die der obigen Beschreibung entsprechen, unter der Bezeichnung Fouyet-Formation kartiert. Der bunte kalkige Siltit mit manchmal roten und orangen Farbtönen, der dünne tekto-

nisierte Bänke bildet und von BIERI (1964) im Trogsitegrabe, Sitegrabe und Leiteigrabe (nordöstlich des Jaunpasses) unter der Bezeichnung «Roter Flysch» kartiert wurde, wurde der Manche-Formation zugeordnet.

Bezüglich des von WICHT (1984, S. 20) vorgeschlagenen und von CARON et al. (1989) übernommenen Alters von Cénomaniens – Turonien bestehen Vorbehalte. Es beruht auf einigen wenigen planktonischen Foraminiferen und Nannofossilien in schlecht erhaltenem Zustand, die von zwei lokalen Aufschlüssen mit nicht eindeutiger tektonischer Zuordnung stammen: der Aufschluss Gobetta (Blatt 1245 Château-d'Oex) und der Aufschluss Spitzenegg (Koord. 2591.46/1160.27). Der Aufschluss Spitzenegg ist zu klein, um auf der Karte eingezeichnet zu werden, und er liegt praktisch auf der Verwerfung, die die Biot-Formation (Dranses-Decke) in Kontakt mit der Manche-Formation bringt. Das von CARON & WEIDMANN (1967) im Chablais ursprünglich vorgeschlagene Albien-Alter ist folglich wahrscheinlicher; eine Diachronie der Fouyet-Formation zwischen den Préalpes du Chablais und den Préalpes Romandes (DAPPLES 1998, S. 65) würde somit nicht bestehen.

F_M Manche-Formation (Turonien – Santonien)

(Flysch de la Manche, WICHT 1984; Niveau moyen de la Série de la Manche, CAMPANA 1943, CARON 1972; Série grésoschisteuse, KLAUS 1953; Puntel-Serie, FLÜCK 1973)

Die Manche-Formation ist im Kartengebiet weit verbreitet, dies sowohl auf der linken (Jaunpass, Weissenbach) als auch auf der rechten (Pfaffenried, Puntel) Seite der Simme. Nördlich der Gastlosen ist sie nicht vorhanden. Sie besteht überwiegend aus einer Wechsellagerung aus Sandstein, Siltit und schwarzem Pelit. Der Sandstein ist feinkörnig, sehr quarzreich, fast quarzitisch. Er ist immer sehr hart, weist eine graublaue Bruchfarbe und eine dunkelgraue oder braungelbe Verwitterungsfarbe auf. Innerhalb der Bänke ist Schrägschichtung häufig. Der dunkelgraue bis schwarze kalkige Siltit bildet dünne Plättchen. Häufig findet man auch Bänke aus schwarzem Kieselkalk oder dolomitischen Kalk mit gelboranger Verwitterungsfarbe. FLÜCK (1973) beschreibt bei Puntel Lagen aus Geröllmergel mit bis zu dezimetergrossen Kalk- und Radiolaritkomponenten. Eine etwas feinkörnigere Variante wurde auch im Eygrabe im Bachbett nördlich von Loueli gefunden.

Die Manche-Formation ist ziemlich stark tektonisiert. Dies erkennt man an den unregelmässig verscherten, schwarzen Pelitlagen und an den häufig vorkommenden Scharnieren isoklinaler Falten. Die Sandsteinbänke sind ebenfalls unregelmässig und dünnen seitlich oft aus. Es ist nicht immer möglich, ihre Geometrie eindeutig einem sedimentären oder tektonischen Prozess zuzuweisen. Die grosse Mächtigkeit (>500 m) der Manche-Formation ist teilweise das Resultat zahlreicher Kleinfalten und Verdoppelungen, die durch Überschiebungen entstanden. Das Alter der Manche-Formation wird als Turonien bis Santonien oder bis frühes

Campanien angegeben. Widersprüchliche publizierte Daten (FLÜCK 1973, WICHT 1984) machen jedoch zusätzliche Untersuchungen nötig.

In der Manche-Formation kommen gelegentlich isolierte Olistholithe vom Typ Gueyrax-Komplex vor, dies zum Beispiel bei Reidenbach, wo kleinere Olistholithe aufgeschlossen sind: Radiolarit (Koord. 2595.26/1162.88), Aptychenalk (Koord. 2596.01/1163.98) und Kieselkalk (Koord. 2595.10/1163.50). Letzterer wurde aufgrund seiner geringen Ausdehnung (<5 m) nicht auf die geologische Karte übertragen, wie auch die kleineren Vorkommen auf der linken und rechten Uferseite der Simme im Osten von Pfaffenried (Koord. 2598.60/1166.00).

Die Kalklinsen auf dem Puntelgrat (Koord. 2602.00/1164.20) wurden im Einklang mit FLÜCK (1973, S. 37ff.) als Foraminiferenschichten-Olistholithe, die in der Manche-Formation eingeschlossen sind, interpretiert. CLÉMENT (1986, S. 51f.) schlägt vor, dass diese Foraminiferenschichten Reste des ehemaligen Substrats der Manche-Formation darstellen, die konkordant mit ihr verfaltet und eingeschuppt wurden.

Andere lithologische Typen, die als in die Manche-Formation eingebettete Olistholithe interpretiert werden (die allerdings zu klein sind, um sie auf der Karte festzuhalten), sind: eine Linse aus einer monomikten Brekzie mit Komponenten aus einem grauen «verkitteten» Kalk und eine Linse aus graubraunem bis orangem Sandstein, die im Graben bei Sandelei (Koord. 2589.96/1158.21) aufgeschlossen sind. Es sind Besonderheiten, von denen sich in der Literatur keine gesicherten Äquivalente finden lassen, ausser vielleicht der Weissenburg-Flysch.

Weissenburg-Flysch

Der Weissenburg-Flysch (TSCHACHTLI 1941) besteht aus folgenden Lithologien: fein- bis mittelkörniges karbonatreiches Konglomerat, kalk- und dolomitreicher Sandstein und, untergeordnet, Mergel sowie Kalk, der jenem der Foraminiferenschichten ähnelt. Die Bankmächtigkeiten betragen 10–40 cm, Werte >1 m und mehr bilden die Ausnahme. Das Konglomerat enthält neben Dolomiten, schwarzen, grünen und roten Radiolarite, diverse Kalkgerölle (Aptychenkalk, Calpionellenkalk) und selten Ophiolithe. Es finden sich darin auch regelmässig verteilte schwarze Tonpartikel. Die Komponenten sind meist gut gerundet, aber auch brekziös ausgebildete Konglomerate kommen vor. Der fein- bis mittelkörnige und selten grobkörnige Sandstein ist stark dolomitisch, was zu einer auffallenden ockergelben Verwitterungsfarbe führt. Der Mergel kann kieselig (graugrün) oder tonig (braun-ockerfarben) sein. Er zeigt eine klare Schichtung mit unterschiedlich dicken, aber gut definierten Bänken.

Aufschlüsse von Weissenburg-Flysch verlaufen in einer schmalen Zone, die von Osten her von Latterbach (Blatt 1227 Niesen) über Erlenbach und Weissenburg bei Herrenacher (Koord. 2602.4/1167.45) ins Kartengebiet zieht. In der Verlängerung dieser Zone bildet er auf der rechten Talseite der Simme bei Weiher (Koord.

2601.75/1167.28) einen kleinen Hügelrücken. Weitere Hügel in westlicher Richtung lassen noch mehr Aufschlüsse dieses Flyschs vermuten. Beweis dafür erhält man jedoch erst bei Lee (Koord. 2599.820/1166.180), wo beim Bau einer Scheune die brekziöse Variante des Flyschs zum Vorschein kam. FLÜCK (1973, S. 44) wie auch WICHT (1984, S. 25) beschreiben auch ein Vorkommen im Mättelegrabe (zw. 820 und 850 m ü. M.), der südlich von Oberwil in die Simme mündet. Weitere Vorkommen beobachtet man bei Boltigen (Koord. 2596.20/1164.22), im Wysebachgrabe östlich des Jaunpasses und besonders gut im Haltensteinbruch (südwestlich von Eschiegg, Koord. 2594.05/1161.37). WICHT (1984, S. 24f.) verlängert die von FLÜCK (1973) bis zum Jaunpass kartierte Weissenburg-Flysch-Zone gegen Südwesten über die Nordflanke des Hundsrügg ins Grischbachtal (Blatt 1246 Zweisimmen) und sogar bis Rougemont (Blatt 1245 Château-d'Oex). Folgt man seiner eher vagen Beschreibung, können folgende Vorkommen ausfindig gemacht werden: Stiereberg (Koord. 259.51/1159.50), Zaaggisbode (Koord. 2590.50/ 1159.04) und Sandelei (Koord. 2590.04/1158.18). Zwei weitere Aufschlüsse von Weissenburg-Flysch wurden von W. Flück mitgeteilt: Koord. 2595.000/1160.220, 2595.000/1160.850. Alter: anhand von planktonischen Foraminiferen datiert FLÜCK (1973) den Weissenburg-Flysch als spätes Turonien–Santonien.

Lamperehubel-Sandstein

Der Lamperehubel-Sandstein (FLÜCK 1973) ist eine besondere Fazies in der Manche-Formation. Der Aufschluss befindet sich nördlich des Lamperenhubels (Koord. 2600.85/1166.00).

Es handelt sich um dickbankigen, verwitterten Sandstein mit entkalkter, rostbrauner Oberfläche, die löcherig aussieht, ähnlich einer Rauwacke. Die Bruchfläche zeigt jedoch einen graublauen, schlierigen, kalkigen Sandstein mit kleinen gelben dolomitischen Komponenten. FLÜCK (1973, S. 55) beschreibt den Lamperehubel-Sandstein im Dünnschliff als «[...] ein detritisches Gemisch mit viel Calzit- und vereinzelt grossen Dolomitkomponenten neben dem siliciklastischen Anteil [...]». Die Genese dieses Sandsteins ist noch unklar. Alter: FLÜCK (1973) stellte aufgrund von planktonischen Foraminiferen Albien fest. Dieses Alter und die Tatsache, dass der Lamperehubel-Sandstein keinerlei Flyschmerkmale aufweist, bewog FLÜCK (1973) dazu, ihn als Schuppe oder Olistholith zu deuten.

f_{WT} **Tissotta-Melange (Santonien)**

(PLANCHEREL et al. 2012; Complexe de la Gueyras, CLÉMENT 1986; Niveau supérieur de la Série de la Manche, CAMPANA 1943, CARON 1972).

Dieses tektonosedimentäre Melange liegt auf der Manche-Formation und enthält meter- bis kilometergrosse Elemente (Olistholithe und Schuppen) vom Typ Gueyras-Komplex (s.o.) in einer tonig-kieseligen Matrix. Von Westen her

reicht das Melange bis kurz nach dem Jaunpass und geht dann durch Matrixausdünnung in den Gueyras-Komplex (CLÉMENT 1986) über. Die Matrix des Tissotta-Melanges ist aufgrund ihrer tonig-kieseligen Natur nur selten aufgeschlossen. Sie kann mit den Foraminiferenschichten, wenn diese verwittert und entkalkt sind (CLÉMENT 1986, S. 67), oder mit der Fouyet-Formation, mit der sie farbliche Merkmale gemeinsam hat (WICHT 1984, S. 27), verwechselt werden. Beim Jaunpass erlaubt das Vorhandensein der sandigeren Manche-Formation zwischen der Fouyet-Formation und der Matrix des Tissotta-Melanges ihre Abgrenzung. Die Manche-Formation fehlt jedoch in der Château-d'Oex-Synklinalzone. Die wenigen aufgeschlossenen Zonen mit tonig-kieseligem Gestein um die kleinen Olistholithe in der Gegend der Brendelspitz wurden der Matrix des Tissotta-Melanges zugeordnet.

Das Alter dieser Matrix ist unsicher: mittleres Cénomaniens bis frühestes Turonien (CLÉMENT 1986) oder sogar Coniacien (WICHT 1984). Da der Weissenburg-Flysch in der Manche-Formation von FLÜCK (1973) ins späte Cénomaniens-Santonien datiert wird, wurde hier für das Tissotta-Melange ein Santonien-Alter und jünger angenommen. Es handelt sich also um ein Melange innerhalb der Simmen-Decke (Intra-Simme-Melange), das die frühe Platznahme (in der Späten Kreide) der Rodomonts-Formation auf sein distales Äquivalent, die Manche-Formation, kennzeichnet. Die Rodomonts-Formation schleppte dabei Teile des mesozoischen Substrats mit, die sich nun im Tissotta-Melange in Form von verstreuten Linsen oder im Gueyras-Komplex in Form von tektonisierten Schuppen aus mehr oder weniger kontinuierlichen Abfolgen wiederfinden.

F_{Ro} Rodomonts-Formation (mittleres Turonien – mittleres Coniacien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Flysch de la Mocausa, WICHT 1984; Série de la Mocausa, CAMPANA 1943, KLAUS 1953, CARON 1972, FLÜCK 1973)

Die Rodomonts-Formation kommt in der Château-d'Oex-Synklinalzone, unter der Bäderhore-Schuppe und etwas ausgedehnter auch südlich und südwestlich des Jaunpasses vor. Am mächtigsten ausgebildet ist sie am Hundsrügg und bei Rodomonts (Blatt 1245 Château-d'Oex). Wie in der Einführung zur Simmen-Decke erwähnt, bevorzugen PLANCHEREL et al. (2012) für die Benennung der Formation die Typlokalität Rodomonts gegenüber Mocausa, da die Mocausa-Nagelfluh in dieser Formation untergeordnet vorkommt.

Die Gesteine der Rodomonts-Formation stellen eine ins Hangende grobkörniger werdende Wechsellagerung von Sandstein, Mergel und Konglomerat (Mocausa-Nagelfluh) dar. Der Sandstein ist kalkig und weist eine graublau oder grünliche Bruchfarbe und beigeorange Verwitterungsfarbe auf. Er führt manchmal Hellglimmer und weist oft Kohlebruchstücke in der Feinfraktion und grössere Stücke auf den Schichtflächen auf. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 0.5 und 2 cm im unteren Teil und 10–20 cm im oberen Teil. Sie erreichen seltener

30–70 cm. Der Mergel ist schwarzgrau oder graugrün, hauchdünn laminiert und stets siltig oder sandig. Dünne Dolomitarenitbänke mit gelboranger Verwitterungsfarbe, seltene helle Kalkmikritbänke und ockerfarbener toniger Mergel mit sehr dünnen Siltit- und Feinsandlagen kommen innerhalb der Wechsellagerung ebenfalls vor.

Die *Mocausa-Nagelfluh*, die östlich des Brendelspitz, nordwestlich des Bäderhore und südlich des Lamperehubels (FLÜCK 1973) aufgeschlossen ist, stellt die markanteste Lithologie der Rodomonts-Formation dar. Es handelt sich dabei um ein polymiktes Konglomerat mit Bankmächtigkeiten bis zu mehreren Metern. Es ist korn- oder matrixgestützt, wobei dann die Elemente in einer tonig-kieseligen Matrix schwimmen. Diese bestehen hauptsächlich aus Sedimentgesteinen (Dolomit, verschiedene Kalke, Radiolarite, Silexe, Sandsteine), zu denen sich selten Ophiolith- und saure Kristallingerölle gesellen (ELTER et al., 1966).

Der Begriff *Mocausa* entspricht dem ehemaligen Namen des Chalet de la Verda, das südlich vom Gros Mont liegt (Blatt 1245 Château-d'Oex). In dieser Gegend liegen proximale Ablagerungen der Rodomont-Formation vor, die *Mocausa-Nagelfluh* ist dort deshalb gut ausgebildet. Weiter südlich herrschen allerdings feinkörnigere Fazies vor, die *Mocausa-Nagelfluh* weist nur noch geringe Bankmächtigkeiten (max. 50 cm) auf und ist, wie die restlichen Sedimente, feinkörniger ausgebildet. Dies ist auch bei den Gesteinen im Eygrabe südlich des Lamperehubels (Koord. 2601.95/1166.06) der Fall. Sie wurden im Sinne von FLÜCK (1973) der Rodomonts-Formation zugeordnet, obschon sie hier etwas feinkörniger ausgebildet sind und weniger Lagen von *Mocausa-Nagelfluh* enthalten. Kohlebruchstücke auf den Schichtflächen und Sandstein mit beigeorangenen Verwitterungsfarben sprechen für diese Zuordnung.

Anhand planktonischer Foraminiferen und Nannofossilien kann der Rodomonts-Formation ein Alter von mittlerem Turonien bis spätem Coniacien zugeteilt werden.

Sedimentologische Untersuchungen der Rodomonts-Formation (WICHT 1984) erlaubten es, zwei Faziesassoziationen zu unterscheiden. Die erste beinhaltet proximale kanalisierte Abfolgen, bei der Konglomerat- und massive Sandsteinlagen als Rinnenfüllungen vorherrschen und die mit Spill-over-Pelit und mit sandig-pelitischen Zwischenrinnenablagerungen assoziiert sind. Die zweite Sequenz beinhaltet unkanalisierte Fazies des Fächers. Sie ist bezüglich der Ersteren SSE gelegen und zeigt vorherrschend sandig-pelitische Hangfussablagerungen. Paläoströmungsrichtungen weisen auf eine Sedimentzufuhr aus NNW in Richtung SSE hin. Fazies- und Altersanalogien zwischen den nicht kanalisierten Lithologien der Rodomonts-Formation und den Sedimenten der Manche-Formation zeigen, dass die Rodomonts-Formation distal in die Manche-Formation übergang (WICHT 1984). Der Weissenburg-Flysch lagerte sich in dieses Becken ein, allerdings mit einer Sedimentzufuhr aus östlicher Richtung. Diese Flysche wurden sich oberhalb der CCD abgelagert (WICHT 1984).

GETS-DECKE

Gestützt auf die Korrelation mit Aufschlüssen dieser Decke in den Préalpes du Chablais, die CARON & WEIDMANN (1967) beschrieben und untersucht haben, schlägt CARON (1972) für die Préalpes Romandes eine Gliederung in zwei Serien vor: unten die Série des Perrières (heute Perrières-Formation) und oben die Série du Hundsrück (heute Hundsrügg-Formation), die von CARON et al. (1980b) Flysch du Hundsrück genannt wurde. In der Perrières-Formation kommen Ophiolith-Linsen vor. Nach CARON (1972) gehören die meisten – wenn nicht alle – Ophiolith-Linsen der Voralpen zur Gets-Decke.

F_p Perrières-Formation (Turonien – frühes Coniacien?)

(PLANCHEREL et al. 2012, Série des Perrières, CARON 1972; Basis-Serie und Unterer Hundsrück-Flysch p.p., FLÜCK 1973)

Es handelt sich um eine komplexe Formation, die drei Hauptglieder umfasst, deren Verteilung und Zusammenhang noch nicht ganz geklärt sind:

1. Eine Basisserie (FLÜCK 1973), bestehend aus einer mehr oder weniger unzusammenhängenden Masse (Melange) aus schwarzem, rotem, bläulich-grünem oder grauem Tonstein mit linsig eingelagertem Siltit mit Mangankrusten, feinkörnigem Kalk (Faziestyp argilloscisti oder argilles a palombini der italienischen Autoren), Ophiolith und untergeordnet Radiolarit, Konglomerat und buntem kieseligem Schiefer. Sie ist meistens schlecht aufgeschlossen. Zwei Aufschlüsse von feinkörnigem Kalk bestehen bei Chilmoos (Koord. 2592.40/1159.50 und 2591.90/1159.51). Anhand von planktonischen Foraminiferen datiert FLÜCK (1973) den feinkörnigen Kalk als spätes Cénomaniens – frühes Turonien, womit der Serie ein Alter von Turonien oder jünger zugeschrieben werden kann.

2. Eine gut geschichtete Abfolge, aufgebaut aus sandigem oder sandig-schiefrigem Flysch mit Spurenfossilien und stellenweise mit seitlich ausdünnenden Lagen aus polymiktem Konglomerat (Nagelfluh). Der teilweise stark verwitterte graue fein- bis mittelkörnige Sandstein weist eine rostbraune Verwitterungsfarbe auf. Er ist ausserordentlich glimmerreich und sein Karbonatgehalt ist sehr gering. Gute Aufschlüsse beobachtet man im Chilmoos (Koord. 2592.27/1159.69) oder an der Alpstrasse nach Toffelsweid oder Oberenegg Läger (Koord. 2592.00/1159.13).

3. Eine Abfolge von hauptsächlich schiefrigem Flysch mit Satinglanz (Anchimetamorphismus). Mehrere kleine Aufschlüsse in der Gegend von Toffelsweid (Koord. 2592.18/1158.78, 2592.44/1158.16) könnten diesem Flysch zugeordnet werden.

Detaillierte Beschreibungen dieser drei Abfolgen findet man bei CARON & WEIDMANN (1967), PLANCHEREL (1998, S. 63) und FLÜCK (1973), wobei die gut geschichtete Abfolge (s.o.) dem Unteren Hundsrück-Flysch von FLÜCK (1973) gleichzusetzen ist. Als Obergrenze der Perrières-Formation wurde der sehr

dünngeschichtete braune bis schwarze Pelit gewählt, der die kleine Geländeterasse bildet, auf der die Berghütten von Oberenegg Läger stehen.

O Ophiolith

Die Ophiolith-Linsen des Jaunpasses (Koord. 2592.20/1159.20) wurden von RABOWSKI (1912) als Roches éruptives basiques (basische Eruptivgesteine) kartiert, dann vom selben Autor (1920, S. 120) als Brekzien mit Elementen aus Kristallin-, Eruptiv- und Sedimentgesteinen beschrieben. GRUNAU (1945, 1946) kartierte diese Ophiolithe im Detail und lieferte zugleich eine mineralogische und chemische Studie. Sowohl Rabowski als auch Grunau ordneten diese Grüngesteine der Simmen-Decke zu. JAFFÉ (1955, S. 141) diskutiert die Zugehörigkeit der ophiolithischen Brekzien des Jaunpasses, von denen er meint: «[Sie...] geistern in gewisser Weise durch die Voralpen-Geologie, seitdem sie von RABOWSKI (1920) ziemlich willkürlich dem Kristallin der Simmen-Decke zugewiesen wurden.» Für ihn gehören sie zu einer Decke oberhalb der Brekzien-Decke und der Simmen-Decke. SALIMI (1965) erstellt eine detaillierte Karte der Ophiolithe und unterteilt sie in zwei Typen: stratiforme polymikte Brekzie unten und nahezu monomikte (spilitische) Brekzie oben. Erstere enthält ca. 10% saure Kristallinkomponenten (Granit, Gneis) und Komponenten verschiedener Sedimentgesteine, die nicht mit denen der Simmen-Decke übereinstimmen. Die Ophiolith führenden Schichten stehen zu den Gesteinen der Simmen-Decke in diskordanter Lage, ja fast rechtwinklig dazu. Zusätzlich zeigt die Polarität der Lavakissen (konvexe Seite nach unten) in den monomikten Brekzien, dass die Serie invers liegt. Aus diesen Gründen gehören für SALIMI (1965) diese Ophiolithe und der dazugehörige Fels nicht zur Simmen-Decke. Er äussert sich jedoch nicht deutlich über ihre Zugehörigkeit zur Brekzien-Decke oder zur «Ophiolith-Decke» von JAFFÉ (1955).

Eine radiometrische U/Pb-Datierung an Zirkonen eines granitischen Komponenten der ophiolithischen Brekzie des Jaunpasses lieferte ein Alter von 340 ± 20 Ma (Frühes Karbon), was zeigt, dass dieser Granit zum herzynischen Zyklus gehört (SALIMI 1965). Leider wurde an den Ophiolithen des Jaunpasses keine Datierung durchgeführt. Hingegen waren die Ophiolithe in der Gegend von Les Gets Gegenstand mehrerer Datierungsversuche (BERTRAND 1970, BERTRAND & DELALOYE 1976, FONTIGNIE et al. 1982), von denen die jüngsten und die wahrscheinlichsten (BILL et al. 1997) ein Alter von 166 ± 1 Ma lieferten. Dieses radiometrische Alter stimmt sehr gut mit der biostratigraphischen Datierung der Radiolarite, die mit den Ophiolithen der Gets-Decke (im Chablais, aber auch in den Préalpes Romandes im Gebiet des benachbarten Blattes 1246 Zweisimmen) assoziiert sind, überein. Die Datierungen ergeben für die ältesten Radiolarienansammlungen ein Bathonien-Alter (O'DOHERTY et al. 2006). Es handelt sich hierbei um die zwei höchsten aktuell verfügbaren Alter der ozeanischen Kruste des ligurisch-piemontesischen Ozeans.

F_H Hundsrügg-Formation (spätes Coniacien–frühes Campanien)

(PLANCHEREL et al. 2012; Série du Hundsrück, CARON 1972; FLYSCH du Hundsrück CARON et al. 1980a; Oberer Hundsrück-Flysch, FLÜCK 1973)

Im Süden des Kartengebiets ist ein kleiner Zipfel der sandigen bis konglomeratischen Hundsrügg-Formation (Hundsrück-Flyschs, CARON et al. 1980a) aufgeschlossen (Koord. 2591.56/1158.01). Im Gebiet des südlich angrenzenden Blattes Zweisimmen kann sie gut beobachtet werden. Sie besteht aus sehr dickbankigem (mehrere Meter) massigem grobem Sandstein, der meistens in einer sandigen Matrix verteilte, manchmal konglomeratische Lagen bildende Gerölle enthält. Als Komponenten finden sich in abnehmender Reihenfolge Dolomite, diverse Kalke, Silexe, Radiolarite, Tonschiefer, Sandsteine, Granitgneise, Gneise, Helglimmerschiefer, Quarzite und Ophiolithe (ELTER et al. 1966, FLÜCK 1973). Zahlreiche und grosse Belastungs- und Strömungsmarken sind an den Unterflächen der mächtigen Konglomerat- und Sandsteinbänke erkennbar. Oft beobachtet man auch Slumps und lateral ausdünnende Erosionsrinnen sowie bankinterne Wulst- und Rippelschichtung. Anhand von Nannofossilien und planktonischen Foraminiferen (FLÜCK 1973, CARON et al. 1980a) wird der Hundsrügg-Formation ein Alter von spätem Coniacien bis frühem Campanien zugeteilt.

QUARTÄR

Das Quartär des Kartengebiets zog bereits 1885 die Aufmerksamkeit von GILLIÉRON, dann von NUSSBAUM (1906), GENGE (1955), ZIENERT (1974) und HANTKE (1972, 1980) auf sich.

Pleistozän

(?Frühes–) Mittleres Pleistozän

Bei einer Grabung im Ranggiloch (Koord. 2592.375/1164.925/1845 m) südlich des Walopsees wurden allochthone Gerölle in einem gelblichen kompakten Lehm entdeckt (ANDRIST et al. 1964) und als Reste der Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) interpretiert. Ein Grossteil (75%) der Elemente wies abgestumpfte Kanten auf, die restlichen waren entweder eckig (15%) oder gerundet (10%). Es konnten folgende Lithologien identifiziert werden: Couches Rouges, Flyschsandstein, ein Grüngestein, weisser Silex, ein hellgrauer Quarzit und Grünschiefer. Solche allochthonen Elemente kommen auch weiter östlich in anderen Karsthöhlen des Simmentals und bis zu den Sieben Hengsten (östlich von Thun) in Höhenlagen zwischen 1550 m und 1850 m vor (GNÄGI 2008). Einige von ihnen könnten von den Préalpes supérieures stammen, andere stammen zweifelsfrei aus den penninischen und austroalpinen Decken des Wallis. Wichtig dabei ist, dass jegliche Leitgesteine aus dem Unterwallis fehlen. Dies impliziert einen glazialen Transport via eine oder mehrere Gletschertransfluenz(en), die sich, im ?Frühen–Mittleren Pleistozän, zwischen der Depression von Rawil und Col des Mosses befand(en). Die verschiedenen in Betracht gezogenen Szenarien werden in ANDRIST et al. (1964, S. 16f.), GNÄGI (2008) und GNÄGI & SCHLÜCHTER (2012) diskutiert.

Spätes Pleistozän

Drei im Kartengebiet vorhandene wichtige Fossilfundstellen, die der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) zugesprochen werden, sind erforscht worden: das Bärenloch (Koord. 2587.840/1165.620) im Breccaschlund, das Ranggiloch (Koord. 2592.375/1164.925) oberhalb von Chlus und das Schnurreloch (Koord. 2601.130/1168.675) oberhalb Buusche.

Die kürzlich erforschte Lagerstätte Bäreloch liegt auf 1645 m am Fuss der Nordostwand der Spitzflue. Sie lieferte viele Tierreste, die zu 80% vom Höhlenbär (*Ursus spelaeus*) stammen (BLANT et al. 2004, 2010, BOCHUD et al. 2007). Der Höhlenbär benutzte die Grotte zum Überwintern und hauptsächlich fürs Gebären, was durch die grosse Zahl von weiblichen Überresten bestätigt wird. Andere dem

Späten Pleistozän (von Datierungen oder vom Fossilisationsgrad der Knochen abgeleitet) zugeordnete Arten sind: Höhlenlöwe (*Panthera leo spelea*), der Wolf (*Canis lupus*), Murmeltier (*Marmota marmota*), Steinbock (*Capra ibex*), wahrscheinlich auch Gämse (*Rupicapra rupicapra*), Fuchs (*Vulpes vulpes*), Marder (*Martes foina*, *Martes* sp.) und Nagetiere. Radiokarbondatierungen an Knochen erlaubten es, den Fundort zeitlich zwischen 48,5 und 28 ka BP (MIS 3) einzugrenzen. Dies war eine Periode, die durch mehrere gemässigte Interstadiale gekennzeichnet war. Dies zeigt, dass die Voralpen während der Letzten Eiszeit eisfreie und genügend gemässigte Perioden kannten, damit sich eine grasartige Vegetation entwickeln konnte (BLANT et al. 2008, 2010).

Das Ranggiloche und das Schnurreloche sind zwei Höhlen, deren Verfüllungen während der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts erforscht wurden (ANDRIST et al. 1964, s. Kap. Siedlungsgeschichte). Die zutage geförderte Fauna ist ähnlich der vom Bärenloche, mit mehrheitlich Knochen des Höhlenbärs (*Ursus spelaeus*). Unter den Höhlenbären überwogen die jungen Individuen (88% beim Schnurreloche, 85% beim Ranggiloche), was zeigt, dass die Höhlen auch hier als Winterschlafplatz und fürs Gebären gebraucht wurden. Bei der Geburt starben 20% der Jungbären, und nur 20% von ihnen wurden älter als vier Jahre (PATOU, 1988). Es ist demnach nicht erstaunlich, eine grosse Anzahl Jungbärenknochen in den Höhlen zu finden. Bei ANDRIST et al. (1964) findet sich eine detaillierte Liste der anderen gefundenen Arten. Radiokarbondatierungen an Knochen des Ranggiloche und des Schnurreloche lieferten folgende Zahlen: $9,5 \pm 0,15$, $10,5 \pm 0,2$, $14 \pm 0,6$ und $24 \pm 0,6$ ka BP. Sie geben gemäss ANDRIST et al. (1964) zu junge Alter an, wahrscheinlich aufgrund von Kontamination. Die Schichten, aus denen das Knochenmaterial stammt, werden anhand stratigraphischer und palynologischer Untersuchungen der gleichen Periode wie im Bärenloche zugeteilt.

Eine ca. 1 m mächtige Schicht (Schicht 5 der Stratigraphie von ANDRIST et al. 1964) aus laminiertem tonigem Silt, die im Schnurreloche (1230 m) die Lagen mit Resten von Höhlenbären mit MIS-3-Alter (s.o) überlagert, zeugt von einer Periode, während der vermutlich der Simme-Gletscher den Höhleneingang versperrte, was zur Ablagerung dieses Silts aus der Wassersäule führte. Sie entspricht vermutlich dem letzteiszeitlichen Maximum (LGM, MIS 2). In diesem Teil des Simmentals musste der maximale Gletscherstand während dieser Periode oberhalb von 1230 m gelegen haben. Auf der Karte des letzteiszeitlichen Maximums (SCHLÜCHTER 2009) ist er bei 1400 m eingetragen.

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne

Letzteiszeitliches Moränenmaterial wurde im Südwesten des Kartengebiets vom Jaunbachgletscher und im Osten des Kartengebiets vom Simmegletscher abgelagert. In höheren Lagen formten während des Spätglazials zahlreiche kleinere Gletscher die Landschaft und lagerten Lokalmoränenmaterial ab (s.u.).

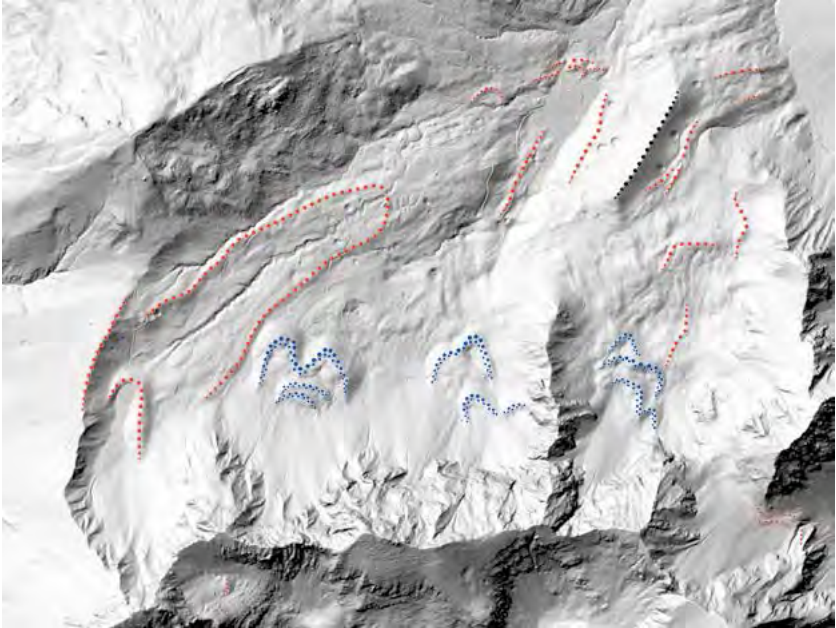


Fig. 8: Digitales Terrainmodell (swissALTI^{3D}, Beleuchtung NW45°) der Region Geissalp (Koord. 2592/1168). Rot = Moränenwälle der Lokalmoräne, schwarz = Moränenwall der Letzzeitlichen Moräne von Schönenbodeneegg, blau = Blockgletscher.

Der Simmegletscher formte an den Stellen, wo der Gueyraz-Komplex der Simmen-Decke im Untergrund auftritt (zwischen Zimmerböde und Weissenbach, und auf der linken und rechten Uferseite der Simme in der Gegend um Boltigen) ausserordentlich gut ausgeprägte Rundhöcker. Die resistenteren Aptychenkalk-Linsen stehen als Reliefs hervor, während die weicheren Lithologien bevorzugt erodiert wurden. Auch auf Flyschuntergrund sind Rundhöcker anzutreffen, zum Beispiel nördlich von Adlemsried oder beim Lamperehubel. Diese geomorphologischen Elemente wurden auf der Karte aus Gründen der Lesbarkeit nicht eingezeichnet.

Der Moränenwall von Schönenbodeneegg (Koord. 2592.90/1168.67) ist 600 m lang und ca. 100 m hoch. Er hebt sich deutlich von den ihn umgebenden kleineren Lokalmoränenwällen des Spätglazials ab (Fig. 8). Er wird dem LGM (Last Glacial Maximum) zugeteilt und kann als Seitenmoräne des Geissalpgletschers oder eventuell auch als Mittelmoräne (GISIGER 1967) des Geissalp- und des Neugantrisch-Gletschers interpretiert werden. Sein oberster Teil wurde während des Spätglazials wahrscheinlich abgetragen.

An zwei Lokalitäten wurde sehr grobkörniges Moränenmaterial mit gerundeten bis subangularen relativ gut sortierten Komponenten (5–10 cm Durchmesser) in einer grauen, siltigen oder lehmigen Matrix beobachtet: im oberen Abschnitt des Ruersgrabe (westlich von Zimmerböde), wo es eine gut aufgeschlossene mächtige Anhäufung aus kiesigem Lehm bildet, und in lokalen Aufschlüssen von Schotterlagen auf der rechten Talseite des Spitzenegggrabe (östlich des Jaunpasses). Diese kompakten Ablagerungen zeigen horizontale Schichtung. Es könnte sich um glazilimnische Ablagerungen in kleinen Gletscherstauseen handeln, die durch einen späteren Gletschervorstoss überfahren und dabei kompaktiert wurden.

Simmegletscher und Jaunpass-Transfluenz: Anhand kleiner erratischer Blöcke aus «Hornfluh-Konglomerat» (Brekzien-Decke) im Norden der Berghütte Schwarzeberg auf einer Höhe von ca. 1520 m kommt GILLIÉRON (1885, S. 231, 256f.) zum Schluss, dass der Simmegletscher sich genügend hoch erhob, um ins Jauntal-Becken zu fließen, aber nur während eines sehr kurzen Zeitraumes. NUSSBAUM (1906) ist nicht seiner Ansicht. Er hebt hervor, dass die erratischen Blöcke des Simme-Gletschers östlich des Jaunpasses nicht höher als 1460 m liegen und sich im ganzen oberen Jauntal keine Brekzienblöcke finden lassen. GENGE (1955) bestätigt zwar, früher zwei erratische Blöcke am von V. Gilliéron (auf 1530 und 1560 m) erwähnten Ort gefunden zu haben, aber dass sie 1955 verschwunden gewesen seien. Er schliesst daraus, dass der Simmegletscher während der Letzten Eiszeit ins Jauntal floss. Diese Meinung wird von HANTKE (1972, 1980) übernommen, der die obere Eisgrenze für das obere Simmental während des Last Glacial Maximum (LGM) auf 1600 m setzt, eine Höhe, die ebenfalls auf die jüngste Karte des letzten Eismaximums (SCHLÜCHTER 2009) übertragen wurde.

Eigene Beobachtungen sind im Einklang mit denen von NUSSBAUM (1906). Die höchstgelegenen erratischen Blöcke, die in der Gegend des Jaunpasses gefunden wurden, liegen auf einer Höhe von 1450 m nordöstlich der Berghütte Schwarzeberg (Koord. 2593.16/1160.90) und können mit Moränenmaterial etwas weiter unten in Verbindung gebracht werden. Die wenigen von Gilliéron und Genge in erhöhter Lage auf dem Jaunpass gefundenen erratischen Blöcke werden demnach einer früheren Eiszeit zugeordnet, so zum Beispiel der höchstgelegene erratische Block (der Brekzien-Decke), der im Simmental gefunden wurde. Er befindet sich oberhalb der Berghütte Stützli (Koord. 2602.25/1164.96) auf einer Höhe von 1535 m. Eine Transfluenz des Simmegletschers zum Jaunbach-Gletscher hat wahrscheinlich existiert, aber während eines früheren Eisvorstosses als der des LGM, dessen obere Grenze sich östlich des Jaunpasses nur auf 1450 m befand.

In dem Teil des Simmentals, der sich auf dem Kartengebiet befindet, sind keine Moränenwälle des LGM erkennbar. Die Untersuchung des Bölling-Alleröd-Zwischenstadiums (ca. 15–13 ka calBP) in den palynologischen Profilen, die von WEL-

TEN (1952, S.35ff.) in der Gegend von Boltigen (Chutti, Koord. ca. 2596.92/1164.92; Chrome, Koord. ca. 2596.56/1164.96 und Regenmoos, Koord. ca. 2596.84/1162.96) erstellt wurden zeigt, dass dieser Teil des Simmentals spätestens ab dieser Zeitperiode eisfrei war.

Walliser Gletscher und Balisa-Transfluenz: Die erratischen Blöcke, die im Javro-Tal bis nach La Valsainte (Blatt 1225 Gruyères) auf 1016 m gefunden werden, zeugen von der maximalen Ausdehnung des Walliser Gletschers während der Letzten Eiszeit (TERCIER 1928, SPICHER 1966). Während des LGM gab es also keine Transfluenz des Walliser Gletschers zum Schwarzsee. Es wurden jedoch erratische Blöcke in höheren Lagen gefunden: bei Echelettes auf 1280 m und Grattavache auf 1300 m (NUSSBAUM 1906) sowie im Nordwesthang des Patraflons auf einer Höhe von 1440 m (HORWITZ 1914). Diese Blöcke bestätigen einen Eisvorstoss vor der Letzten Eiszeit. Die höchste Position der Blöcke legt nahe, dass eine Transfluenz des Walliser Gletschers über den Col de la Balisa (1411 m) Richtung Schwarzsee also möglich war. GISIGER (1967) hebt jedoch hervor, dass in der Gegend des Schwarzsees und auch im Sensetal bis nach Plaffeien Walliser Material völlig fehlt. Er schreibt, dass der Walliser Gletscher nie in die Region vordrang, zumindest nicht während der Letzten Eiszeit. Man kann aber in Erwägung ziehen, dass, wenn diese Transfluenz existierte, ihre Spuren von der Letzten Eiszeit verwischt wurden.

q_m Lokalmoräne

Das meiste Lokalmoränenmaterial, das man in Karen, auf Abhängen oder in Talsohlen antrifft, ist auf die zahlreichen Lokalgletscher zurückzuführen. Die häufig anzutreffenden Moränenwälle stellen unterschiedliche Rückzugsstadien der Gletscherzungen während des frühen Spätglazial. Der interessierte Leser kann sich auf die Synthesen von BAERISWYL (1986) und BUGNON (1988) beziehen. Hier sollen nur einige Punkte erwähnt werden.

Im Geissalptal, zwischen dem Moränenwall von Schönenbodeneegg (**q_{4m}**) und dem kleinen See beim Seelihus im Nordosten der Kaiseregg, können vier aufeinanderfolgende Moränenwälle beobachtet werden. Der kleine See und der Moränenwall, der sie staut, bezeugen heute auf sehr eindrückliche Weise das letzte Rückzugsstadium des Geissalpgletschers (Fig. 9).

Der Walopgletscher formte einen NNW-SSE gerichteten tiefen Einschnitt im rechten Winkel zu den geologischen Strukturen (Fig. 10). Seine Ablagerungen finden sich bis mindestens Reidenbach (Steiniwald).

Das Simmental war auf der Höhe von Boltigen während des Bölling-Alleröd-Interstadials (WELTEN 1952) eisfrei. Das meiste Lokalmoränenmaterial wird demnach der ältesten Dryas zugeordnet. Dies geschieht im Einklang mit dem Modell eines frühen Gletscherrückzugs von SHOENEICH (1998), wonach spätestens ab dem Bölling-Alleröd-Interstadial die gesamten Voralpen eisfrei waren.



Fig. 9: Sicht auf die Geissalp aus Südwesten. 1 = Moränenwall der Lokalmoräne, 2 = Moränenwall der Letzteiszeitlichen Moräne (Schönenbodeneegg), 3 = Blockgletscher. Im Vordergrund = Moränenwall des letzten Rückzugstadiums des Geissalpgletschers (Lokalgletscher) oberhalb Seelihus (s. Fig. 8)



Fig. 10: Gletschertal des Walopgletschers, vom Schwandgraben aus gesehen. Im Vordergrund die Chlusflue (Préalpes médianes plastiques internes), im Hintergrund das Gletschertal, das die Langel-Antiklinale quert.

Blockmoräne

Mit dieser Signatur sind Ansammlungen von Blöcken dargestellt, die in Moränenmaterial eingestreut sind oder es überdeckenden. Die Blöcke sind oft mehrere Meter mächtig und meist chaotisch angeordnet. In gewissen Fällen können sie in Wällen oder Fächer mit frontalen Wülsten angeordnet sein, wodurch sie die Form von Blockgletschern oder das Aussehen zerrütteter Sackungsmassen aufweisen können. Oft befinden sich die meistens am Fuss von Felswänden gelegenen Blockmoränen in unmittelbarer Nähe zu Felssturزابlagerungen oder stehen gar in Verbindung mit ihnen, wodurch man sie von Felssturzmassen nur schwer unterscheiden kann (z.B. am Nordwesthang der Sattelspitzen und der Gastlosen oder auf den Alpweisen von Schönenboden und Oberer Neugantrisch).

Die Blockmoränen auf dem Hang des Schwandgrabe (Koord. 2593.02/1163.50) und des Chrachigrabe (Koord. 2593.20/1163.29) führen Blöcke der Trias und des Mittleren Juras. Die vereinzelt Blöcke oberhalb von Dächebüel (Koord. 2594.30/1163.27) bestehen aus massigem Kalk. Man kann sie bis auf eine Höhe von mindestens 1040 m beobachten. Im Steiniwald nördlich von Reidenbach findet man abermals Blockmoräne mit grossen Blöcken aus massigem Kalk. Diese Blockmoränen dokumentieren die Ausdehnung des Walopgletschers bis nach Reidenbach. RABOWSKI (1912) stellt die Blockmoräne des Steiniwald als Bergsturzmasse dar. In der direkten Falllinie der nördlich gelegenen Mittagflue sind jedoch keine Reste von Felssturzmateriel vorhanden. Die Blockverteilung zwischen Dächebüel und dem Steiniwald lässt vermuten, dass es sich um vom Walopgletscher transportiertes Bergsturzmateriel handelt.

Fossiler Blockgletscher

Die meisten fossilen Blockgletscher des Kartengebiets liegen am Fuss der Nordhänge im Hang- bzw. Blockschutt auf Höhen zwischen 1350 und 1900 m. Lediglich ein einziger fossiler Blockgletscher südwestlich von Jaun liegt deutlich tiefer (970–1050 m). Obschon seine Form nicht sehr deutlich und schon ziemlich ausgewaschen ist, lässt er sich dennoch als solcher erkennen. Zwischen Euschelpass und Untere Euschels sind die kleinen fossilen Blockgletscher nach Nordwesten und Osten gerichtet.

Fossile Blockgletscher enthalten kein Eis mehr, da sie weit unterhalb der aktuellen Permafrostgrenze liegen. Ihre Bildung, ihre morphologische Klassifikation, ihre Datierung und ihr Nutzen als Klimaindikator wurden für die Region der Voralpen von SCHOENEICH (1992, 1998) beschrieben. Allgemein wird angenommen, dass sie sich während eines oder mehrerer Stadien des Spätglazials gebildet haben. Im Gebiet von Blatt Boltigen scheint der Blockgletscher von Untere Euschels einen älteren Moränenwall zu schneiden, was eher für ein junges Entstehungsalter spricht, das eher am Ende als zu Beginn des Spätglazials (Egesen?) anzusetzen ist.

In einigen Fällen ist die Unterscheidung zwischen fossilen Blockgletschern, Schneehaldenmoränen- und Lokalmoränenwällen schwierig, denn die glazialen und periglazialen Prozesse konnten während der Bildung dieser Ablagerungsformen gleichzeitig oder Hand in Hand funktionieren. Als Beispiel seien hier die gemischten Formen genannt, die im Talkessel von Schwalmere (Koord. 2602.15/1160.60) oder am Nordhang des Talkessels von Flüeschwand (Koord. 2601.25/1161.35) angetroffen werden. Im letzten Fall könnte die eingetragene Blockgirlande dem «embryonalen» Stadium eines Blockgletschers entsprechen.

Als Beispiele charakteristischer Morphologien seien die Blockgletscher der Geissalp nordöstlich der Kaiseregg erwähnt.

Holozän

q_s Alluvionen des Jaunbachs und der Simme

Im Jaun- und Simmental bestehen stellenweise im Vergleich zur aktuellen Alluvialebene um mehrere Meter höhergelegene alluviale Terrassen. Dies ist bei Gasserenweid (Koord. 2586.36/1161.48) auf der rechten Uferseite des Jaunbachs der Fall, wo eine kleine Terrasse den Flusslauf um ca. 20 m überragt. Im Simmental befinden sich die älteren Alluvionen der Simme bei Weissenbach und zwischen Tächebüel und Brüggmatte (rechte Uferseite). Sie überragen die aktuelle Alluvialebene um 15–30 m und verbinden sich morphologisch mit der Oberfläche der Schwemmkegel der Seitentäler.

Zerrüttete Sackungsmassen

Mehrere Gebiete zeigen morphologisch einen Mischcharakter zwischen Sackung und Rutschung; so zum Beispiel die riesige zerrüttete Sackungsmasse des Senggiwalds, die die rechte Talseite der Simme zwischen Grubenwald und Weissenbach kennzeichnet (Fig. 11). Sie beginnt auf einer Höhe von 1700 m unterhalb der Abrissränder vom Horeguger und Bunschleregrat und nimmt den ganzen Hang bis zur Simme ein, deren Lauf sie nach Westen verschoben hat. Der Hauptteil des Materials besteht aus teils versackten, teils zerrütteten Elementen der Brekzien-Decke oder des oberen Teils der Klippen-Decke sowie aus Möranenmaterial. Ein Teil des Nordrandes der zerrütteten Sackungsmasse wird von einer jüngeren Sackung beeinflusst, die ihrerseits von einer Rutschung (Warmbach) beeinflusst wird.

Es kann davon ausgegangen werden, dass die Sackung bereits während des Spätglazials aktiv war, dies als Folge des Gletscherrückzugs und der resultierenden Entlastung der Talflanken. Bei Garstatt überdeckt die Front der Masse die nacheiszeitliche Alluvialebene, und auf der Alpstrasse Grubenwald–Hostette–Meienberg festgestellte und im oberen Teil der Masse besonders anschauliche Deformationsstrukturen zeigen an, dass die Masse immer noch instabil ist. Zwei 2003 im fronta-

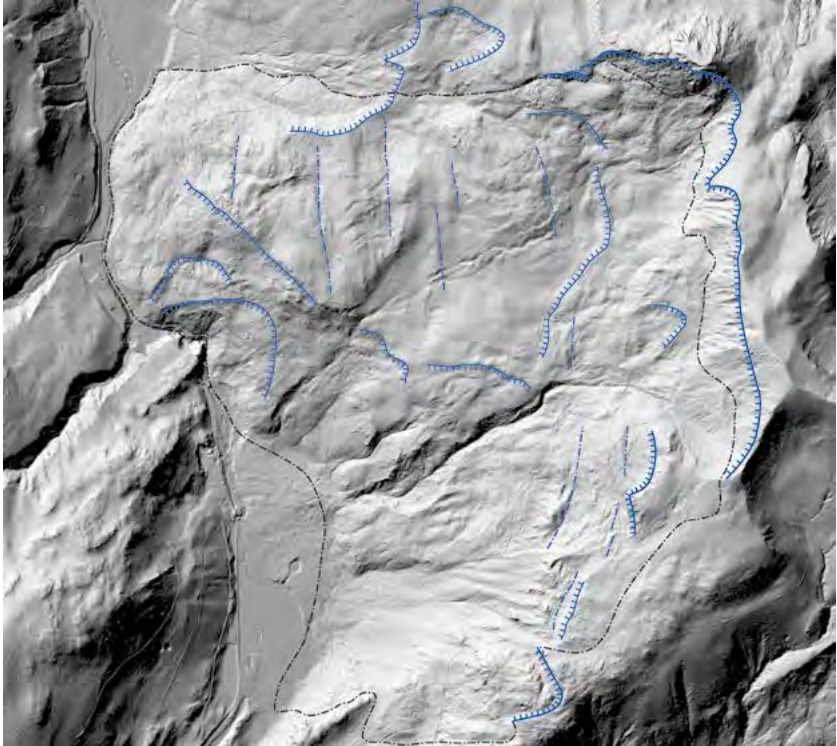


Fig. 11: Digitales Terrainmodell (swissALTI^{3D}, Beleuchtung NW45°) der Sackung von Garstatt. Schwarz strichpunktierte Linie = Umgrenzung der Sackungsmasse, blau strichpunktierte Linie = Nackentälchen, Blaue Linie mit Barten = Abrissrand.

len Bereich (oberhalb des Laubeggfalls) angebrachte Inclinometer ergaben eine Verschiebungsrate von weniger als 2 cm pro Jahr (GEOTECHNISCHES INSTITUT 2003). Die geologische Konfiguration ist für die Stabilität dieses Hangs besonders ungünstig, denn die Schichten der Brekzien-Decke, die im Mittel ca. 30° gegen NNW geneigt sind, liegen auf dem Coulaytes-Melange, das wahrscheinlich als Abscherhorizont dient.

Die Hanginstabilität im Nordwesten des Schwarzsees, auf welcher der Bauernhof Pürrena steht, enthält teils versackte und teils zerrüttete Gesteinsmassen aus Gurnigel-Flysch. Zerrüttete Sackungsmassen sind auch auf den Nordwest- und Südosthängen des Hohmattli anzutreffen.

Sackungsmassen

Wie bei den Rutschmassen wurde nicht zwischen aktiven und stabilisierten Sackungsmassen unterschieden. In allen tektonischen Einheiten kommen kleine Sackungsmassen vor. Die grösste im Kartengebiet befindet sich östlich von Garstatt (BECK 1952). Grosse Teile dieser Sackung weisen ein fortgeschrittenes Stadium der Zerrüttung auf (s.o.). Eindrücklich, wenn auch kleiner, sind die Sackungsmassen rund ums Hohmattli (Koord. 2590.9/1168.8) und um den Schwarzsee.

Um den Versatz der Schichten bei Waldriedweideni (Koord. 2597.8/1167.6) zu erklären, wurde eine tektonische Lösung gewählt. Es ist jedoch möglich, dass ein Teil dieses Versatzes das Resultat einer Sackung ist, die den gesamten Hang nördlich von Oberwil (von Waldriedweideni bis Hoflue) zwischen einer Höhe von 1300 m und 820 m betrifft und mit der Sackungsmasse vom Sulzibuch in Zusammenhang steht.

Rutschmassen

Als Rutschmassen wurden alle Lockergesteine mit einer geschätzten Mächtigkeit von mehr als 2 m ausgeschieden, die in Rutschungsprozesse involviert waren oder sind. Es kann sich also um ehemalige, heute stabilisierte, oder um immer noch aktive Rutschmassen handeln.

Rutschungen konzentrieren sich auf Gebiete mit Flyschgestein und Melangezonen. In der Umgebung des Schwarzsees sind sie ausserordentlich weitverbreitet (Gurnigel-Decke, Infrapräalpines Melange). Man trifft sie auch in der Châteaud'Oex-Synklinalzone und im Simmental an (Préalpes supérieures). Unter den verschiedenen Flyschen dieser Decken und Melanges ist es besonders die Reidigen-Formation, die von grossflächigen und tiefgründigen (>20 m) Rutschungen betroffen ist. Als Beispiel sei hier die Bohrung R87 (Koord. 2589.117/1162.045), 900 m oberhalb Kappelboden auf der Jaunpassstrasse aufgeführt, die 38 m Lockergestein durchbohrte, ohne anstehenden Flysch zu erreichen. Die Chétillon-Formation und die Fouyet-Formation weisen kleine lokale, oft sehr aktive Rutschmassen auf, während die anderen Flysche der Préalpes supérieures stellenweise von aktiven oder stabilisierten Rutschmassen von mittlerer Tiefe (2–10 m) betroffen sind.

Trotz der Neigung zu Instabilität ist oft nicht der Flysch selbst das von einer Rutschung betroffene Gestein, sondern dessen quartäre Bedeckung. Die unterschiedlichen Wechsellagerungen von Sandstein und Tonstein oder Mergel weisen einen geringen Verwitterungswiderstand auf und führen zur Bildung einer mächtigen Verwitterungsschicht. Diese unverfestigten Schichten sind aufgrund der Undurchlässigkeit des darunterliegenden Flyschs oft wassergesättigt und dadurch für Hanginstabilitäten anfällig.

Die Region Schwarzsee ist besonders stark von Hanginstabilitäten betroffen. Bemerkenswert ist die grosse Hohberg-Rutschmasse. Sie liegt nordöstlich des Schwarzsees (teils im Gebiet von Blatt Boltigen, teils im Gebiet von Blatt Guggisberg) und weist eine Fläche von ca. 2 km² und ein geschätztes Volumen von 30 Mil-

lionen m³ auf (RAETZO et al. 2000). Die Studie von OSWALD (2003) setzt ihre Aktivität im 20. Jahrhundert in Bezug zu klimatischen Bedingungen. Ausgeprägte Beschleunigungsphasen in der Rutschmasse entsprechen ungünstigen Frühjahresbedingungen mit starken Regenfällen zusätzlich zur Schneeschmelze. Dies war zum Beispiel im Jahr 1999 der Fall. Nach dieser Beschleunigungsphase wurden Sanierungsarbeiten (ca. 40 km Entwässerungsrohre) durchgeführt. Zwischen 2003 und 2007 folgte eine Beruhigungsphase. Die oberflächliche Entwässerung hatte also auf die Stabilität der Rutschmasse eine positive Wirkung (GEOTEST 2008).

Anhand von ¹⁴C-Datierungen an Holz (DAPPLES 2002, DAPPLES et al. 2003) aus den Rutschmassen von Hohberg (28 Datierungen), Schlossisboden (13), der Pürrena-Sackung (3) und aus einem fossilen Murgang bei Jaun (5), die mit Datierungen in Rutschmassen von Falli Hölli (Blatt 1206 Guggisberg) und Villarbeney (Blatt 1225 Gruyères) kombiniert wurden, konnten vier Perioden erhöhter Aktivität der Rutschungen in den Freiburger Voralpen während des Holozäns festgestellt werden: 11–10,25, 6,25–0,48, 3,6–2,1 und 1,7–0,3 ka BP. Die palynologische, sedimentologische und mineralogische Untersuchung einer Bohrung von 13 m in die Alluvionen und limnischen Sedimente des Schwarzsees weist darauf hin, dass eine Beziehung zwischen baumlosen Phasen und vermehrten Rutschungsphasen besteht (DAPPLES 2002, DAPPLES et al. 2002). Eine dieser Phasen hat wahrscheinlich zur Entstehung des Schwarzsees geführt, nämlich diejenige von 6,1 ka calBP, als grössere Rutschmassen (Schlossisbödeli auf der linken und Hürli und Hohberg auf der rechten Uferseite) das Sensetal zusperrten und den Abfluss der Sense blockierten.

Fels-, Bergsturzablagerungen

Fels- und Bergsturzablagerungen bildeten sich hauptsächlich am Fuss der Felswände der Préalpes médianes. Die Felssturzablagerungen von In den Schorritzen westlich des Berghauses Musersbergli (Koord. 2588.50/1160.53) weisen Blockwälle auf. Sie werden als Schneehaldenmoränenwälle (Felsstürze auf Schneefelder) interpretiert. Es könnte sich dabei auch um Protalus Ramparts handeln. Die Bergsturzmasse vom Stillwasserwald, die eine grosse Fläche an der Nordflanke der Gastlosen bedeckt, zeigt an ihrer Front Wülste, die für eine zusätzliche gravitative Bewegung spricht. Es ist hier eine typische Situation, in der die Unterscheidung zwischen Felssturz, Blockgletscher, Blockmoräne (weiter nördlich ebenfalls vorhanden), Schneehaldenmoräne oder Protalus Rampart nicht leicht zu vollziehen ist.

Die Datierung dieser Ereignisse ist schwierig. Gewisse Felsstürze, deren Blöcke von Lokalgletschern umgelagert wurden (Blockmoränen, s.o.), ereigneten sich schon während des Spätgalzials. Die übrigen ereigneten sich während des Holozäns. Eine archäologische Fundstelle des Mesolithikums in der Lapé-Felssturzmasse am Fuss der Dent de Ruth (Blatt 1245 Château-d'Oex) zeigt an, dass dieser Felssturz noch vor 9 ka BP niederging (MAUVILLY et al. 2006, MAUVILLY et al. 2010, S. 23). Die

Felsstürze dauern bis heute an. 2002 erreichten mehrere kubikmetergrosse Blöcke den Pkt. 1065 (Koord. 2597.46/1167.06) der Bergstrasse, die von Waldried nach Buufal führt (J. Häberle, pers. Mitt.). Die Stiereschatten-Felswand, die die Blöcke liefert, befindet sich in einem ausgeprägt instabilen Zustand, denn der kompakte dickbankige Kalk, der das Gewölbe der Langel-Antiklinale bildet, ist intensiv zerbrochen und gleitet wegen seiner zum Hang subparallelen Schichtneigung leicht ab.

Hangschutt

Hangschutt wird vor allem in der Klippen-Decke angetroffen. Er lagert sich in Form von Kegeln (*Hangschuttkegel*) an der Mündung von Korridoren oder in Form von Schleiern (*Hangschutttschleier*) am Fuss von Felswänden ab. Unstrukturierter Hangschutt ist meistens inaktiv und mit Vegetation überwachsen. Die grössten Hangschutttablagerungen stammen von spätjurassischen Kalken (z.B. am Nordhang der Kaiseregg), aber fast alle Formationen der Klippen-Decke tragen zur Bildung von Hangschutt bei. Die Abtragung der Kalke der Unteren Brekzie und des resistenten Aptychenkalks und Radiolarits des Gueyraz-Komplexes bildete ebenfalls einige Hangschutttschleier.

Bachschuttkegel

Fast alle Bergbäche bildeten Schuttkegel mit mehr oder weniger kiesigen, sandigen und schlammigen Ablagerungen, manchmal mit Blöcken. Diejenigen, die ins Jauntal münden, verbinden sich morphologisch mit den alluvialen Terrassen des Jaunbachs. Ihre derzeitigen Abflusskanäle sind ins Schuttkegelmaterial eingeschnitten, das sich wahrscheinlich während des Spätglazials oder des frühen Holozäns bildete. Ab dem Holozän hat die Mobilisierung des Lockermaterials in den Bächen aufgrund der Abnahme der Abflussmenge der Bäche, der Entwicklung der Vegetation und der Stabilisierung der Böden stark abgenommen.

Im August 1957 schüttete ein vom Sulzibruich (Koord. 2598.10/1168.10) entsprungener Murgang Material über das Bachbett des Louigrabe und verursachte Schäden an der Strasse und der Bahnlinie (FURRER 1957). Dieses Ereignis wurde sehr wahrscheinlich durch einen Felssturz in der Abrisszone des Sulzibruichs hervorgerufen, die heute noch sehr aktiv ist und immer noch versackt.

Der Bachschuttkegel der Seeweid, der in den Schwarzsee mündet, war Gegenstand einer geoelektrischen Bohrung (CSD 1985), mit dem Ziel, sein Grundwasser zu fassen (s. Kap. Hydrogeologie).

q_a Alluvionen

Die mächtigsten Alluvionen befinden sich im Jaun- und Simmental. Resultate einer geophysikalischen Studie in den Alluvionen des Jauntals (MEYER DE STA-



Fig. 12: Alluvion geringer Ausdehnung bei Unterer Sattel (Koord. 2587.27/1159.50, Blickrichtung gegen Osten) am Rand des Stillwasserwald-Bergsturzes.

DELHOFEN 1981) zeigen, dass bei Zur Eich (zwischen Pkt. 934 m und Kürzi) 150 m mächtiger, Grundwasser führender Schotter vorkommt. Es könnte sich hierbei um die Verfüllung einer kleinen glazigen übertieften Mulde oberhalb der natürlichen felsigen Talsperre bei Im Fang (Blatt 1225 Gruyères) handeln, die der Jaunbach durchschneidet, nachdem er auf zwei Kilometern der Achse der gleichnamigen Antiklinale folgte. Dieselbe Studie brachte oberhalb der Kappelboden-Sperre eine weitere quartäre Verfüllung von 150 m zutage. Diese besteht aber nicht aus Schotter sondern aus schlammig-tonigen Ablagerungen mit schwachem spezifischem elektrischem Widerstand (limnischer Schlamm?, Rutschmaterial?, umgelagertes Moränenmaterial?). Die Mächtigkeit der Alluvionen im Simmental ist nicht genau bekannt, übersteigt aber zwischen Weissenbach und Boltigen 30 m (WEA 1999).

Alluvionen geringer Ausdehnung können in besonderen geomorphologischen Situationen angetroffen werden: zum Beispiel bei Schönenboden (Koord. 2592.60/1168.90) hinter einem Moränenwall oder bei Unterer Sattel (Koord. 2587.27/1159.50) am Rand der Bergsturzmasse des Stillwasserwaldes (Fig. 12).

Kalksinter (Quelltuff)

Im Kartengebiet befinden sich nur zwei Kalksintervorkommen: östlich des Schwarzsees entlang des Riggisalpbachs (zwischen 1200 und 1320 m) und auf der linken Uferseite des Jaunbachs bei Büel (Koord. 2589.580/1159.255).

Sümpfe, Torfmoore

Unter dieser Signatur wurden aktuelle und alte Moore und Sümpfe kartiert. Ausdehnung und Mächtigkeit der Ablagerungen aus angeschwemmtem Material (Sand, Schlamm, organischer Schlamm) inklusive des darüberliegenden Torfs können sehr gross sein, wie palynologische Profile im Simmental (WELTEN 1952) zeigten. Zum Beispiel durchquerte eine Bohrung im Bruchsee beim Jaunpass 11,7 m Fasertorf aus Torfmoos und 1,2 m organischen Schlamm, ohne den Felsgrund zu erreichen. Dieses Torfmoor und die nahegelegenen Moore von Chuchifang und Toffelsweid figurieren im Bundesinventar der Hochmoore von nationaler Bedeutung.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Künstliche Aufschüttungen und Auffüllungen entstanden entlang der Hauptstrassen (Jaunpass, Simmental) und der Bahnlinie des Simmentals. Die kleine Talmulde von Loch auf der linken Uferseite der Simme (am Südrand des Kartengebiets) wurde als inzwischen (2010) aufgefüllte Deponie verwendet. Die Auffüllungen bei Chlus entsprechen Schutthalden, die im Zusammenhang mit der ehemaligen Kohleausbeutung stehen (s. Kap. Mineralische Rohstoffe). Am Eingang zur Weissenburgs-Schlucht sind noch heute Auffüllungen an der Stelle, wo sich heute das vollständig abgebrochene Thermalzentrum von Weissenburgbad befand, zu sehen.

TEKTONIK

Regionaler Rahmen und geodynamische Betrachtungen

Das Kartengebiet befindet sich in den Préalpes Romandes, die aus allochthonen Decken aufgebaut sind, die auf die subalpine Molasse aufgeschoben wurden.

Der strukturelle Aufbau des Kartengebiets wird durch SW-NE streichende Überschiebungen und Falten gebildet, die durch N-S verlaufende, seltener durch NW-SE gerichtete Störungen versetzt sind (Fig. 13). Die Entstehung dieser Strukturen waren Gegenstand zahlreicher Untersuchungen und sind noch heute von grossem Interesse. Die verschiedenen regionalen Arbeiten wurden schon in der Einführung dieser Erläuterung aufgeführt. Sie enthalten einige Kapitel über die Tektonik des Kartengebiets mit Beschreibungen der Strukturen und interpretierten geologischen Schnitten. Dazu kommen Arbeiten mit spezifischerem Inhalt, die die Deformation der Klippen-Decke im Rahmen der Voralpen untersuchen (BIERI 1925, PLANCHEREL 1976, 1979, MOSAR 1988, 1989, 1991, MOSAR & BOREL 1992, WISSING & PFIFFNER 2002, MATZENAUER 2012).

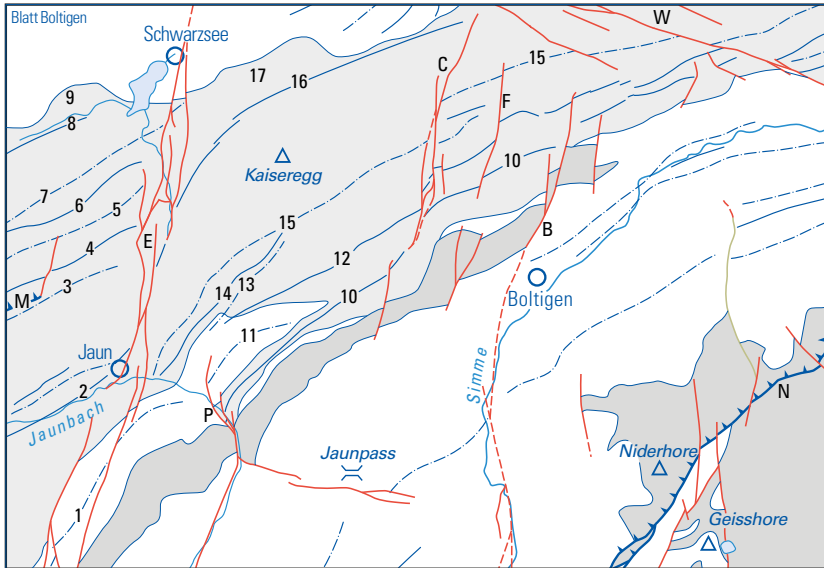
Die Platznahme und Strukturierung der Voralpen stehen in Zusammenhang mit der Geschichte des Akkretionskeils, der sich in Folge der Schliessung des piemontesischen Ozeans ab dem Lutétien – Bartonien entwickelte (MOSAR et al. 1996). Figur 14 zeigt die verschiedenen strukturellen Einheiten in ihrer aktuellen Lage und eine wahrscheinliche Möglichkeit der Entstehung der Préalpes in vereinfachter Form (LEMOINE et al. 2000).

Beschreibung der tektonischen Einheiten

Infrapräalpines Melange

Gemäss PLANCHEREL (1990, S. 190) trennt das Infrapräalpine Melange die präalpinen Decken von ihrem autochthonen oder parautochthonen Untergrund. Diese Position entspricht im Gebiet von Blatt Châtel-St-Denis (WEIDMANN 1993) der Position des «Wildflys subalpin», der ultrahelvetische Schuppen von der subalpinen Molasse trennt. Auf Blatt Gurnigel (TERCIER & BIERI 1961) findet man das Infrapräalpine Melange unter der Bezeichnung «Facies Wildflys» zwischen der subalpinen Molasse und der Gurnigel-Decke.

In der äussersten Nordwestecke des Kartengebiets ist das Infrapräalpine Melange zwischen der Klippen-Decke und der Gurnigel-Decke und in tektonischen Fenstern unter der Gurnigel-Decke aufgeschlossen. Verfolgt man dieses Melange gegen Südwesten, findet man es bei Echelettes (Blatt 1225 Gruyères,



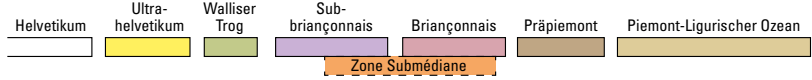
- | | |
|-----------------------------------|---|
| B = Boltigen-Störung | 1 = Château-d'Oex-Synklinalzone |
| C = Chüearnisch-Störung | 2 = Jaunbach-Antiklinale |
| E = Euschlpass-Störung | 3 = Maischüpfen-Synklinalzone |
| F = Falkeflue-Störung | 4 = Spitzflue-Antiklinale |
| M = Maischüpfen-Rücküberschiebung | 5 = Cerniat-Synklinalzone |
| N = Niderhore-Rücküberschiebung | 6 = Lovatli-Antiklinale |
| P = Plagersflue-Störung | 7 = Breimingard-Synklinalzone |
| W = Weissenburg-Bruch | 8 = Balisa-Antiklinale |
| | 9 = Thossis-Rain-Synklinalzone |
| | 10 = Dürriflue-Antiklinalzone (Heiti-Antiklinale) |
| | 11 = Reidigen-Synklinalzone |
| | 12 = Langel-Antiklinale |
| | 13 = Münchenberg-Synklinalzone |
| | 14 = Kappelboden-Antiklinale |
| | 15 = Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinalzone |
| | 16 = Riggisalp-Antiklinale |
| | 17 = Hohmattli-Zone |
-
- | | |
|---|--|
|  | Préalpes médianes plastiques |
|  | Préalpes médianes rigides |
|  | Antiklinalachse |
|  | Synklinalachse |
|  | Bruch, Störung (gesichert – vermutet) |
|  | Rücküberschiebung (gesichert – vermutet) |

Fig. 13: Vereinfachte tektonische Übersicht des Gebiets von Atlasblatt Boltigen

NW

SE

Späte Kreide



Oligozän



Heute



Übersichtsprofil

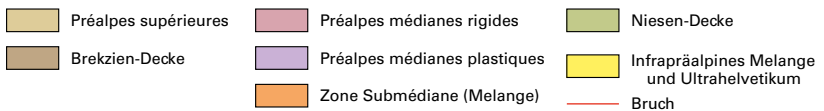
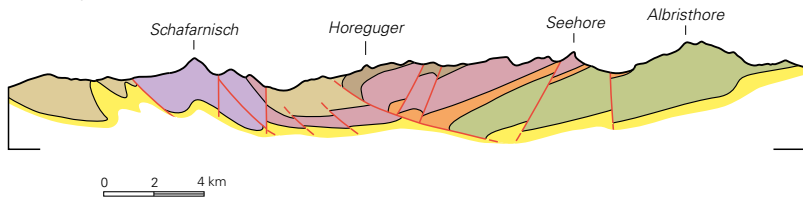


Fig. 14: Oben, vermutete Entstehung der Préalpes (verändert nach LEMOINE et al. 2000); unten, Übersichtsprofil durch das Gebiet von Atlasblatt Boltigen.

PASQUIER 2004) oder beim Gros-Plané im Norden des Moléson (Blatt 1244 Châtel-St-Denis, WEIDMANN 1993, Blatt Château-d'Oex, PLANCHEREL et al. 2012) in der gleichen Position, die durch Out-of-sequence-Überschiebungen erklärt werden kann. Beim Spitzhubel kann der Übergang von einer Stellung unter der Gurnigel-Decke in eine Lage zwischen Gurnigel- und Klippen-Decke nachvollzogen werden. In Nähe der Klippen-Decke gesellen sich zu den üblichen Linsen mit ultrahelvetischer und Gurnigel-Affinität auch Rauwacke-, Dolomit- und für die Préalpes médianes plastiques typische Gipslinsen. Am Fuss der Gastlosen, 200 m südöstlich des Soldatenhauses (Koord. 2586.66/1158.23/1760 m), ist eine solche Gipslinse abgeschlossen. Einen weiteren Gipsaufschluss beschreibt GILLIÉRON (1885, S. 197) am Fuss der Marchzähne (Koord. 2587.9/1159.2). Dieser wurde von PAGE (1969, S. 128) nicht wieder gefunden. Da Gips in den Préalpes médianes rigides nicht vorhanden ist, muss es sich bei dieser Linse um einen Schürfling der Préalpes médianes plastiques handeln, der unter die Gastlosenkette gelangt ist. Es ist an dieser Stelle keine Matrix auszumachen, deshalb bestehen für die Zuteilung der Gipslinse mehrere Möglichkeiten (Infrapräalpines Melange, Zone Submédiane usw.). Für diese Karte wurde eine Zugehörigkeit zum Infrapräalpinen Melange angenommen. Aufgrund der Euschelsspass-Störung ist die Gipslinse und demnach das Infrapräalpine Melange in direktem Kontakt zum Coulaytes-Melange.

Klippen-Decke

Die Klippen-Decke nimmt mehr als die Hälfte des Kartengebiets ein. Sie kann in mehrere Sektoren unterteilt werden, die jeweils durch eine mehr oder weniger vollständige und unterschiedliche stratigraphische Abfolge charakterisiert sind (s. Fig. 3). Sie resultieren aus der komplexen paläogeographischen und paläotektonischen Entwicklung des Briançonnais von der Trias bis ins Eozän. Eine Synthese dieser Gegebenheiten findet sich bei MOSAR et al. (1996). Im externen Teil der Decke wechsellagern kompetente Kalke mit mergeligeren Gesteinsschichten. Der Deformationsstil dieses Teils ist durch Antiklinalen und Synklinalen charakterisiert und wurde deshalb als «plastisch» bezeichnet. Im Gegensatz dazu weist der interne Teil eine reduzierte stratigraphische Serie auf, in der inkompetente Abfolgen fehlen. Deshalb weist dieser Teil eher «spröde» als «plastische» Deformationen auf und wird als «rigide» bezeichnet (PLANCHEREL 1979, METTRAUX & MOSAR 1989, WISSING & PFIFFNER 2002). Obwohl die klassische Unterteilung in Préalpes médianes plastiques und Préalpes médianes rigides (LUGEON & GAGNEBIN 1941) nicht zufriedenstellend ist (PLANCHEREL 1998, S. 35), wird sie hier aus Gewohnheit gebraucht.

Die Gastlosen-Kette (s. Fig. 4) und ihre Verlängerung gegen Nordosten (Bärdhore, Mittagflue, Schafflüe, Festi) wird durch die Flysche der Château-d'Oex-Synklinalzone von den Préalpes médianes plastiques getrennt und weist intermediäre Merkmale zwischen Préalpes médianes plastiques und Préalpes médianes

rigides auf. PLANCHEREL (1979, S. 155) spricht von der «Querelle des Gastlosen» (Streit über die Gastlosen). Auch wenn ihr tektonischer Stil sie sicherlich in die *Préalpes médianes rigides* einteilen lässt, ist ihre aktuelle strukturelle Position bezüglich der eigentlichen *Préalpes médianes rigides* (im Sinne von LUGEON & GAGNEBIN 1941: Rubli, Spillgerten usw.) sehr extern, womit man geneigt ist, sie den *Préalpes médianes plastiques* zuzuteilen. BAUD (1972) schlägt eine Unterteilung in einerseits «*Préalpes médianes plastiques internes*» und «*externes*», und andererseits in «*Préalpes médianes rigides internes*», «*externes inférieures*» und «*externes supérieures*» vor. Die Gastlosen werden den Letzteren zugeordnet.

Préalpes médianes plastiques

Die interne Struktur der *Préalpes médianes plastiques* ist bedingt durch die Beschaffenheit des Materials, das den Deformationstyp in lokalem Massstab (Brüche und Falten) bestimmt. Die resistenten Kalke des Frühen und Späten Juras bilden das Skelett der Falten. Die Mergel-Kalk-Wechselagerungen des Mittleren Juras, der Kreide und des Tertiärs sowie die plattigen Kalke der Frühen Kreide verleihen den *Préalpes médianes plastiques* einen biegsamen Deformationsstil mit disharmonischen Falten und Sekundärfalten im Meter- bis Dekameterbereich (MOSAR 1988). Disharmonische Falten sieht man vor allem im Kern von Synklinalen, wie zum Beispiel im Südwesthang des Schafbergs, oberhalb von Mittler Chüeboden (Koord. 2589.85/1164.40). In den Mergeln beobachtet man ausgeprägte Schieferung.

Die Interpretation und Darstellung der Faltenstrukturen haben sich mit der Zeit entwickelt. Frühe Autoren (BIERI 1925, TERCIER et al. 1945, GISIGER 1967, PAGE 1969) nahmen einen «ultraplastischen» Faltenstil ohne nennenswerte Internüberschiebungen an. Die Mächtigkeiten der Formationen konnten beträchtlich ändern, und Antiklinalkerne wurden durch einen hypothetischen Diapirismus aufgefüllt. MOSAR (1988, 1989) zeigte, dass die interne Deformation der Gesteine der *Préalpes médianes plastiques* schwach blieb. Er schlug bilanzierte Profile (balanced cross sections) durch die Klippen-Decke vor, in denen die Volumen, Oberflächen und Längen erhalten bleiben. Dieser Ansatz führt zu einem allgemeinen Stil der «Falten-Überschiebungen» vom Typ Fault-Propagation Fold mit zahlreichen Überschiebungsflächen (MOSAR 1991, MOSAR et al. 1996, BOREL 1997, WISSING & PFIFFNER 2002). WEIDMANN (1993) und PASQUIER & PLANCHEREL (2005) fanden in ihren Profilen zu den Atlasblättern Châtel-St-Denis und Gruyères einen Kompromiss zwischen den beiden Extremen. Der für die geologischen Schnitte (Taf. I) gebrauchte tektonische Stil folgt diesem Kompromiss.

Grosse Störungen (s. Kap. Störungen) begrenzen Kompartimente, die manchmal mehr oder weniger voneinander unabhängige Deformationsstile aufweisen. Sie bringen unter anderem verschiedene charakteristische strukturelle Elemente hervor (PLANCHEREL 1976, 1979): entlang der Störungen gestaffelte und gedehnte

Falten und Überschiebungen, gestaffelte sinistrale synthetische Blattverschiebungen, dextrale antithetische Verwerfungen, laterale Überschiebungen, Spannungsbrüche und Normalverwerfungen (Abschiebungen), senkrecht zur Richtung der Faltenachsen.

Das Gebiet westlich der Euschelsspass-Störung ist durch eine gedrängte Folge von Falten mit SW-NE verlaufenden Faltenachsen gekennzeichnet. Von Süden nach Norden sind dies:

- Die Château-d'Oex-Synklinalzone, die von Südwesten (Blatt 1245 Château-d'Oex) ins Kartengebiet hineinzieht. Östlich der Euschelsspass-Störung wird sie durch die Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale und die Langel-Antiklinale abgelöst, während ihre mit Préalpes supérieures gefüllte Hauptfalte sich gegen Reidiggrube hin stark verengt und von der Dürrflue-Antiklinalschuppe überschoben wird (vgl. u.).
- die gegen Nordwesten überkippte Jaunbach-Antiklinale (PLANCHEREL 1979; Antiklinale II, TERCIER & PUGIN 1967) mit Triaskern. Die Gros Brun-Chörblispitz-Überschiebung steht mit dieser Antiklinale in Verbindung. Die beinahe horizontale Überschiebungsfläche neigt sich zusehends gegen den Jaunbach, wo sie in den frühjurassischen Serien des Nordschenkels der Jaunbach-Antiklinale auszulaufen scheint.
- Die gedrungene Maischüpfen-Synklinale (Grünfluh-Synklinale, PLANCHEREL 1976), mit einem Kern aus Intyamon-Formation. Sie wurde von der oben beschriebenen Antiklinale überschoben.
- Die enge Spitzflue-Antiklinale (PLANCHEREL 1976), mit einem Kern aus Mittlerem Jura. Ihre Achse ist im Westen durch die Maischüpfen-Rücküberschiebung verschoben (MATZENAUER 2012, S. 42 ff.).
- Die Breccaschlund-Synklinalzone (PLANCHEREL 1976, Synklinale I früherer Autoren). Im Detail besteht sie aus zwei relativ aufrecht stehenden Synklinalen, deren Kern aus der Sciernes-d'Albeuve-Formation (Cerniets- und Bremingard-Synklinale) besteht und die durch die Lovattli-Antiklinale, die stellenweise bis zum Mittleren Jura erodiert wurde, voneinander getrennt sind.
- Die Balisa-Antiklinale, mit frühjurassischem Kern. Sie ist im Osten durch eine Blattverschiebung mit inverser Komponente gestört.
- Die frontale, verfaltete Thossis-Rain-Schuppe.

Östlich der Euschelsspass-Störung bestehen von Süden nach Norden aufgezählt, folgende Hauptstrukturen:

- Die Dürrflue-Antiklinalschuppe (Préalpes médianes plastiques internes), als Teil der Heiti-Antiklinale. Sie tritt östlich der Plagersflue-Störung durch Hebung hervor und entwickelt gegen Osten zusehends Antiklinalcharakter. Ihre Achse ist durch die Chüearnisch- und Boltigen-Störung sinistral versetzt. Östlich der Boltigen-Störung ist die nun gegen Süden überkippte Falte

- mit Triaskern bis nach Ramsberg sichtbar. Der Weissenburg-Bruch versetzt die Antiklinale dextral um ca. 2 km bis westlich von Weissenburgbad.
- Die Langel-Antiklinale, mit einem Kern aus «Zwischen-Dogger». Auch sie wird sinistral verschoben, ein erstes Mal durch die Chüearnisch-Störung und ein weiteres Mal entlang der Falkeflue-Störung. Bei Sulzbruch wird sie nach Süden verworfen und nördlich von Ramsberg vom Weissenburg-Bruch 2 km gegen WSW bis zum Ausgang der Buuschebachschlucht versetzt.
 - Die weite Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale. Sie weist einen Kern aus Couches Rouges auf. Ihr Südschenkel ist durch die Kappelboden-Antiklinale und Münchenberg-Synklinale, die bei Rotenchaste zusammenlaufen, gefältelt. Durch die Chüearnisch-Störung nach Norden verschoben, verläuft sie über die Schibe und wird gestaffelt (Schibe-Bruch, Widdersgrind-Bruch, Weissenburg-Bruch) dextral versetzt, wobei ihr Nordschenkel aufgestellt und nach Süden überkippt wird.
 - Die Riggisalp-Antiklinalzone, mit Triaskern. Sie ist in sich verschuppt und auf der Höhe von Steiners Hohberg auf das Infrapräalpine Melange und die Gurnigel-Decke überschoben. Gegen Osten kann sie bis zum Fuss der Märe verfolgt werden, wo sie auf die Chüearnisch-Störung stösst.
 - Die komplex verfaltete, verschuppte und von Verwerfungen durchzogene Hohmattli-Zone. Sie weist stratigraphische Lücken (GISIGER 1967, S. 346) auf und ist dermassen von Rutschungen und zum Teil zerrütteten Sackungen beeinflusst, dass sie strukturell kaum schlüssig interpretierbar ist. Der Lesbarkeit der Karte halber wurden gewisse Kompartimente durch einen stratigraphischen und nicht durch einen tektonischen Kontakt abgegrenzt.

Préalpes médianes rigides

Die *Préalpes médianes rigides* bilden im Kartengebiet zwei Schuppenzüge, einer (Gastlosen-Schuppe) gegen Südosten, der andere (Spillgerte-Schuppe) gegen Nordwesten einfallend.

Die Gastlosen-Schuppe (*Préalpes médianes rigides externes*) verläuft quer durch das Kartengebiet. Im Südwesten setzt sie sich aus den Sattelspitzen und den eigentlichen Gastlosen zusammen, die von den Flyschen der *Préalpes supérieures* flankiert sind. Östlich der Plagersflue-Störung besteht sie aus der Bergkette Bäderhore – Mittagflue – Schafflüe – Festi. Die Ruine Festi (Koord. 2597.54/1166.42) steht auf dem letzten Vorsprung der Gastlosen-Schuppe, danach verschwindet die Schuppe in der Tiefe. Dies scheint das Resultat aus dem östlich der Boltigen-Störung verringerten Einfallen der Schuppe und einer N–S verlaufenden Normalverwerfung (Abschiebung) bei der Ruine Festi zu sein. Diese Schuppe, die also im östlicheren Teil der *Préalpes Romandes* nicht mehr aufgeschlossen ist, könnte zurückversetzt von den *Préalpes médianes rigides* der Niderhore-Turnen-Region überschoben sein (MOSAR 1989, S. 766).

Die Spillgerte-Schuppe (Préalpes médianes rigides internes) befindet sich im Südostviertel des Kartengebiets in der Region des Niderhore. Sie fällt allgemein gegen Nordwesten ein und wird durch mehrere N-S verlaufende Verwerfungen (z.B. Seebergsee-Bruch), die auch die Brekzien- und die Simmen-Decke betreffen, zerstückelt. Der Versatz entlang dieser Verwerfungen ist hauptsächlich vertikal. Die Spillgerte-Schuppe wird ebenfalls von einer Rücküberschiebung (Niderhore-Rücküberschiebung) durchbrochen. Das Wiederauftreten der Dorfflüe-Formation linksseitig der Simme im Laubeggsteinbruch ist möglicherweise auch durch das Zusammenspiel der Boltigen-Störung und einer weiteren Rücküberschiebung bedingt.

In der Tiefe, unter dem Horeguger, scheinen die Préalpes médianes rigides eine überschiebende Kniefalte und dann weiter nördöstlich eine Schar überschiebender Schuppen unter den Flyschen der Simmen-Decke zu bilden (Taf.I).

Brekzien-Decke

Die Brekzien-Decke, und zwar ihr frontaler Teil, liegt im Südosten des Kartengebiets von Blatt Boltigen. Sie befindet sich oberhalb der Préalpes médianes rigides und ist ihrerseits von der Simmen-Decke überlagert, was allerdings nur im Beretgrabe ersichtlich ist. Ihre Struktur und ihr Umriss sind komplex, dies einerseits aufgrund der NNE-SSW gerichteten Niderhore-Rücküberschiebung, die entlang dem Loheregrabe (Koord. 2598.500/1158.500) und der Felswand des Niderhore verläuft, und andererseits aufgrund einer N-S streichenden vertikalen Verwerfung, die u.a. durch den Seebergsee verläuft. Die Brekzien- und die Klippen-Decke werden beide durch diese Verwerfungen beeinflusst. Die Schichtorientierungen der Brekzien-Decke zeigen ein allgemeines Einfallen dieser Decke gegen Nordwesten, westlich der Simme steiler (50–80°) als östlich (30–50°).

Am Geisshöri bilden überkippte Schichten der Couches Rouges und der Chumi-Formation den Nordschenkel einer durch einen dextralen Bruch versetzten Antiklinale (Falte I von RABOWSKI 1920 und WEGMÜLLER 1953), die auf Mattes-Melange überschoben ist. Es handelt sich hier um die einzige echte Falte in der Brekzien-Decke in diesem Gebiet. Alle weiteren beschriebenen Strukturen zeigen keine Anzeichen von Faltung. Isolierte Schollen in gleicher Stellung sind bis zur Geissflue ersichtlich. Ihnen vorgelagert (Schwand, Gestelegrat und weiter südöstlich) befindet sich eine vermutlich durch Rücküberschiebung oder durch einen Bruch mit vertikalem Versatz entstandene Teilschuppe (Falte II, RABOWSKI 1920, Falte Ia, WEGMÜLLER 1953). Die Niderhore-Rücküberschiebung bringt wieder eine Schuppe der Brekzien-Decke (Falte II von RABOWSKI 1920 und WEGMÜLLER 1953), beim Niderhore sogar Klippen-Decke auf diese Teilschuppe. Kleine Reste der Brekzien-Decke befinden sich in gleicher Stellung im Hangenden der Klippen-Decke zwischen Niderhore und Hinders Niderhore.

Bei der so genannten Falte III (RABOWSKI 1920, WEGMÜLLER 1953) östlich von Garstatt handelt es sich nicht um eine tektonische Abtrennung der Einheiten,

sondern um die grosse Sackungsmasse von Bunschleregat–Horeguger–Garstatt (BECK 1952).

Gurnigel-Decke

Der Gurnigel-Flysch, der in der Nordwestecke des Kartengebiets aufgeschlossen ist, bildet den südlichen Teil der Schwyberg-Schuppe (Blatt 1206 Guggisberg). Der Gurnigel-Flysch wurde lange Zeit als ultrahelvetisch betrachtet. CARON (1976) und CARON et al. (1980a) deuten jedoch das Herkunftsgebiet der Gurnigel-Decke als Ultrabriançonnais (Piemont- bis ligurische-Domäne), denn Reste der Gurnigel-Decke sind auf der Klippen-Decke vorhanden und bilden die Saane-Decke (Préalpes supérieures). Somit kann die Gurnigel-Decke als fünfte tektonische Einheit der Préalpes supérieures (s.u.) betrachtet werden. Dem als laterales Äquivalent des Gurnigel-Flyschs gedeuteten Schlieren-Flysch wird manchmal auch ein nordpenninisches (Walliser Trog) Herkunftsgebiet zugeordnet (TRÜMPY 2006). Die kürzlich erschienene Studie von BÜTLER et al. (2011) verweist aber auf eine Zirkonpopulation im Schlieren-Flysch, die für eine Sedimentquelle vom südlichen Kontinentalrand der Tethys (Südpenninikum) spricht.

Wie schon TERCIER (1928) bemerkte, machen die Abwesenheit leitender stratigraphischer Horizonte, die Seltenheit guter Aufschlüsse, die disharmonische Faltung sowie Hakenwurf und Sackungen die Untersuchung der tektonischen Struktur des Gurnigel-Flyschs zu einer undankbaren Aufgabe. Indem die abweichenden Schichtorientierungen vernachlässigt werden, die mit den disharmonischen Sekundärfalten, den Sackungen oder dem Hakenwurf in Verbindung stehen, können die grossen strukturellen Linien des Gurnigel-Flyschs dennoch wiederhergestellt werden: Die Abhänge oberhalb des Schwarzsees bilden den Südostschenkel einer breiten Synklinale mit einem Kern aus Flysch des Lutétiens (Flysch 4), deren SW–NE verlaufende Achse nördlich von Fuchses Schwyberg durchgeht. Diese Synkinalstruktur ist gegen Südwesten bis zur N–S verlaufenden Auta-Chia-Störung (Blatt 1225 Gruyères) verfolgbar.

Die grossen Flyschmassen nordöstlich des Schwarzsees (Hürleni, Unter Hohberg) wurden als Linsen im Infrapräalpinen Melange interpretiert. Der Spitzhubel hingegen wird als Teil der Gurnigel-Decke betrachtet. Er bildet entweder den Südchenkel einer sehr engen Antiklinale, deren Spur auf Blatt 1206 Guggisberg durch Infrapräalpines Melange gekennzeichnet ist, oder aber eine Schuppe, die auf die Hauptmasse der Gurnigel-Decke überschoben wurde.

Préalpes supérieures

Die obersten Deckeneinheiten im präalpinen Deckenstapel (Saane-, Dranses-, Simmen- und Gets-Decke) werden als Préalpes supérieures bezeichnet. Die Préalpes supérieures kommen im Gebiet von Blatt Boltigen im Süden der Gastlosen-Schuppe (Abländschen, Jaunpass und Simmental) wie auch nördlich davon

vor, wo sie den Kern der Château-d'Oex-Synklijalzone bilden (zwischen Brendelspitz und Reidigen). Auch wenn die Préalpes supérieures die oberste Einheit im präalpinen Deckenstapel darstellen, bilden sie dennoch nicht die höchsten Gipfel. Die Flysche bestimmen eher abgestumpfte Reliefs und niedriggelegene Zonen (Mulden und Täler).

STEINMANN (1905) war der erste, der die Existenz einer neuen tektonischen Einheit erkannte, die oberhalb der Brekzien-Decke liegt. Aufgrund der in ihr enthaltenen Radiolarite und Ophiolite nannte er sie «Rhätische Decke» (durch Vergleich mit Graubünden). Diese Benennung bezeichnete jedoch nur die mesozoischen Linsen (Gueyras-Komplex), der Flysch wurde gleichbleibend der Klippen-Decke zugeordnet. Nachdem RABOWSKI (1912, 1920) die grosse Ausdehnung der «Rhätischen Decke» im Simmental aufzeigte, schlug er vor, diesen Begriff durch «Simmen-Decke» zu ersetzen, ohne jedoch die Flysche miteinzubeziehen. Diese wurden solange der Klippen-Decke zugeordnet, bis TSCHACHTLI (1939, 1941) zeigen konnte, dass nicht nur die Klippen-Decke, sondern auch die Simmen-Decke sowie die Brekzien-Decke ihren eigenen Flysch besitzen. Von diesem Zeitpunkt an beschäftigten die Unterteilung dieser Flyschmasse, die Frage ihrer Zuordnung und ihre Datierung zahlreiche Geologen, von denen diejenigen hier zitiert werden, die für das Kartengebiet relevant sind: BIERI (1946), WEGMÜLLER (1947, 1949, 1953), KLAUS (1953), CARON (1965, 1972), FLÜCK (1973) und WICHT (1984). Bei diesen Autoren finden sich detaillierte geschichtliche Darstellungen und eine Zusammenfassung über die Entwicklung der Kenntnisse und der Unsicherheiten, die mit dieser Problematik verbunden sind.

Für das Blatt Boltigen wurde das Schema von CARON (1972) übernommen, das von CARON et al. (1980b) verfeinert wurde und schliesslich von CARON et al. (1989) in seinen tektonisch-sedimentären Kontext platziert wurde: die «Nappe Supérieure des Préalpes», die der «Nappe de la Simme s.l.» («Simmendecke s.l.») entspricht und die hier Préalpes supérieures genannt wird, beinhaltet den ganzen Flyschkomplex, der auf die Klippen-Decke und die Brekzien-Decke überschoben wurde. Dabei wurden auf beiden letzteren Decken eozäne Melanges (Coulaytes-Melange bzw. Mattes-Melange) gebildet. In den Préalpes supérieures werden vier tektonische Einheiten unterschieden, die als Decken eingestuft werden. Von unten nach oben handelt es sich um die Saane-Decke, die Dranses-Decke, die Simmen-Decke und die Gets-Decke. Die Gesteine der Saane-Decke können als Reste der Gurnigel-Decke betrachtet werden. Somit kann die Gurnigel-Decke (s.o.) als fünfte tektonische Einheit der Préalpes supérieures betrachtet werden, die mit der Saane-Decke in engstem Zusammenhang steht. Die sehr geringe Dichte an auf der Karte dargestellten Brüchen in den Préalpes supérieures im Vergleich zu jenen, die in den umgebenden vorherrschend kalkigeren Einheiten beobachtet werden konnten, hat in erster Linie mit den schlechten Aufschlussverhältnissen zu tun. Zudem kann ein biegsamerer Deformationstyp in den Flyschen angenommen werden.

Saane-Decke

Der Begriff Saane-Decke (Nappe de la Sarine) wurde von CARON (1972) eingeführt, der sie als Reste der Gurnigel-Decke interpretierte. Die Reidigen-Formation, die die Decke bildet, wurde einst entweder nicht erkannt, der Klippen-Decke zugeordnet oder mit dem Helminthoiden-Flysch (Biot-Formation der Dranses-Decke) verwechselt. Die Saane-Decke ist in der Château-d'Oex-Synklinalzone bei Reidigen weiträumig aufgeschlossen, gegen den Reidiggraben verengt sich diese Zone stark und keilt schliesslich aus. Sie ist auch auf den Südschenkeln der Antiklinalen der Préalpes médianes plastiques internes (Dürri-flue-Antiklinalschuppe, Heiti-Antiklinale) aufgeschlossen. Südlich davon ist sie noch bei Wäschbrunne (Koord. 2597.95/1167.32) auf den Préalpes médianes rigides externes vorhanden, fehlt aber sowohl auf den Préalpes médianes rigides internes als auch auf der Brekzien-Decke.

Dranses-Decke

Das Ausdehnungsgebiet der Dranses-Decke ist hinsichtlich der Saane-Decke nach Süden verschoben. Auf dem Südschenkel der Château-d'Oex-Synklinalzone zwischen Im Roten Herd (Koord. 2586.4/1158.6) und Vorderi Pilarda (Koord. 2589.1/1161.1) ist sie in inverser Lage oberhalb der Préalpes médianes plastiques externes noch vorhanden. Sie kommt auch oberhalb der Préalpes médianes plastiques internes (zwischen Waldried und Weissenburgerbad) vor. Ihre grösste Ausdehnung erfährt sie oberhalb der Préalpes médianes rigides externes (im Südosten der Gastlosenschuppe). Auch sie wurde oberhalb der Préalpes médianes rigides internes und der Brekzien-Decke nicht vorgefunden. Die Dranses-Decke liegt mit einem tektonischen Kontakt auf der Saane-Decke, und auch ihre Obergrenze besteht immer aus einem tektonischen Kontakt. In morphologischer Hinsicht bildet der Hauptteil der Decke, der aus Helminthoidenflysch besteht, charakteristische Reliefs: Abhänge oder Hügel mit regelmässigem Gefälle, die von Weiden bedeckt sind.

Simmen-Decke

Die Simmen-Decke ist im Kern der Château-d'Oex-Synklinalzone (Brennelpitz) und im Südschenkel der Dürri-flue-Antiklinalschuppe vorhanden. Die grösste Masse befindet sich jedoch in der Jaunpassregion und im Simmental. Dort formt sie eine weite gegen Nordwesten geneigte Synklinale, deren Kern durch den Gueyraz-Komplex unterstrichen wird. Die sehr grosse Ausdehnung der Manche-Formation im Osten von Boltigen kann als Rampenfalte interpretiert werden, die möglicherweise mit einer Überschiebung im Untergrund, die sich westlich der Boltigen-Störung parallel zur Simme entwickelte, in Zusammenhang steht.

Nordöstlich von Boltigen scheint der Gueyras-Komplex eine überkippte Falte mit Radiolarit-Kern und mit nach Südosten geneigter Achsenfläche zu bilden. Derartige kleindimensionale Strukturen lassen sich auch anderswo im Gueyras-Komplex beobachten. Sie können nicht mit der grossräumigen Synklijinalstruktur der Simmen-Decke in Einklang gebracht werden. Die heutige Position des Gueyras-Komplexes (und Tissotta-Melanges) befindet sich zwischen der Manche-Formation und der Rodomonts-Formation. Nach ELTER et al. (1966) gleichen die Gesteine des Gueyras-Komplexes mesozoischen Serien aus der Canavese-Zone, am wahrscheinlichsten aus dem internen Teil (CLÉMENT 1986). TRÜMPY (1976) vermutet als paläogeographisches Herkunftsgebiet das Gebiet Sesia-Dent Blanche. Das Hauptproblem betrifft die strukturelle Position des Gueyras-Komplexes zwischen der Manche-Formation im Liegenden und der Rodomonts-Formation im Hangenden. Eine Überschiebung von Süden gegen Norden, wie dies für die präalpinen Decken allgemein der Fall ist, hätte eine zur bestehenden inverse Situation (Manche- auf Rodomonts-Formation) zur Folge gehabt. Dieses Problem kann gelöst werden, indem während einer frühen Deformationsphase (Cénomaniens-Santonien) eine Überschiebung der Rodomonts-Formation (mit einem Teil der pelagischen Ante-Flysch-Serie an seiner Basis) von Norden nach Süden auf die Manche-Formation in Betracht gezogen wird (Raymond Plancherel, pers. Mitt.).

Aus diesem Blickwinkel könnten die pelagischen «Blöcke» der Simmen-Decke, die den Gueyras-Komplex aufbauen, eher als Linsen in einem Melange statt als wirkliche Olistholithe betrachtet werden. Die Frage nach ihrer Herkunft und Bildung dieser Linsen führt – wie man sieht – zu zahlreichen Interpretationen. Da es unmöglich ist, sich zwischen der einen oder anderen Hypothese zu entscheiden, möge man sich an die hier wiedergegebenen Äusserungen von ELTER et al. (1966) zur Bildung der mesozoischen Ante-Flysch-Schuppen halten. Ihr Vorkommen im Flysch kann auf verschiedene Arten, die sich gegenseitig nicht ausschliessen, erklärt werden: Schuppen, die während der Flyschablagerung ins Becken rutschten und von durch Verwerfungen entstandenen Steilhängen oder von Klippen stammen (Olistholithe); Schuppen, die vom Flyschsubstrat zu Beginn der Deckenbildung abgeschert wurden; oder Schuppen aus einem zu Beginn noch zusammenhängenden Deckenkörper, der während des fortschreitenden Transports dieser riesigen plastischen Masse zerstückelt worden wäre.

Gets-Decke

Die Gets-Decke, mit der strukturell höchsten Position in den Präalpen, ist nur südlich des Jaunpasses aufgeschlossen. Dort liegt sie diskordant auf zwei Einheiten der Simmen-Decke (Gueyras-Komplex und Rodomonts-Formation).

Störungen

Euschelsspass-Störung

Die Euschelsspass-Störung ist beim Euschelsspass morphologisch besonders ausgeprägt. Die N-S gerichtete Depression entspricht einem relativ schmalen Band dislozierter Schollen, das quer zu den Faltenachsen verläuft. JEANNET (1922, S. 646) beschrieb die «Transversalstörung des Nüschel» und interpretierte sie als Horizontalflexur. Bei PLANCHEREL (1976, 1979) taucht die Blattverschiebung unter dem Namen Dislocation transversale Bellegarde-Lac Noir auf. Am eindrucksvollsten sind die Auswirkungen dieser Bruchzone am Euschelsspass zu sehen. Aus diesem Grund wird hier dem Namen Euschelsspass-Störung Vorrang gegeben. Auch kann die Störung gegen Süden und Norden weiter als nur von Jaun bis Schwarzsee verfolgt werden. Gegen Norden beeinflusst sie bis über das Kartengebiet hinaus den Lauf der Warmen Sense. Gegen Süden kann sie über das Soldatenhaus hinaus bis zum Wolfs Ort (Blatt 1246 Zweisimmen) und darüber hinaus verfolgt werden. Es handelt sich um ein eigentliches Bruchsystem mit etlichen seitlich gestaffelten Brüchen mit unterschiedlichem Versatz sowie Querbrüchen. So bringt zum Beispiel der Bruch am Wasserfall des Euschelssbach (Koord.2588.325/1166.715) dunklen Sandkalk der Grande-Bonavau-Formation (Früher Jura) in direkten Kontakt mit hellem Kalk der Moléson-Formation (Später Jura). Der Bärenlochbruch (Koord. 2587.85/1165.50) bringt sukzessiv Kalke des Frühen und Mittleren Juras mit der Moléson-Formation in Berührung und entwickelt gegen Norden einen eher überschiebenden Charakter (PLANCHEREL 1976, 1979), der Frühe Kreide auf tertiären Flysch bringt. Zwischen Obere Euschels und der Ritzlialp kennzeichnet das Bruchsystem ein Mosaik mit verdrehten und sogar invers gelagerten Schollen (Taf. I, Profil 2). Südliche Ausleger der Störung mit unterschiedlichem Versatz definieren die Klus bei Kappelboden.

Plagersflue-Störung

Eine weitere transpressive Störung durchschlägt ebenfalls mehrere Decken zwischen Büel und der Plagersflue. Sie bestimmt in diesem Bereich auch den Flusslauf des Jaunbachs (Jäunli). Östlich der Störung entwickelten sich mehrere Überschiebungen und eine Antiklinalstruktur (Dürriflue-Antiklinale), die zur Hebung der Gastlosen-Schuppe (Plagersflue-Bäderhore) führte. Dies hat sich im Westen nicht ereignet. Dort taucht die Gastlosen-Schuppe gegen die Störung hin ab.

Gleichzeitig ist das Gebiet der Plagersflue-Kluse von dextralen WNW-ESE gerichteten Normalbrüchen geprägt, wovon einer den Lauf des östlichen Zuflusses des Jaunbachs festlegt. Er weist einen offenbar dextralen Versatz auf, der aber auch durch die Hebung des nördlichen Kompartiments (Plagersflue-Bäderhore) gegenüber dem südlichen hervorgerufen wird. Diese Bewegungskomponente kann auch am Jaunpass beobachtet werden.

Boltigen-Störung

Die Störung ist vor allem im Stampfibach gut sichtbar, wo sie die massiven Kalke (Dorfflüe-Formation) der Gastlosen-Schuppe (Schafflüe) direkt mit dem Flysch der Dranse-Decke (Egg) in lateralen Kontakt bringt. Diese Störung verlängert sich gegen Süden durch die Simmen-Decke mindestens bis zum Laubeggfall, was durch den sinistralen Versatz des Gueyras-Komplexes nachvollziehbar ist. Denselben Versatz kann man auch für die Brekzien-Decke beobachten, wenn man südlich über das Kartengebiet hinaussieht. Im Norden scheint diese Blattverschiebung lateral in die Sulzibuch-Überschiebung überzugehen oder versetzt diese.

Chüearnisch-Störung

Diese Störung versetzt mittels mehrerer N-S verlaufender Brüche die Langel-Antiklinale sinistral. PLANCHEREL (1979) nennt sie Wannelsgrat-Chüearnisch-Störung, doch endet dieser Bruch noch vor dem Wannelsgrat (Blatt 1206 Guggisberg). Wie die Boltigen-Störung geht auch diese quasi senkrechte Transversalstörung vor dem Wannelsgrat in eine Überschiebung über oder versetzt diese.

Falkeflue-Störung

Östlich der Chüearnisch-Störung verschiebt die Falkeflue-Störung die Langel-Antiklinale in gleicher Weise. In mehr oder weniger direkter Verbindung könnte diese Störung auch für den Versatz östlich der Mittagflue verantwortlich sein, obschon da die Bewegungen eher vertikal sind. Gegen Norden wird der Versatz in den Kreideformationen abgedämpft.

Weissenburg-Bruch

Der Weissenburg-Bruch (BIERI 1925) ist eine dextrale Blattverschiebung mit einer durchschnittlichen Richtung von N110°. Ihre Scherfläche fällt 75–80° gegen Südwesten ein. Sie durchschlägt somit die Antiklinalen in einem schiefen Winkel. Im Südosten weist sie eine geringe vertikale Komponente auf. Es wird angenommen, dass die vertikale Komponente gegen Nordwesten zunimmt (PLANCHEREL 1979), um westlich des Hohmädli eher einen überschiebenden Charakter anzunehmen. Der Weissenburg-Bruch setzt sich vermutlich mit einem möglichen Versatz im Hengstschlund (Blatt 1206 Gurnigel, TERCIER & BIERI 1961) bis in den Wannelsgrat fort. Es können nordöstlich und südwestlich des Weissenburg-Bruchs weitere, parallel verlaufende Brüche ausgemacht werden (Homädli-, Widdersgrind-, Schibe-Bruch), alle mit offenbar dextralem Versatz, aber vermutlich auch mit überschiebender Komponente.

Niderhore-Rücküberschiebung

Obschon die Rücküberschiebung beim Niderhore von quartärem Lockergestein verdeckt ist, erkennt man, dass der offenbare Versatz in diesem Gebiet am grössten ist. Sichtbar tritt die Niderhore-Rücküberschiebung nordöstlich in der Wand der (zu Recht so genannten) Zweufalti Flue (Koord. 2600.95/1161.63) hervor, wo die vom Girehore nordwestlich einfallende Dorfflüe-Formation sich mit derselben, jedoch rückwärts überschobenen Formation zu einer Wand doppelter Höhe vereint, mit Couches Rouges und sogar Coulaytes-Melange (bei Vierzeli) dazwischen. Die Rücküberschiebung kann gegen Osten noch über das Kartengebiet hinaus bis zum Turne (Blatt 1227 Niesen) oder sogar zum Pfaffe weiterverfolgt werden. Gegen Südwesten bringt die Niederhore-Rücküberschiebung Coulaytes-Melange (Meieberg) und ein komplexes Gefüge von Linsen der Dorfflüe-Formation und Triasgesteinen zwischen die hier verdoppelte Brekzien-Decke (Oberer Niderwürfi). Weiter südwestlich weist eine Spur von Couches-Rouges- und Flysch-aufschlüssen (Mattes-Melange?) im Loheregrabe und Mariedgrabe (Blatt 1246 Zweisimmen) auf die Rücküberschiebung hin. Die Niderhore-Rücküberschiebung verliert sich unter dem Bachschuttkegel von Mannried und wird vermutlich von der Boltigen-Störung durchbrochen.

Maischüpfen-Rücküberschiebung

Die Maischüpfen-Rücküberschiebung (MATZENAUER 2012, S. 42ff.) kann entlang dem Weg, der von Maischüpfen (Koord. 2585.15/1163.25) über den kleinen Pass (Pkt. 2015 m) nördlich vom Schopfenspitz nach Combi führt, an verschiedenen Stellen beobachtet werden. Sie streicht in WSW-ENE-Richtung und fällt mit steilem Winkel gegen Nordwesten ein. Mit etwa 15 m Versatz wird massiger Kalk des Späten Juras auf plattigen Kalk der Frühen Kreide überschoben. Etwas nördlich der kleinen Mulde (Pkt. 1811 m) verliert sie sich im Hangschutt, und es kann nicht erörtert werden, ob sie von der nördlich gelegenen sinistralen Blattverschiebung durchbrochen wird, in diese übergeht oder aber bei Combi ihren Ursprung im Antiklinalern der Spitzflue-Antiklinale findet.

Deformationsmodell

Wie schon PASQUIER (2005) in den Erläuterungen im benachbarten Blatt 1225 Gruyères bemerkte, existieren zwei Deformationsmodelle, die die aktuell sichtbaren Strukturen in der Klippen-Decke zu erklären versuchen.

Für MOSAR (1988, 1989, 1991), WISSING & PFIFFNER (2002) und MATZENAUER (2012) bildeten sich die Falten und Überschiebungen (grösstenteils bevorzugt entlang reaktivierter Paläoverwerfungen) während einer frühen Deformationsphase, noch

bevor die Deckenstirn im Oligozän die helvetische Domäne erreichte. Die Klippen-Decke wurde anschliessend zusammen mit den Decken der Préalpes supérieures mehr oder weniger passiv auf dem Rücken ultrahelvetischer und helvetischer Einheiten zu ihrer heutigen Position transportiert. Während dieser letzten Phase wurde die Klippen-Decke auf die Gurnigel-Decke überschoben, fand die Verschiebung im frontalen Bereich der Klippen-Decke statt, wurden gewisse Faltenachsen aufgerichtet oder sogar nach Süden überkippt, und es entwickelte sich ein System konjugierter Blattverschiebungen (sinistral, N-S verlaufend und dextral, WNW-ESE verlaufend).

Nach PLANCHEREL (1979, S.202) fand die Hauptdeformation später statt. Im Oligozän gebildet und überschoben, wären die Voralpen (inklusive subalpiner Molasse) hauptsächlich während einer mioptozänen Subduktions- und Scherungsphase deformiert worden – durch Überschiebung auf das Molassevorland. Diese Überschiebung wäre ebenfalls für die Verschiebung der Gurnigel-Decke verantwortlich (VAN STUIJVENBERG 1979, S.40ff.). Übereinstimmend mit dem Modell kontinuierlicher Deformation durch horizontale Scherung (Wrench Tectonics, WILCOX et al. 1973) seien Falten, Überschiebungen und Scherbrüche genetisch verbunden, und die grossen N-S gerichteten sinistralen sowie ihre konjugierten Blattverschiebungen hätten sich somit gleichzeitig mit den Falten und Überschiebungen gebildet. Die in der Klippen-Decke gut sichtbaren Blattverschiebungen verformten auch die anderen präalpinen Decken und die subalpine Molasse (PLANCHEREL 1979). Auf beiden Seiten der oben genannten Blattverschiebungen wurden die betroffenen Einheiten nicht nur verschoben, sondern auch ihre interne Strukturierung entwickelte sich unterschiedlich. Dieses Phänomen ist für die Euschelsspass-Störung besonders ausgeprägt. Es kann zum Beispiel auf den beiden Seiten der kleinen Blattverschiebung der Combigabel (Koord.2586.63/1163.85) beobachtet werden. Die West- und Ostkompartimente entwickelten nicht die gleichen Deformationsstrukturen, was auf zeitgleiche Deformation hinweist (PLANCHEREL 1976). Wären die Störungen nach einer frühen Faltungsphase entstanden, wären die Kompartimente beiderseits der Störungen zwar verschoben, würden aber identische Strukturen aufweisen. MATZENAUER (2012, S.131) zieht in Betracht, dass eine Schar generell NE-SW gerichteter jurassischer Paläoverwerfungen eine Prästrukturierung der stratigraphischen Serie bildete, die in kompressivem Regime reaktiviert wurde.

Erdbeben

Zwischen 1975 und 2012 ereigneten sich im Kartengebiet ca. 40 Erdbeben mit einer Stärke von unterhalb 3 (Erdbebenkatalog des Schweizerischen Erdbebendienstes). Ein einziges erreichte eine Stärke von 3,8. Es ereignete sich am 20.5.1999 westlich der Riggisalp (Koord.2589.00/1166.70), also am Ostrand der Euschelsspass-Störung. Sein Hypozentrum (7 km tief) soll sich im kristallinen Sockel befinden haben (DEICHMANN et al. 2000, S.400).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Kohle

In der Lagune, in der sich während des Mittleren Juras die *Mytilus*-Schichten ablagerten, sammelten sich unter anderem auch Reste terrestrischer Pflanzen an, die damals auf Inseln oder am Rand der Briançonnais-Plattform wuchsen. Durch Kompaktion verwandelten sich die Pflanzenreste zu Kohle, die heute im unteren Teil des Rubli-Members (SEPTFONTAINE 1983, S. 32, FURRER 1979a, S. 654) in drei bis fünf Flözen vorkommt, jedes zwischen 10 cm bis maximal 50 cm mächtig. Man findet sie in den Préalpes médianes rigides (Gastlosen, Bäderhore, Mittagflue, Festi) und auch in den Préalpes médianes plastiques internes (Dürriflue, Chlushore, Holzerhore, Waldriedweiden).

Während des 18. Jahrhunderts wurden die Flöze wiederholt abgebaut. Vor allem in der Region von Boltigen kannte der Kohlebergbau einen gewissen wirtschaftlichen Erfolg. Die ersten Konzessionen wurden ab 1760 vergeben. Jährlich wurden dann ca. 50 t Kohle aus Bergwerken in geringer Tiefe gefördert. Während des ersten Drittels des 19. Jahrhunderts betrug die jährliche Produktion 250 t, um dann gegen 1850 mit 500 t den Höhepunkt zu erreichen. Nachdem der Abbau zeitweise eingestellt wurde, wurde er während des Ersten Weltkriegs kurzzeitig wieder aufgenommen. Während des Zweiten Weltkriegs und danach führte die Brennstoffknappheit zu einer erneuten Abbauperiode, die zwischen 1941 und 1948 sehr intensiv war: ca. 100 Männer, aufgeteilt in drei Schichten, arbeiteten für Fr 1.20 pro Stunde rund um die Uhr in drei Hauptbergwerken: Schwarzenmatt (Stolleneingang bei Chlusflue und Abbau der Kohlenflöze vom Chlushore und der Dürriflue), Boltigen (Stolleneingang im Tubetal und Abbau der Kohlenflöze der Mittagflue und vom Holzerhore) und Oberwil (Stolleneingang westlich von Waldried). Um die Kohlenflöze zu erreichen, wurden mehrere Kilometer Stollengänge gegraben, und die Fördermenge erreichte Rekordhöhen: 5186 t nur für das Schwarzenmatt-Bergwerk während des Jahres 1945. Die Kohlenflöze waren zwar geringmächtig und die Schwierigkeiten beim Abbau gross, die Kohlenqualität war jedoch hervorragend. Es handelte sich um die Schweizer Kohle mit dem grössten Heizwert. Dieser Umstand machte den Kohlenabbau rentabel, zumindest während der Krisenzeiten.

In zahlreichen Berichten des Bureaus für Bergbau des eidgenössischen Kriegs-, Industrie- und Arbeitsamtes, die zwischen 1941 und 1947 herausgegeben wurden und bei der Geologischen Informationsstelle der Landesgeologie einsehbar sind, finden sich zahlreiche Informationen über den Kohlenbergbau (Aktivitätsperioden, Jahresproduktion, Stollenpläne, geologische Schnitte, interpretierte tektonische Schemas, Kohlentypen und Heizwerteigenschaften). Für den Zeitabschnitt 1940–1948 präsentiert GENGE (1948) eine Synthese. Diese Dokumente erlaubten es, die Stollengänge der wichtigsten Bergwerke auf der Karte einzu-

tragen. Die Bergwerke sind heute alle stillgelegt und nicht begehbar. Die meisten sind eingestürzt, und es ist schwierig, sie im Gelände auszumachen, auch wenn ihre ungefähre Lage bekannt ist. SCHMIDT (1920, S. 39ff.) beschreibt die verschiedenen Kohlenabbauten der Voralpen, GENGE (1942) zeigt den geologischen Kontext derjenigen zwischen Boltigen und Wimmis auf, und KAMMER (2000) behandelt in einem reich illustrierten Werk die historischen Hintergründe. Zu Beginn der 2000er-Jahre wurde ein Projekt zur Sanierung gewisser Stollen für touristische Zwecke ins Leben gerufen.

DE GIRARD (1896) erwähnt die Eröffnung zweier untiefer Stollen in den 1870er-Jahren bei den Gastlosen, der eine im Mattenwald und der andere oberhalb vom «Mauzes Bergli» (heute Musersbergli). Die Kohle dieser Bergwerke wurde nur in geringem Umfang abgebaut, und die Bergwerke fielen schnell in Vergessenheit. BADOUX untersuchte 1945 das in einer Sackungsmasse gelegene Bergwerk vom Mattenwald auf die Abbauwürdigkeit der Kohle hin. Sein Bericht erlaubte es, den Stolleneingang zu lokalisieren, der schon damals teilweise eingestürzt war und heute spurlos verschwunden ist. PFANDER & JANS (2004, S. 94) bezeichnen den Mattenwald-Stollen nicht als «Kohlenloch» sondern als «Goldloch». Eine Sediment-Aufschlammung im Bach unterhalb des ehemaligen Stollens erwies sich jedoch als erfolglos. Es ist möglich, dass die Hinweise auf die zahlreichen damals bekannten «Goldlöcher» dem Pyrit zuzuschreiben sind, der in den Kohlenflözen vorkommt.

Am 14. August 1917 wurde in der Region Château-d'Oex während einer Zeit grosser Brennstoffknappheit die Kohlenbergbaugesellschaft Société des charbonnages du Pays d'Enhaut gegründet. Aufgrund des geringen Vorkommens dauerte der Abbau aber nicht lange an. Während des Zweiten Weltkriegs wurden auch diese Bergwerke erneut betrieben, dann aber wieder stillgelegt.

Erdöl

Ozokerit (Erd- oder Bergwachs), eine Mischung aus Kohlenwasserstoffen, kommt in Form kleiner gelbgrünlicher Tropfen in den durch die Euschelsspass-Störung tektonisierten Abfolgen im Graben des Euschelsbachs (Koord. 2588.32/1166.76/1275 m) vor, wo frühkretazischer plattiger Kalk der Sciernes-d'Albeuve-Formation in Kontakt mit der frühjurassischen Grande-Bonavau-Formation steht (DE GIRARD 1906, S. 45, 1913, S. 80f.). Die Herkunft des Erdwachses ist wahrscheinlich im organischen Material der Intyamon-Formation zu suchen, die im Bereich der Euschelsspass-Störung stark deformiert wurde (TERCIER et al. 1945, S. 508).

Gips

Der heute stillgelegte Steinbruch der Gypsera (Koord. 2588.52/1168.22/1140 m) bildete zusammen mit dem Steinbruch von Burgerwald, der sich im Gebiet des

benachbarten Blattes 1205 Rossens in ähnlicher tektonischer Lage befindet (WEIDMANN et al.2002, WEIDMANN 2005), die wichtigste Quelle für Gips im Kanton Freiburg (DE GIRARD 1896). TERCIER (1928) erwähnt ebenfalls einen einst im Steinbruch westlich der Brüggera in der Sackungsmasse ausgebeuteten Gipsaufschluss (ehemaliger Steinbruch «Im Rohr», Koord.2589.33/1169.12/1160 m). Der Gips stammt aus Linsen des Infrapräalpinen Melanges.

Naturbausteine und Brechsteine

Im Steinbruch Laubegg (Koord. 2595.600/1159.300) wird der massive Kalk der Dorfflüe-Formation der Préalpes médianes rigides internes abgebaut. Er wird zu Blöcken und zu Schotter gebrochen. In einem kleinen Steinbruch im Trogsitegrabe wird der kalkige Flysch der Biot-Formation abgebaut. Zwei ehemalige, ebenfalls kleine Steinbrüche wurden noch auf der Karte eingetragen: der eine auf dem Jaunpass (Radiolarit), der andere nordöstlich des Horegugers (Dorfflüe-Formation).

HYDROGEOLOGIE

Quellen wurden mit Hilfe von Karten der Gewässerschutzgebiete (SEN 2007, WEA 2003), auf denen man Angaben über den Abfluss findet, auf dem Atlasblatt Boltigen eingetragen. Dazu kommen unterschiedliche Daten unveröffentlichter geologischer Karten (s. Kap. Einführung), unveröffentlichte Berichte privater Büros, eine regionale Studie (MÜLLER 1976a) und eigene Feldaufnahmen.

Meistens werden die Quellen in der Klippen-Decke aus Karstaquiferen gespeist und weisen einen schwankenden, oft hohen Abfluss auf (s.u.). Die Flysche der Préalpes supérieures weisen zahlreiche Quellen auf, allerdings mit bescheidenem Abfluss, häufig unter 100 l/min. Eine ähnliche Situation findet sich in der Gurnigel-Decke und im Infrapräalpinen Melange wieder. In der Brekzien-Decke sind Quellen äusserst rar. Eine Evaluation des Grundwasservorkommens im Simmental (WEA 1999) brachte einen guten Grundwasserleiter hervor. Er befindet sich in den postglazialen Alluvionen der Simme zwischen Weissenbach und Boltigen. Der Grundwasserspiegel liegt südlich von Weissenbach in einer Tiefe von fünf Metern und bei Boltigen in einer Tiefe von nur zwei Metern.

Karst

In den Kalken des Späten Juras und der Frühen Kreide der Klippen-Decke sind Karstphänomene (Karren, Dolinen) gut entwickelt. Sehr eindrücklich sind die Kluftkarren des Breccaschlunds (oberer Teil), von Luchere (südwestlich von Walop, HÄUSELMANN & SCHMID 1995) und von Urscher (nordöstlich des Niderhore). Die besonders ausgeprägte Karstlandschaft des Breccaschlunds wurde 1996 aufgrund ihrer Karren, Dolinen, Karstsenken, Kare und auch wegen der eindrücklichen Moränenwälle und kleinen Blockgletscher ins Bundesinventar der Landschaften und Naturdenkmäler von nationaler Bedeutung (BLN) aufgenommen. Dieses Tal wurde seit Ende des 19. Jahrhunderts oft geologisch und geomorphologisch untersucht. In PUGIN (1975) und HEJDA (1997) findet man eine Zusammenfassung.

Auf der Karte wurden mehr als 400 Dolinen eingetragen. Viele von ihnen führen zu kleinen Hohlräumen, die aufgrund ihrer geringen Dimensionen jedoch nicht als Höhlen auf der Karte eingetragen wurden (s.u.). Viele Dolinen bildeten sich auf triassischem Untergrund (z.B. westlich der Gypsera, Fig. 15), manchmal auch in Moränen auf triassischem Substrat. Beim letzten Fall handelt es sich nicht um glazigene Dolinen, sondern um Absenkungen der Moräne aufgrund der Auflösung von darunterliegendem Gips oder Dolomit. In einigen Fällen kann die Absenkung eine relativ mächtige Schicht quartärer Lockergesteine betreffen (mindestens 21 m in der Region der Geissalp, Koord. 2592.051/1168.555). Im Breccaschlund



Fig. 15: Sicht von Osten auf den Schwarzsee. Im Vordergrund Dolinen auf versacktem Gips. Oben links der Bachschuttfächer von Seeweid. Foto L. Braillard.

(südwestlich des Schwarzsees), in der näheren Umgebung der Walopseen (südöstlich der Kaiseregg) und im Osten des Seebergsees befinden sich mehrere Senken ohne oberirdischen Abfluss.

Auf der Karte wurden nur Höhlen mit mehr als 100 m Länge eingetragen. Die Inventare des Spéléo-Club des Préalpes fribourgeoises, der Groupe spéléo Lausanne und der Schweizerischen Gesellschaft für Höhlenforschung Sektion Bern dienten als Grundlage. Höhlen kommen im Westen des Gros Brun, am Nordfuss der Spitzflue, südwestlich von Walop, auf dem Südhang der Gastlosen und nordöstlich des Niderhore vor. Die meisten Höhlen sind auf eine Verwerfung und/oder einen lithologischen Kontakt zurückzuführen. Zwei grosse Höhlensysteme sind noch zu nennen: das Karstnetz beim Wasserfall von Jaun (250 m Länge, 80 m Tiefe), und das Karstnetz der temporären Quelle östlich des Hinteren Walopsees (Koord. 2592.247/1166.257, 150 m Länge), das die Widdergalm-Synklinale mit Couches-Rouges-Kern entwässert.

Karstquellen

Bei PASQUIER et al. (1999, S.109ff.) finden sich eine Beschreibung der hydrogeologischen Merkmale der verschiedenen Formationen der Préalpes médianes plastiques und eine Übersicht der hydrogeologischen Verhältnisse der Region Vanil Noir-Gastlosen. Die meisten Quellen der Klippen-Decke im Gebiet von Blatt Boltigen stehen mehr oder weniger in direktem Zusammenhang mit Karst, der sich hauptsächlich im massiven Kalk der Dorfflüe- und Moléson-Formation und im plattigen Kalk der Sciernes-d'Albeuve-Formation entwickelte. Das Symbol Karstquelle wurde jedoch nur für grosse Karstquellen und für jene weniger grossen, gebraucht, bei denen Karstcharakter als erwiesen gilt.

Mit einem jährlichen mittleren Abfluss von 700l/s und einem Hochwasserabfluss, der während der Schneeschmelze im Frühling 6000l/s betragen kann, zählt der Wasserfall von Jaun (Fig. 16) zu den wichtigsten Karstquellen der Voralpen. Dabei handelt es sich um eine Quelle, die nur von unterirdischem Karstwasser gespeist wird. Seit 1928 wurden von SCHARDT (s. Kommentare von BÜCHI 1931) und dann von TERCIER (1949, 1951) Markierversuche (Fluoreszein) von der Talmulde von Morteys und vom Gros Mont (Blatt 1245 Château-d'Oex) aus durchgeführt. Sie brachten die Existenz eines Karstentwässerungssystems zum Vorschein, das bei der Vanil-Noir-Synklinale beginnt und bis zu den Quellen von Les Planeys (Blatt 1245 Château-d'Oex) und zum Wasserfall von Jaun führt. Das hydrogeologische Karstsystem des Vanil-Noir-Massivs und der Gastlosenkette wird von MÜLLER & PLANCHEREL (1982) beschrieben, und die meisten vorgängig publizierten Resultate (MÜLLER 1975, 1976a, 1976b, 1981) werden darin zusammengefasst. Anhand fortlaufender Messungen des Abflusses und der physikalisch-chemischen Parameter des Wassers des Wasserfalls von Jaun konnten diese Autoren die Existenz zweier Reservoirs aufzeigen: ein erstes mit langsamem Ablauf, das die Quelle während Niedrigwasser speist, und ein zweites mit schnellem Ablauf, das während Hochwasser eine starke Änderung des Mineralgehalts und tiefere Wassertemperaturen bewirkt. Diese Resultate werden durch spätere Untersuchungen von SCHOUWEY (1989), THIERRIN (1990), MONTCALM (1997) und GRASSO (1999) bestätigt und vervollständigt. Das mit Wasser geflutete 80 m tiefe Karstsystem wird seit den 1970er-Jahren durch Höhlentaucher erforscht und war 2012 vom Wasserfall aus auf einer horizontalen Distanz von ca. 300 m in Richtung Süden erkundet.

Die Lage der Austrittsstelle ist auf den ersten Blick erstaunlich, denn man würde eigentlich erwarten, dass das Grundwasser 150 m weiter westlich, entlang einer grossen N-S verlaufenden tektonischen Verwerfung, in den Jaunbach ablaufen würde. Nach MÜLLER & PLANCHEREL (1982) funktionieren Blattverschiebungen selten als Entwässerungskanal, sondern eher als gering durchlässige Trennfläche. Die entlang grösserer Verwerfungen vorkommenden natürlichen Hochwasserabläufe entstehen gemäss MÜLLER & PLANCHEREL (1982), weil das Grundwasser auf ein noch weniger durchlässiges Hindernis trifft.



Fig. 16: Der Wasserfall von Jaun. Es handelt sich um eine der grössten Karstquellen der Préalpes.
Foto L. Braillard.

Im August 2004 fanden gleichzeitig beim Wasserfall von Jaun und bei der Karstquelle bei Kappelboden, die 480 m oberhalb des Jaunbachs auf der rechten Uferseite liegt, grosse Abfluss- und Trübungsveränderungen statt, die nicht im Zusammenhang mit einer Regenperiode standen (L. Buchs, pers. Mitt.). Diese Veränderungen waren vermutlich das Resultat eines brüskten Durchbruchs eines durch einen Versturz verursachten Wasserrückhalts. Interessant dabei ist, dass eine Verbindung per Siphon zwischen den hydrogeologischen Einzugsgebieten Vanil Noir–Jaun-Wasserfall einerseits und Schafberg–Kappelboden andererseits bestehen könnte. Im Mai 1999 sprudelten einige Meter oberhalb der Kantonalstrasse grosse Wassermassen aus dickbankigem Kalk, der zwischen Jaun und Kappelboden aufgeschlossen ist. Die Resultate der Wasserproben, die bei dieser Gelegenheit sowohl im Karstüberlauf auf der rechten Uferseite des Jaunbachs als auch beim Wasserfall von Jaun auf der linken Seite des Jaunbachs genommen wurden, ergaben, dass das Wasser in diesem Fall nicht aus dem gleichen hydrogeologischen Reservoir stammte (BRIEL 1999).

Die Sandli-Quelle (Koord. 2589.881/1160.619) südlich von Schärersfang, drei Kilometer bachaufwärts vom Wasserfall von Jaun, ist die Hauptaustrittsstelle des

Karstreservoirs der Dorfflüe-Formation der Gastlosen (Préalpes médianes rigides). Seit 1976 ist diese Quelle für die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Jaun gefasst. Die Abflussschwankungen dieser Quelle sind bedeutend geringer als bei der Quelle des Wasserfalls von Jaun (SCHOUWEY 1989), da sie durch ein grosses Reservoir mit geringen hydraulischen Gradienten und einer mächtigen ungesättigten Zone gespeist wird. Unter diesen Verhältnissen werden schnelle Regenwasserinfiltrationen genügend ausgeglichen (HYDROSOL 2008).

Im Breccaschlund fehlen oberirdische Fließgewässer. Sein unterer Teil wird unterirdisch in nordöstlicher Richtung entwässert (temporäre Quellen am Kontakt der Moléson-Formation und der Torrent-de-Lessoc-Formation sowie gefasste Quellen südlich der Hubel Rippa). Der obere Teil wird hingegen vermutlich unterirdisch in südwestlicher Richtung entwässert (Karstquelle des Pont du Roc, Blatt 1225 Gruyères, BUGNON 1988). Diese Hypothese muss noch durch Markierversuche bestätigt werden.

Das Karstgebiet von Walop weist zwei kleine Seen auf. Der obere See (auf 1631 m Höhe), (Fig. 17) besitzt zwei Zuflüsse: ein kleiner Wasserlauf im Westen, der oberirdisch auf den tonigen Lagen der Intyamou-Formation fliesst, und eine temporäre Quelle, die die Schafberg-Widdergalm-Schibe-Synklinale mit Couches-Rouges-Kern beim Widdergalm entwässert. Der untere See (auf 1613 m Höhe) erhält ebenfalls Zufluss aus der nördlich gelegenen Synklinale. Beide Seen liegen auf den verkarsteten und durchlässigen Kalken der Sciernes-d'Albeuve-Formation und verdanken ihr Dasein dem Umstand, dass das Karstnetz durch Moränenmaterial abgedichtet ist. Der Pegel des unteren Sees kann sich temporär 5 m heben, sobald der Zufluss die Versickerungsrate übersteigt (FALCONNIER 1946a). Die Versickerungsstellen befinden sich in der felsigen Sperre südlich des Sees. Die Entwässerung des verkarsteten Einzugsgebiets von Walop verläuft sehr wahrscheinlich in südwestlicher Richtung, nämlich längs der geologischen Strukturen entlang der Langel-Antiklinale, die ein schwaches Axialgefälle in diese Richtung aufweist. Die Karstquelle von Kappelboden verdankt somit wahrscheinlich einen grossen Teil ihres Zuflusses dem Walop-Becken. Auch hier müssten noch Markierversuche unternommen werden.

Der Seebergsee (SE-Ecke des Kartiergebiets) liegt auf der Grenze zweier undurchlässiger Melanges (Coulaytes-Melange der Klippen-Decke im Osten und Mattes-Melange der Brekzien-Decke im Westen). Sein Wasserüberschuss nutzt einen Durchbruch einer Moränenschwelle, um in östlicher Richtung abzufließen und im Ponor einer kleinen Senke ohne oberirdischen Abfluss in den Couches Rouges zu schwinden. Die Versickerungsstelle trägt vermutlich zur Speisung der Quellen des Schwende-Kars im Osten bei. Wie die Walopseen war auch der Seebergsee Gegenstand einer Untersuchung der Abdichtung seines Sammelbeckens (FALCONNIER 1946b). HAUSMAN et al. (2002) beschreiben eine Bohrung, die 4 m laminierte Sedimente durchteufte, die während der letzten 2600 Jahre am Seegrund abgelagert wurden.



Fig. 17: Sicht von Nordwesten auf das Karstgebiet von Walop und die Klus in der Langel-Antiklinale. Foto L. Braillard.

Schwefelquellen und Thermalbäder

Seit 1785 wurde im Schwarzsee ein Quellgebiet genutzt, das sich ungefähr am Standort des heutigen Hotels Bad (Koord. 2587.47/1168.31) befand, am Kontakt zwischen Préalpes médianes plastiques und Infrapräalpinem Melange. Die durch das ehemalige Thermalzentrum des Schwarzsees genutzten Schwefelquellen (heute nicht mehr sichtbar) lagen ungefähr 300 m unterhalb eines Gipsaufschlusses. Die Quellen haben ein erstes, sehr rudimentäres, aus Rundhölzern gebautes Thermalbad gespeist, das 1804 durch eine Rutschung zerstört wurde. 1812 wurde ein neues Gebäude erstellt. Dieses renommierte Bad brannte 1910 nieder (DUBAS 1991).

Die kleine, nördöstlich des Schwarzsees gelegene Schwefelquelle des Hohberg, (Koord. 2591.497/1169.316) steht ebenfalls mit dem Infrapräalpinen Melange in Verbindung. Sie sondert einen Geruch nach faulen Eiern ab, und ihr Abfluss erreicht 201/min (Messung vom 6.5.2009). Eine ca. 100 m östlich gelegene Ruine aus Trockenmauerwerk könnte mit einer ehemaligen Nutzung der Quelle in Verbindung gebracht werden. Auf alle Fälle ist sie auf der topographischen Siegfriedkarte des beginnenden 20. Jahrhunderts als Schwefelquelle markiert.

Die Thermalquelle von Weissenburg (Koord.2602.13/1169.29/910 m) liegt in der Buuschebachschlucht, die in das Antiklinalgewölbe der Langel-Antiklinale (Préalpes médianes plastiques) mit Kern aus Moléson-Formation erodiert wurde. Die Quelle wurde bereits Ende des 16. Jahrhunderts erwähnt. Sie wurde 1604 gefasst, damit ein erstes 1606 in der Buuschebachschlucht gebautes Thermalbad (Hinteres Kurhaus, Koord.2601.90/1168.90/900 m) gespeist werden konnte. Zu Beginn konnte das Gebäude 20 Personen aufnehmen; es wurde dann mehrmals vergrössert, zählte bis 170 Betten und wurde 1925 zerstört. Das neue Kurhaus, ein imposantes fünfstöckiges Gebäude, das am Eingang der Schlucht (Koord.2602.04/1168.41/856 m) gebaut wurde, konnte über 200 Personen aufnehmen. Während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde es stillgelegt und 1986 zerstört, mit Ausnahme einiger Mauern, die durch den Verein Bad und Thermalquelle Weissenburg gerettet wurden. Der Verein errichtete am Bahnhof von Weissenburg auch ein Becken, das jedermann ermöglicht, sich mit Thermalwasser zu versorgen. In den 1970er-Jahren wurde dieses Wasser, dem man heilende Wirkung zusprach, auch für den Export in Flaschen abgefüllt. Der enorme Mineralgehalt (bis 1680 mg/l gelöster Substanzen, darunter ca. 1000 mg/l Sulfate) und die relativ hohe Temperatur (24–26 °C) resultieren laut HÖGL (1980) aus dem langen Weg des Wassers durch den Triaskern der Stockhorn-Antiklinale (Blatt 1206 Guggisberg).

Grundwasserfassungen

Im Kartengebiet wurden nur drei Grundwasserfassungen erstellt: im Osten des Berghauses Unterer Neugantrisch (Koord.2593.47/1168.85), im Simmental bei Weissenbach (Koord.2595.10/1161.00) und in der Talmulde vom Seeweidbach oberhalb des Campingplatzes des Schwarzsees (Koord.2587.130/1167.940). Letztere führt aufgrund der Infiltration des Bachs in die Schotter des Bachschuttkegels Wasser mit bakteriologisch mittelmässiger Qualität. 2012 liess die Gemeinde Plaffeien 50 m oberhalb der Fassung eine Probebohrung durchführen. Die Bohrung wurde bis zu einer Tiefe von 120 m in Triasgesteine (grauer und weisser teilweise zuckerkörniger Dolomit) abgeteuft und durchquerte 31 m Lockergesteine. Das Wasser in den Lockergesteinen wies eine für den Trinkwassergebrauch zu hohe Leitfähigkeit (bis 1500 S/cm) auf und konnte nicht genutzt werden. Auch das Wasser aus der Bohrung von Rohr (Koord.2588.90/1169.94) in der Region von Schwarzsee ist nicht geniessbar.

SIEDLUNGSGESCHICHTE

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurde das Simmental von den Gebrüdern David und Albert Andrist in Begleitung von Walter Flückiger intensiv erforscht. Sie waren auf der Suche nach Fossilfundstellen und archäologischen Bodendenkmälern in der Umgebung von Höhlen und Abris. Die wichtigsten Resultate sind in der Monographie von ANDRIST et al. (1964) zusammengefasst. Zwei in dieser Publikation beschriebene Bodendenkmäler befinden sich im Gebiet von Blatt Boltigen: das Ranggiloch (Koord. 2592.360/1164.945/1845 m) oberhalb von Chlus und das Schnurreloch (Koord. 2601.130/1168.675/1220 m) oberhalb Buusche.

Das Ranggiloch ist ein Abri, dessen Ausgrabung neben einer reichen spätpleistozänen Fauna (s. Kap. Pleistozän) 75 Artefakte aus kieseligen Gesteinen (hauptsächlich grüne und grüngraue Radiolaritfragmente) lieferte, von denen 10 Stücke als Werkzeuge betrachtet werden können (ANDRIST et al. 1964, S. 98). Aufgrund der in den gleichen Schichten vorkommenden pleistozänen Fauna wurden diese Werkzeuge lange Zeit als paläolithisch betrachtet. Sie müssen aber eher dem späten Mesolithikum oder frühen Neolithikum zugeteilt werden, dies aufgrund von drei Radiokarbondatierungen an Feuerstellenkohle, die Resultate zwischen 5,09 und 5,28 ka ¹⁴C BP ergaben (ANDRIST et al. 1964, JÉQUIER 1975).

Das Schnurreloch ist eine 26 m lange horizontale Höhle, deren 6 m mächtige Verfüllung im unteren Teil vier in den fossilhaltigen (Höhlenbären) Schichten verteilte Artefakte lieferte: drei Abschlüge aus feinkörnigem Quarzit des Mittelpaläolithikums (Moustérien) und eine kleine Klinge aus braungelbem, vermutlich aus dem Jura stammendem Silex. ANDRIST et al. (1964) ordnen diese Klinge ins Jungpaläolithikum ein, was JÉQUIER (1975) bezweifelt. Er ist der Ansicht, dass ein Alter von Magdalénien (Ende des Jungpaläolithikums) oder Mesolithikum für dieses Stück ebenfalls möglich ist. Zwei kleine ca. 100 m nordöstlich des Schnurrelochs liegende Abris, die während den 1930er Jahren ausgegraben wurden, lieferten Material aus der Bronzezeit.

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts war die Forschung in prähistorischer Archäologie durch die Funde und Thesen von E. Bächler geprägt. Er war Konservator im Naturhistorischen Museum von St. Gallen und prägte den Begriff des «alpinen Paläolithikums», einer kulturellen Fazies, die Jägern des Interglazials vor der Letzten Eiszeit zugeschrieben wird. Die Jäger seien auf die Jagd von Höhlenbären spezialisiert gewesen, denen sie nach E. Bächler kultmässig zugetan waren (JÉQUIER 1975, PATOU 1988). In diesem besonderen Zusammenhang muss der kritische Geist der Gebrüder Andrist und von W. Flückiger erwähnt werden. Sie zweifelten die Bestimmungen von E. Bächler an und umgaben sich mit den besten Spezialisten der Epoche (F.-E. Koby, Paläontologe und E. Schmid, Sedimentologe), um die Resultate ihrer Ausgrabungen bestmöglich zu interpretieren.

Zu Beginn des 21. Jahrhunderts deckte eine Reihe neuerer Untersuchungen beim Jaunpass (CROTTI & BULLINGER 2001) auf dem Nordwesthang der Gastlosen und im Euschelstal (BRAILLARD et al. 2003, MAUVILLY et al. 2005, MAUVILLY & MENOUD 2008) die ehemalige Präsenz mesolithischer Jäger-Sammler (9,5 bis 5 ka calBC) auf. Die entdeckten Fundstellen repräsentieren Lager unter freiem Himmel (Lagerstellen, Jagdrastorte oder Lauerplätze) und sind meist auf kleinen erhöhten Reliefs (Moränenwallrücken oder Felswölbungen) in Wassernähe (Bäche oder Sümpfe) positioniert. Das archäologische Material besteht aus mesolithischen Artefakten (Abschläge, grössere und kleinere Klingen, Pfeilspitzen und Kerne) aus kieseligen Gesteinen hauptsächlich lokaler Herkunft (v.a. Radiolarit, aber auch Silex und feinkörniger Quarzit), mit Ausnahme eines Stücks aus Bergkristall, das im Euschels gefunden wurde. Unter den zahlreichen Radiolaritaufschlüssen des Kartengebiets enthält derjenige des Brendelspitz (Koord. 2586.24/1159.03) die besten verkieselten Bänke und lieferte somit das für die Herstellung von Artefakten geeignetste Material.

Um eine graphische Überlastung der Karte zu vermeiden, wurden die Fundorte der extrem kleinen Relikte nicht auf die Karte übertragen. Sie sollen jedoch nachfolgend aufgezählt werden: nördlich des Sumpfgebiets Chilmoos (Jaunpass), in unmittelbarer Nähe mehrerer Radiolaritaufschlüsse, sind vier Fundkonzentrationen von Artefakten, die wahrscheinlich Bodendenkmälern entsprechen, entdeckt worden; auf dem Nordwesthang der Gastlosen ist bis heute nur ein einziger Fundort, südöstlich von Gross Rüggli, bekannt; das Euschelsgebiet lieferte ca. 12 Fundorte, davon relativ wichtige Lager zwischen Euschelsspass und Schwarzsee; im Jahr 1977 wurden bei Ausgrabungen in der alten Jaunkirche eine kleine mesolithische Silexklinge und Abschläge aus Radiolarit gefunden; während einer Felduntersuchung im Süden der Mittler Geissalp (südöstlich vom Hohmattli) wurden mesolithische Abschläge gefunden.

Die räumliche Verteilung dieser mesolithischen Relikte, die sich im westlichen Kartenteil an einer SW-NE-Achse ausrichten, die sich von Château-d'Oex über den Petit Mont und den Gros Mont (Blatt 1245 Château-d'Oex) nach Schwarzsee zieht, zeugt von der bestimmenden Rolle, die geologische Strukturen für die menschliche Gebietsbesiedlung spielen: die Synklinale von Château-d'Oex bildet einen natürlichen Durchgangskorridor mit genügend Wasserläufen und bietet genügend kieseliges bearbeitbares Material (Radiolarit und quarzitischer Sandstein der Simmen-Decke). Ab Jaun bildet die Euschelsspass-Störung einen einfachen Zugang zum Schwarzsee. Die Fundorte beim Jaunpass ihrerseits zeigen auf, dass wahrscheinlich bereits während des Mesolithikums diese Verbindung zwischen Jaun- und Simmental benutzt wurde.

Das Fehlen mesolithischer Funde in der Umgebung des Schwarzsees ist einfach zu erklären, wenn man die Daten von DAPPLES (2002) in Betracht zieht, die die Bildung des Sees um 6,1 ka calBP ansetzt, also zu Beginn des Neolithikums.

Etwa zwölf Erdhügel, die 500m nordöstlich des Schwarzsees auf einem Bachschuttkegel linksseitig der Sense liegen und wahrscheinlich nicht natürlicher Herkunft sind, könnten Grabhügel des ersten Eisenzeitalters (Hallstattzeit, 0,8-0,4 ka calBC) entsprechen. Die palynologische Sequenz des Schwarzsees (DAPPEL et al. 2002), die einen grossen anthropogenen Impact um 0,75 ka calBC aufzeigt, scheint dies zu bestätigen.

Isolierte Funde polierter Beile im Simmental bekunden eine menschliche Besiedlung während des Neolithikums oder der Frühgeschichte.

Auf dem freiburgischen Hang der Kaiseregg wurden zwischen 1800 und 2070 m einige römische Münzen gefunden. Ihre Präsenz an diesem ungewöhnlichen Ort weist mit Sicherheit auf einen Kult hin.

Auf felsigen Erhebungen im Simmental und oberhalb des Dorfes Jaun finden sich mehrere Burgruinen und mittelalterliche Befestigungen.

GEOLOGISCHE UND ARCHÄOLOGISCHE WANDERWEGE

Geologischer Pfad Gastlosen

Der geologische Pfad Gastlosen wurde im Jahre 2009 erstellt. Er erlaubt einen guten Einblick in den geologischen Reichtum dieses Teils der Voralpen. Es handelt sich um eine Schlaufe von 8 km Länge und 550 m Höhenunterschied. Er beginnt beim Berghaus Gross Rüggli und führt über das Soldatenhaus am Fuss der Gastlosen (Fig. 18). Die Wanderung beinhaltet 12 Posten, die in einer Broschüre beschrieben, kommentiert und erklärt werden (BRAILLARD & REBETEZ 2009).

Höhlenfad Oberwil

Auf dem gut ausgebauten Höhlenpfad können die drei Höhlen oberhalb Oberwil leicht erreicht werden: das Zwärglöch, das Mamilchloch und das Schnurreloch (s. Kap. Quartär und Siedlungsgeschichte). Man kann die Höhlen vom Bahnhof Oberwil aus zu Fuss erreichen (50 Minuten) oder mit dem Auto bis zum Parkplatz oberhalb Ställene fahren. Von da aus muss man eineinhalb Stunden einberechnen, um die Höhlen zu besichtigen.



Fig. 18: Panorama von der Dent de Ruth (Blatt 1245 Château-d'Oex) gegen Nordosten in das Gebiet der Rundwanderung Gastlosen. Foto L. Braillard

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDREY, J.-D. (1974): Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises). – Thèse Univ. Fribourg.
- ANDRIST, D., FLÜKIGER, W. & ANDRIST, A. (1964): Das Simmental zur Steinzeit. – Sonderdr. Acta Bernensia III, Stämpfli, Bern.
- ARBENZ, K. (1947): Geologie des Hornfluhgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 89.
- ARBENZ, P. (1934): Exkursion Nr. 42, Diemtigtal-Seeberg-Boltigen. – Geol. Führer Schweiz. Wepf, Basel.
- BADOUX, H. (1960): Feuille 1284 Monthey. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice explicative 37.
- (1962): Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 113.
- BAERISWYL, P.-A. (1986): Les derniers glaciers locaux des Préalpes fribourgeoises: répartition, avancée et recul en relation avec le glacier du Rhône. – Trav. Rech. pers., Inst. géogr. Univ. Fribourg (inéd.).
- BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. – Eclogae geol. Helv. 65/1, 43–55.
- BAUD, A. & MÉGARD-GALLI, J. (1975): Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et séquences du Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. – Actes du IX^{ème} Congr. int. sédimentol., Nice, 45–52.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 651–660.
- BECK, P. (1952): Der Bergrutsch Bunschlergrat-Horrenegger-Garstatt im Simmental (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 45/2, 270–271.
- BECK, P. & GERBER, E. (1925): Thun-Stockhorn 1:25 000. – Geol. Spezialkarte 96.
- BERTRAND, J. (1970): Etude pétrographiques des ophiolites et des granites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). – Arch. Sci. (Genève) 23/2, 279–542.
- BERTRAND, J. & DELALOYE, M. (1976): Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du flysch des Gets (Haute-Savoie, France). – Eclogae geol. Helv. 69/2, 335–341.
- BERTRAND, J. & WEIDMANN, M. (1979): Les nodules minéralisés de La Jointe (vallée de l'Hongrin, Crétacé inférieur de la nappe des Préalpes médianes). – Arch. Sci. (Genève) 32/1, 43–66.
- BIERI, P. (1925): Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland). – Jb. philosoph. Fakultät II Universität Bern 5, 89–109.
- (1946): Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes. – Eclogae geol. Helv. 39/1, 25–34.
- (1964): Jaunpass-Widdersgrind und Schwalmflue-Puntel 1:25 000. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo (unpubl.).
- BILL, M., BUSSY, F., COSCA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J.-C. (1997): High-precision U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 43–54.
- BILL, M., O'DOHERTY, L., GUEx, J., BAUMGARTNER, P.-O. & MASSON, H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. – Bull. geol. Soc. Amer. 113/1, 129–143.
- BLANT, M., BOCHERENS, H., BOCHUD, M., BRAILLARD, L., CONSTANDACHE, M. & JUTZET, J.-M. (2010): Le gisement à faune würmienne du Bärenloch (Préalpes fribourgeoises). – Bull. Soc. fribourg. Sci. Nat. 99, 149–170.

- BLANT, M., BOCHUD, M., BRAILLARD, L. & MAGNIN, B. (2004): Bärenloch (Jaun, FR) - Le dernier repaire d'ours des cavernes dans les Alpes suisses? - *Stalactite* 54/1, 39-47.
- BLANT, M., CONSTANDACHE, M., BOCHUD, M. & BRAILLARD, L. (2008): Premiers résultats des fouilles 2003-2006 au Bärenloch (Préalpes fribourgeoises). - *Stalactite* 58/2, 15-20.
- BOCHUD, M., BLANT, M., BRAILLARD, L., MAGNIN, B. & JUTZET, J.-M. (2007): Les ours des cavernes et la faune du Pléistocène supérieur de la grotte du Bärenloch (Charmey, FR). - Actes 12^e Congr. natl. Spéléol., Vallée de Joux, 15-17 septembre 2007, 148-154.
- BOLLER, K. (1963): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone). - *Eclologiae geol. Helv.* 56/1, 15-102.
- BOREL, G. (1991): Etudes géologiques et minéralogiques de la région du Widdersgrind (Préalpes romandes). - Diplôme Inst. géol. Univ. Neuchâtel (inéd.).
 - (1997): Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias. - Thèse Univ. Lausanne.
- BOSSY, F. (1998): Etude géologique de la région comprise entre les chaînons du Chällihorn et du Bäderhorn (Préalpes fribourgeoises, NE de Jaun). - Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- BOVET, L. (1990): Géologie des Préalpes Médiannes à l'Est du Kaiseregg. - Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- BRAILLARD, L. (1998): Etude géologique de la région entre Jaun et les Gastlosen (Préalpes fribourgeoises). - Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- BRAILLARD, L., MENOUD, S., MAUVILLY, M., BOISAUBERT, J.-L. & BAERISWYL, J.-M. (2003): Préalpes et chasseurs-cueilleurs en terres fribourgeoises, une vieille et longue histoire. - *Cah. archéol. fribourg.* 5, 42-71.
- BRAILLARD, L. & REBETEZ, D. (2009): Sentier géologique des Gastlosen. - Itinéraires géologiques fribourgeois.
- BRIEL, A. (1999): Débordement karstique à Unter der Burg en mai 1999. - Rapport inéd. Alfred Briel, Géologue-conseil, Fribourg.
- BÜCHI, O. (1931): Die Färbung des Rio des Morteys und die Quelle von Jaun. - *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 30, 97-105.
- BUGNON, S. (1988): La vallée de la Jogne: un exemple d'influence structurale et karstique sur la morphologie et l'orientation d'une vallée des Préalpes fribourgeoises. - Diplôme Inst. géogr. Univ. Fribourg (inéd.).
 - (1993): La Formation de Chétillon: «Complexe de base» du flysch à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. - *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 82/1/2, 36-50.
 - (1995): Les Flyschs à Helminthoïdes des Préalpes franco-suissees. - Thèse Univ. Fribourg.
- BÜTLER, E., WINKLER, W. & GUILLONG, M. (2011): Laser ablation U/Pb age patterns of detrital zircons in the Schlieren Flysch (Central Switzerland): new evidence on the detrital sources. - *Swiss J. Geosci.* 104/2, 225-236.
- CAMPANA, B. (1943): Géologie des nappes préalpines au NE de Château-d'Oex. - *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 82.
- CARON, C. (1962): Sur l'âge du Flysch dans la région du Biot (Haute-Savoie, France). - *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 255, 739-741.
 - (1965): L'appartenance tectonique des flyschs du Kalberhöni (Préalpes romandes, Suisse); considérations sur la nappe de la Simme. - *Bull. Soc. géol. France* 7, 921-928.
 - (1972): La nappe supérieure de Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. - *Eclologiae geol. Helv.* 65/1, 47-73.
 - (1976): La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. - *Eclologiae geol. Helv.* 69/2, 297-308.

- CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & STUIJVENBERG, J. VAN (1980a): Témoins de la nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médiannes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 69/1, 64–79.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & STUIJVENBERG, J. VAN (1980b): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In: Geology of Switzerland, a guide-book, Part B, Geological Excursions. – Schweiz. Geol. Komm, Wepf, 274–278.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. (1989): The original Swiss flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. – Earth Sci. Rev. 26, 1–45.
- CARON, C. & WEIDMANN, M. (1967): Sur les flysch de la région des Gets (Haute-Savoie). – Eclogae geol. Helv. 60/2, 357–398.
- CHENEVART, C. (1945): Les nappes des Préalpes Médiannes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises). – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 12, 1–213.
- CLÉMENT, J.-P. (1986): Les sédiments pélagiques de la Nappe de la Simme (Préalpes Romandes). – Thèse Univ. Fribourg.
- CRIMES, T. P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. VAN & WINKLER, W. (1981): Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 74/3, 953–995.
- CROTTI, P. & BULLINGER, J. (2001): Campements mésolithiques d'altitude sur le Jaunpass (Simmental, canton de Berne, Suisse). – Ann. Soc. suisse Préhist. Archéol. 84, 119–124.
- CSD (1985): Etude géologique de la zone sud-ouest du Lac Noir. – Rapp. inéd. n° FR1096, Fribourg.
- DALL'AGNOLO, S. (1997): Die Kreide und das Tertiär der Brekziendecke in den französischen und schweizerischen Voralpen: Stratigraphie, Sedimentologie und Geodynamik. – Diss. Univ. Fribourg.
- (2000): Le Crétacé de la Nappe de la Brèche (Préalpes franco-suissees): Données nouvelles et essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. – Eclogae geol. Helv. 93/2, 157–174.
- DAPPLES, F. (1998): Etude géologique des Hauts de Torgon (Valais). – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).
- (2002): Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine. – Geofocus 6, 1–159.
- DAPPLES, F., LOTTER, A. F., LEEUWEN, J. F. N. VAN, KNAAP, W. O. VAN DER, DIMITRIADIS, S. & OSWALD, D. (2002): Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. – J. Paleolimnol. 27, 239–248.
- DAPPLES, F., OSWALD, D., RAETZO, H., LARDELLI, T. & ZWAHLEN, P. (2003): New records of Holocene landslide activity in the Western and Eastern Swiss Alps: Implication of climate and vegetation changes. – Eclogae geol. Helv. 96/1, 1–9.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., BALLARIN DOLFIN, D., BAY, F., DELOUIS, B., FÄH, D., GIARDINI, D., KASTRUP, U., KIND, F., KRADOLFER, U., KÜNZLE, W., RÖTHLISBERGER, S., SCHLER, T., SALICHON, J., SELLAMI, S., SPÜHLER, E. & WIEMER, S. (2000): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1999. – Eclogae geol. Helv. 93/3, 395–406.
- DOMMERMUES, J.-L., MEISTER, C. & METTRAUX, M. (1990): Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien dans les Préalpes médianes de Suisse romande (Vaud et Fribourg). – Geobios 23/3, 307–341.
- DUBAS, J. (1991): Une histoire d'eau au pays de Fribourg. – Le Cassetin, Fribourg.
- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. & WEIDMANN, M. (1966): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. – Arch. Sci. (Genève) 19/3, 279–377.

- ESCHER, E. (1944): Das Kohlenbergwerk Waldried/Oberwil 1941–43. Zusammenfassender Bericht. – Kriegs-, Industrie- und Arbeits-Amt, Bur. für Bergbau, Ber. Nr. 3582 c.
- FALCONNIER, A. (1946a): Etanchement de bassins d'accumulation: les lacs de Walop ou de Wallalp au-dessus de Boltigen (Simmental). – Rapp. inéd., Serv. féd. eaux, Berne.
- (1946b): Etanchement de bassins d'accumulation: le lac de Seeberg au-dessus de Zweisimmen (Simmental). – Rapp. inéd., Serv. féd. eaux, Berne.
- FLÜCK, W. (1973): Die Flysche der prealpinen Decken im Simmental und Saanenland. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 146.
- FONTIGNIE, D., DELALOYE, M. & BERTRAND, J. (1982): Ages radiométriques K/Ar des éléments ophiolitiques de la nappe des Gets (Haute-Savoie, France). – *Ecolgae geol. Helv.* 75/1, 117–126.
- FUCHS, S. (2003): Geologie und Strukturgeologie des Massif des Bruns (Kanton Freiburg). – Diplomarb. geol. Inst. Univ. Fribourg (inéd.).
- FURRER, H. (1957): Geologischer Bericht über den Muhrgang im Gutwüschgraben bei Oberwil i. S. August 1957. – unpubl. Ber., Obering.r I. Kreis, Kt. Bern.
- FURRER, U. (1974): Geologie des Spillertengebietes (Menigrat-Gebietes, Oberes Diemtigtal). – Diplomarb. geol. Inst. Bern (unpubl.).
- (1979a): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes (Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern). – *Ecolgae geol. Helv.* 72/3, 623–672.
- (1979b): Faciès de bassin et de plate-forme (domaine subbriançonnais-briançonnais) au Dogger dans les Préalpes médianes orientales (Suisse). – *Assoc. Sédimentol. français, Publ. spéc. I*, 145–154.
- GASINSKI, A., SLACZKA, A. & WINKLER, W. (1997): Tectono-sedimentary evolution of the Upper Prealpine nappe (Switzerland and France): nappe formation by Late Cretaceous-Paleogene accretion. – *Geodin. Acta*, 10/4, 137–157.
- GENGE, E. (1942): Über die Kohlenvorkommen im Ostende der Gastlosenschuppe. – *Ecolgae geol. Helv.* 35/2, 293–311.
- (1948): Ergebnisse aus dem Kohlenbergbau des Simmentales 1940–1948. – *Mitt. natf. Ges. Bern.* [N.F.] 10, 69–78.
- (1949): Geologische Karte Seehorn–Spillgerten 1:25 000. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo (unpubl.).
- (1955): Über die eiszzeitliche Ablagerungen im untern Simmental. – *Mitt. natf. Ges. Bern.* [N.F.] 12, 23–58.
- GEOTECHNICHES INSTITUT (2003): Ausbau Simmentalstrasse, Sanierung Laubegg. – Unpubl. Ber. v. 04.04.2003.
- GEOTEST (2008): Plaffëien, Rutschung Hohberg, Schlussbemerkungen zur letzten Messung 2007. – Unpubl. Ber. Nr. F9920.30, Freiburg.
- GILLIÉRON, V. (1873): Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvens. – *Matér. Carte géol. Suisse* 12.
- (1885): Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. – *Matér. Carte géol. Suisse* 18.
- GIRARD, R. DE (1896): Notice géologique et technique sur les produits minéraux bruts du Canton de Fribourg. In: Notice sur les exploitations minérales de la Suisse. – Rey & Malavallon, Genève.
- (1906): L'ambre et le pétrole dans le canton de Fribourg. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* XIV, 45–46.
- (1913): Les gîtes d'hydrocarbures de la Suisse occidentale. – *Mém. Soc. fribourg. Sci. nat.* 8/1.
- (1921): La conquête des Gastlosen (Alpes fribourgeoises). Publié sous les auspices de la section «Moléson» du Club alpin suisse, à l'occasion de son cinquantenaire. – Ed. Atar, Genève, Paris.

- GISIGER, M. (1967): Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Berne). – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, 237–349.
- GNÄGI, C. (2008): Hochgelegene Lockergesteine am bernischen Alpenrand. – Diss. Univ. Bern.
- GNÄGI, C. & SCHLÜCHTER, C. (2012): High-altitude erratics in the Bernese Alps (Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 105/3, 401–415.
- GRAF, H.R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 168.
- GRASSO, A. (1999): Interprétation des réponses hydrauliques et chimiques des sources karstiques. – Thèse Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inééd.).
- GRUNAU, H. (1945): Das Ophiolitvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 25/2, 311–326.
- (1946): Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2, 256–260.
- GUILLAUME, M. (1986): Révision stratigraphique des Couches rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- HANTKE, R. (1972): Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (West-schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 279–291.
- (1980): Eiszeitalter. Band 2. – Ott, Thun.
- HÄUSELMANN, P. & SCHMID, M. (1995): Das Gebiet Walop (Kaiseregg, Gemeinden Boltigen/Pfäffen BE/FR), Erste Ergebnisse. – Akten 10. natl. Kongr. Höhlenforschung, Breitenbach Schweiz, 161–164.
- HAUSMANN, S., LOTTER, A. F., LEEUWEN, J. F. N. VAN, OHLENDORF, C., LEMCKE, G., GRÖNLUND, E. & STURM, M. (2002): Interactions of climate and land use documented in the varved sediments of Seebergsee in the Swiss Alps. – *The Holocene* 12/3, 279–289.
- HEINZ, R. (1985): Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalkes (Malm) der Préalpes médianes im Querschnitt Moléson – Ruebli/Gummfluh. – Diss. Univ. Bern.
- HEINZ, R. & ISENSCHMID, C. (1988): Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 1–62.
- HEJDA, J.-N. (1997): Géomorphologie du Breccaschlund. – Diplôme Inst. géogr. Univ. Fribourg (inééd.).
- HEKEL, H. (1968): Möglichkeiten einer stratigraphischen Gliederung des Gurnigelflyschs auf Grund von Nannofossilien. – *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 500–503.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Paul Hauptverlag, Bern, Stuttgart.
- HOMEWOOD, P. & WINKLER, W. (1977): Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes plastiques dans les Préalpes fribourgeoises. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 66/2, 116–144.
- HORWITZ, L. (1914): Sur l'extension du glacier du Rhône dans les Alpes fribourgeoises pendant l'époque glaciaire. – *P.V. Soc. vaud. Sci. nat.*
- HYDROSOL (2008): Délimitation des zones de protection «S» de la source de Sandli. – Rapp. inééd. n°05HS23
- ISENSCHMID, C. (1979): Die Klippendecke zwischen Widdergalm und Märe (Préalpes fribourgeoises). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1983): Der Malm im Mittelabschnitt der Préalpes Médianes zwischen Thuner- und Genfersee. – Diss. Univ. Bern.
- JACCARD, F. (1904): La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). – *Bull. Lab. Géol. Géogr. phys. Minéral. Paléont. Univ. Lausanne* 5, 1–205.

- JAFFÉ, F.-C. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 35, 1–150.
- JEANBOURQUIN, P. (1988): Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. – Eclogae geol. Helv. 81/2, 511–538.
- JEANNET, A. (1922) : Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In: HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz (Bd. II/2, S. 589–676). – Tauchnitz, Leipzig
- JÉQUIER, J.-P. (1975): Le Moustérien alpin. Révision critique. – Cah. Arch. romande 2.
- KAMMER, E. (2000): Schwarzes Gold. Erinnerungen an den Kohlenbergbau im Berner Oberland. – Libelle, Zürich.
- KEUSCH, E. (1985): Die Geologie der Préalpes médianes im Übergang plastiques/rigides westlich Boltigen (Berner Oberland). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- KLAUS, J. (1953): Les Couches Rouges et le Flysch au Sud-Est des Gastlosen (Préalpes romandes). – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 42, 5–128.
- LEMOINE, M. (1984): La marge occidentale de la Téthys ligure. In: BOILLOT, G. LEMOINE, M. MONTADERT, L. BIJU-DUVAL, B. (Ed.): Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France (p.159–248). – Masson, Paris.
- LEMOINE, M., DE GRACIANSKY, P. & Tricard, P. (2000): De l'océan à la chaîne de montagnes: tectonique des plaques dans les Alpes. – Gordon & Breach, Paris.
- LOMBARD, A., BAUD, A. & STEINHAUSER, N. (1975): Feuille 1265 Les Mosses. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 64.
- LORIO, P. DE & SCHARDT, H. (1883): Etude paléontologique et stratigraphique des Couches à Mytilus des Alpes vaudoises. – Mém. Soc. paléont. suisse 10.
- LUGEON, M. (1896): La région de la Brèche du Chablais (Haute Savoie). – Bull. Serv. Carte géol. France 7/49, 337–646.
– (1916): Sur l'inexistence de la nappe du Augsmatthorn. – P.V. Soc. vaud. Sc. nat. 51, 55–57.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. – Bull. Lab. Géol. Mus. géol. Univ. Lausanne 72, 1–90.
- MATZENAUER, E. (2012): Tectonics of the Préalpes klippen and the subalpine molasse (Canton Fribourg, Switzerland). – Geofocus 31, 1–207.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L., BUGNON, D. & MENOUD, S. (2005): Jaun und die Freiburger Vor-alpen, nicht nur Rohstoffe für Jäger und Sammler. – Arch. Dienst, Kt. Freiburg 2005, 96–105.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L., KRAMER, L., BAERISWYL, J.-M., DOUTAZ, J. & RIME, J. (2006): Le Petit Mont, une vallée sanctuaire préhistorique au coeur des Préalpes fribourgeoises. – Cah. archéol. fribourg. 8, 112–145.
- MAUVILLY, M., BRAILLARD, L. & RENTZEL, P. (2010): Villeneuve/La Baume: un exemple de fréquentation des abris naturels fribourgeois. – Cah. archéol. fribourg. 10, 4–29.
- MAUVILLY, M. & MENOUD, S. (2008): Jäger und Sammler der Mittelsteinzeit in Jaun. – Freiburger Volkskalender 2008, 94–99.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. – Bull. Bur. Rech. géol. min. [BRGM], 2^{ème} série 4/3, 233–250.
- METTRAUX, M. (1989): Sédimentologie, paléotectonique et paléo-océanographie des Préalpes médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. – Thèse Univ. Fribourg.
- METTRAUX, M. & MOHR, B. (1989): Stratigraphy of Triassic/Jurassic boundary in the Préalpes médianes nappe: facies and palynology. – Eclogae geol. Helv. 82/3, 743–763.

- METTRAUX, M. & MOSAR, J. (1989): Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médiannes en rive droite du Rhône. – *Eclogae geol. Helv.* 82/2, 517–540.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1981): Etude géophysique: pourtour du Lac Noir, col des Euschels, cours supérieur du Jaunbach, cours moyen de la Jogne. – *Rapp. inéd., Inst. géophys. Univ. Lausanne.*
- MONNEY, L. (1990): Géologie des Préalpes Médiannes plastiques dans le secteur Märe–Schibe–Widdersgrind. – *Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inéd.).*
- MONTCALM, A. (1997): Etude des paramètres lors d'un événement de crue à la Cascade de Jaun (Préalpes fribourgeoises, Suisse). – *Trav. Stage, Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).*
- MOREL, R. (1980): Géologie du Massif du Niremont (Préalpes Romandes) et de ses abords. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 69/2, 99–207.
- MOSAR, J. (1988): Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes. – *Thèse Univ. Neuchâtel.*
- (1989): Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 765–793.
- (1991): Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 84/3, 689–725.
- MOSAR, J. & BOREL, G. (1992): Paleostress from the Préalpes médianes (Switzerland). – *Ann. Tectonicae* 6/2, 115–133.
- MOSAR, J., STAMPFLI, G. M. & GIROD, F. (1996): Western Préalpes Médiannes Romandes: Timing and structure. A review. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 389–425.
- MÜLLER, I. (1975): Premiers résultats des études hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – *Actes 5^{ème} Congr. natl. spéléol., Interlaken*, 138–144.
- (1976a): Observations hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 481–499.
- (1976b): Résultats des recherches hydrogéologiques dans la région des Gastlosen orientales (Préalpes fribourgeoises et bernoises). – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 65/3, 165–181.
- (1981): Spéléologie et hydrogéologie. Etat des recherches dans le massif du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – *Stalactite* 3/1, 10–17.
- MÜLLER, I. & PLANCHEREL, R. (1982): Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 71/1–2, 102–132.
- NUSSBAUM, F. (1906): Die eiszeitliche Vergletscherungen des Saanegebietes. – *Jb. geogr. Ges. Bern* 20, 1–229.
- O'DOHERTY, L., BILL, M., GORICAN, S., DUMITRICA, P. & MASSON, H. (2005): Bathonian radiolarians from an ophiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets Nappe, Swiss-French Alps). – *Micropaleont.* 51/6, 425–485.
- OSWALD, D. (2003): Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques: Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse). – *Geofocus* 8.
- PAGE, C. (1969): Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 58/2, 79–180.
- PASQUIER, F., BOUZELBOUDJEN, M. & ZWAHLEN, F. (1999): Feuille 36 Sarine/Saane. – *Carte hydrogéol. Suisse* 1:100 000, Notice expl. 6.
- PASQUIER, J.-B. (2004): Feuille 1225 Gruyères. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 115.
- (2005): Feuille 1225 Gruyères. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 115.
- PASQUIER, J.-B. & PLANCHEREL, R. (2005): Coupes géologiques à travers la région de la feuille Gruyères. In: PASQUIER, J.-B. (2005): Feuille 1225 Gruyères (Planche I). – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 115.

- PATOU, M. (1988): Consommation courante de l'ours des cavernes en Europe occidentale durant le Paléolithique moyen: mythe et réalité. – *Anthropozoologica*, Num. spec., 17–20
- PFANDER, P. & JANS, V. (2004): Gold in der Schweiz. – Ott, Thun.
- PLANCHEREL, R. (1976): Essai d'interprétation de la dislocation transversale de Bellegarde – Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises). – *Ecolgae geol. Helv.* 65/2, 461–469.
- (1979): Aspect de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. – *Ecolgae geol. Helv.* 72/2, 145–214.
- (1990): Les Préalpes du Chablais – Présentation générale. In : CHAROLLAIS, J. & BADOUX, H. (Ed.): Suisse lémanique, pays de Genève et Chablais (p. 183–190). – Guides géol. rég. Masson, Paris.
- (1998): Feuille 655 Samoëns – Pas-de-Morgins. Notice explicative. – Carte géol. France 1:50000. – Bur. Rech. géol. min. [BRGM].
- PLANCHEREL, R., DALL'AGNOLO, S. & PYTHON, C. (2012): Feuille 1245 Château-d'Oex. – Atlas géol. Suisse 1:25000, Carte 144.
- 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.
- PUGIN, L. (1975): Histoire géologique sommaire du Brecciaschlund. – Comm. cant. (FR) protect. nat. Paysage (inéd.).
- PYTHON-DUPASQUIER, C. (1990): La Formation de l'Intyamon («Crétacé moyen») des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- RABOWSKI, F. (1912): Simmenthal et Diemtigthal 1:50000 – Carte géol. spéc. 69.
- (1920): Les Préalpes entre le Simmenthal et le Diemtigthal. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 35.
- RAETZO, H., KEUSEN, H.R. & OSWALD, D. (2000): Rutschgebiet Hohberg–Rohr (Plaffieien, FR): Disposition und Aktivität. – *Bull. angew. Geol.* 5/1, 55–68.
- RENZ, H. (1934): Carte géologique originale inédite au 1:25000. Quart SE de la feuille Boltigen, en rive droite de la Simme. – *Arch. Serv. géol. natl., swisstopo, Wabern* (inéd.).
- (1935): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. – *Ecolgae geol. Helv.* 28/1, 141–247.
- (1936): Pflanzenführender Keuper in der Breccien-Decke des Simmentals. – *Ecolgae geol. Helv.* 29/1, 257–259.
- SALIMI, F. (1965): Etude pétrographique des roches ophiolithiques des Préalpes romandes. – *Bull. suisse de Minéral. Pétrogr.* 45/1, 189–279.
- SCHARDT, H. (1887): Carte géologique du Pays-d'en-Haut 1:50000. – Carte géol. spéc. 9.
- (1928): Rapport sur l'essai de coloration du ruisseau des Morteys, le 14 septembre 1928. – *Arch. Entrepr. Electr. fribourg. (EEF)*, Fribourg.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500000. – *GeoKarten500*, Bundesamt für Landestopografie swisstopo.
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la suisse, 1:500000. – *Comm. géotech. Soc. helv. Sci. nat.*
- SCHOENEICH, P. (1992): Glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes Vaudoises. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 82/1, 35–55.
- (1998): Le retrait glaciaire dans la vallée des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises). – Thèse Univ. Lausanne.
- SCHOUWEY, V. (1989): Comparaison des paramètres physico-chimiques de quatre systèmes karstiques (Préalpes fribourgeoises et Jura neuchâtelois). – Diplôme Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inéd.).
- SEN (2007): Carte des secteurs de protection des eaux du Canton de Fribourg, feuille 1226 Boltigen, 1:25000. – *Serv. Environ.* [SEn], Fribourg.

- SEPTFONTAINE, M. (1970): Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse). – Thèse Univ. Genève.
- (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. – Mém. Soc. helv. Sci. nat. 97.
- SIDLER, C. (1977): Sur la géologie des Préalpes médianes plastiques entre Widdergalm et Widdersgrind. – Diplôme Inst. géol. Univ. Fribourg (inééd.).
- SLACZKA, A., GASINSKI, M. A. & WINKLER, W. (1992): Microfossils in the «Complexe de Base» of the Prealpine Helminthoid Flysch (Dranse nappe, Switzerland) – Preliminary results. – Geol. Rdsch. 81, 579–580.
- SPICHER, J. P. (1966): Géologie des Préalpes Médianes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises). – Eclogae geol. Helv. 58/2, 591–742.
- STEEB, K. (1987): Die Brecciendecke im frontalen Bereich im Westen von Zweisimmen (Berner Oberland). – Diplomarb. Univ. Freiburg (unpubl.).
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. B. 16, 18–67.
- STUDER, B. (1834): Geologie der westlichen Schweizer Alpen. – Gross, Heidelberg, Leipzig.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 151.
- STRASSER, A., CARON, M. & GJERMENI, M. (2001): The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealps, Switzerland: a high resolution record of oceanographic changes. – Cretaceous Res. 22, 173–199.
- TERCIER, J. (1928): Géologie de la Berra. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 60.
- (1949): Les conditions géologiques de la région du Gros Mont (Préalpes fribourgeoises). – Arch. Entrepr. Electr. fribourg. (EEF), Fribourg.
- (1951): Interprétation géologique des résultats des colorations d'eaux souterraines dans la région du Gros Mont (Canton de Fribourg). – Arch. Entrepr. Electr. fribourg. (EEF), Fribourg.
- TERCIER, J. & BIERI, P. (1961): Feuille 1206 Gurnigel (Guggisberg). – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 36.
- TERCIER, J., MORNOD, L., CHENEVART, C. & CAMPANA, B. (1945): Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises du 3 au 7 septembre 1945. – Eclogae geol. Helv. 38/2, 483–521.
- TERCIER, J. & PUGIN, L. (1967): Excursion n° 11: Fribourg–Bulle–Boltigen, avec variante 11a de Bulle à Château-d'Oex et Saanen. – Guide géologique de la Suisse. Wepf, Basel.
- THALMANN, M. (1990): Geologie der Voralpen nördlich von Boltigen (Simmental). – Diplomarb. Univ. Freiburg (unpubl.).
- THIERRIN, J. (1990): Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg (Suisse occidentale). – Thèse Univ. Neuchâtel.
- THURY, M. (1971): Geologische Untersuchung der Préalpes médianes plastiques im Gebiet der Schibe (N Boltigen). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1973): Der Lias der östlichen Préalpes médianes zwischen Boltigen und Spiez. – Diss. Univ. Bern.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- (1976): Du Mont Pélerin aux Pyrénées. – Eclogae geol. Helv. 69/2, 249–264.
- (2006): Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flysch-Unterlage. – Eclogae geol. Helv. 99/1, 79–121.

- TSCHACHTLI, B. S. (1939): Gliederung und Alter der Couches Rouges und Flysch-Massen in der Klippen- und Simmen-Decke der Préalpes am Jaunpass (Simmental). – *Eclogae geol. Helv.* 32/1, 39–46.
- (1941): Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental - Saanen). – Diss. Univ. Bern.
- WARREN, J. K. (2006): *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. – Springer, Berlin.
- WEA (1999): Grundlagen für Schutz und Bewirtschaftung der Grundwasser des Kantons Bern, Hydrogeologie Simmental. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt Kt. Bern (WEA), Bern.
- (2003): Gewässerschutzkarte des Kantons Bern 1:25 000, 1226 Boltigen. – Wasser- u. Energiewirtschaftsamt Kt. Bern (WEA), Bern.
- WEGMÜLLER, W. (1947): Das Problem des Klippendecken-Flysches im Niederhorn-Kummigalm-Gebiet (nordöstlich Zweisimmen). – *Eclogae geol. Helv.* 40/2, 242–247.
- (1949): Zur Frage der stratigraphischen und tektonischen Stellung des Platten-Flysches in der Simmentaler-Mulde. – Bern.
- (1953): Geologie des Niederhorn-Kummigalm-Gebietes (nord-östlich Zweisimmen, Berner Oberland). – Diss. Univ. Bern.
- WEIDMANN, M. (1993): Feuille 1244 Châtel-St-Denis. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, carte 92.
- (1993): Feuille 1244 Châtel-St-Denis. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice expl. 92.
- (2005): Feuille 1205 Rossens. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, notice expl. 105.
- WEIDMANN, M., DORTHE, J.-P. & EMMENEGGER, C. (2002): Feuille 1205 Rossens. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, carte 105.
- WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Microfauna des Klippenmalm. – Diss. Univ. Zürich.
- WELTEN, M. (1952): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentals. – *Veröff. geobot. Inst. Rübel Zürich* 26, 1–135.
- WICHT, J.-M. (1984): Le flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. & SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 57/1, p. 74–96.
- WINKLER, W., GALETTI, G. & MAGGETTI, M. (1985): Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital -Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – *Eclogae geol. Helv.* 78/3, 545–564.
- WISSING, S. B., & PFIFFNER, O. A. (2002): Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): Implications for its Alpine tectonic evolution. – *Eclogae geol. Helv.* 95/3, 381–398.
- ZIENERT, A. (1974): Historische und prähistorische Gletscherstände im Simmen-, Engstligen- und Kander-Tal (Berner Oberland). – *Heidelberger geogr. Arb.* 40, 131–146.

GEOLOGISCHE KARTEN

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 A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.

Blatt 6 Sion, von A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XII Freyburg–Bern, von V. GILLIÉRON, AUG. JACCARD & J. BACHMANN, 1875.

Blatt XVII Vevey–Sion, von E. FAVRE, E. RENEVIER, G. ISCHER & H. GERLACH, 1883.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 36 Gurnigel (LK 1206) [Guggisberg–Rüschegg–Plasselb–Gantrisch, SA348-351], von J. TERCIER & P. BIERI, 1961.

Nr. 87 Adelboden (LK 1247), von H. FURRER, K. HUBER, H. ADRIAN, A. BAUD, W. FLÜCK, C. PREISWERK, P. SCHULER & P. ZWAHLEN, 1993.

Nr. 105 Rossens (LK 1205), von M. WEIDMANN, J.-P. DORTHE & C. EMMENEGGER, 2002.

Nr. 115 Gruyères (LK 1225), von J.-B. PASQUIER, 2004.

Geologische Spezialkarten

Nr. 9 Pays d'Enhaut vaudois, 1:50 000, von H. SCHARDT, 1887.

Nr. 69 Simmenthal et Diemtighthal, 1:50 000, von F. RABOWSKI, 1912.

Nr. 96 Geologische Karte Thun–Stockhorn, 1:25 000, von P. BECK & E. GERBER, 1925

Nr. 123 Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes, 1:100 000, de STECK, A., BIGIOGGERO, B., DAL PAZ, G. V., ESCHER, A., MARTINOTTI, G. & MASSON, H., 1999.

Topografische Grundlage

1205–1207	} Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000
1225–1227	
1245–1247	

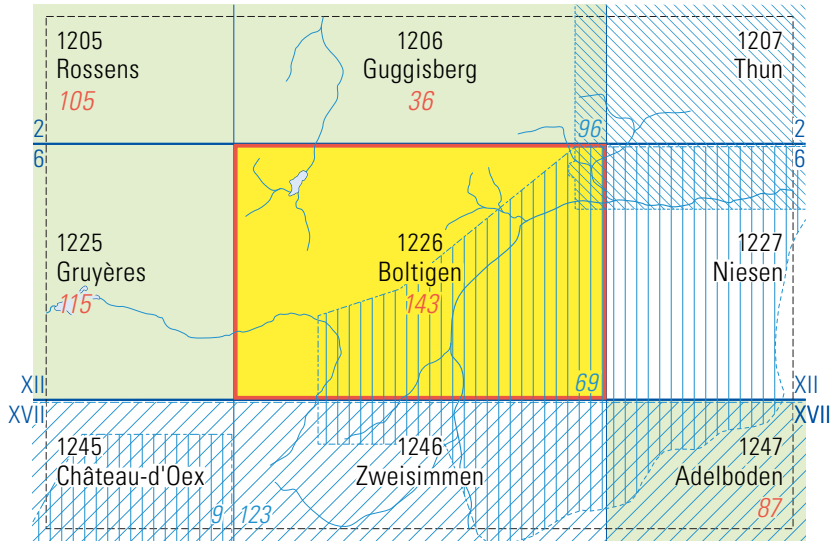


Fig. 19: Publierte geologische Karten

ANHANG

Anhang A: *Typlokalitäten*

Lokalität	Koordinaten	Einheit	Literatur
Buufal	2600.665/1162.080	Buufal-Konglomerat	BIERI (1946), WEGMÜLLER (1953)
Chällihorn	2588.875/1164.320	Chällihorn-Member (Intyamon-Formation)	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Chlus	2593.110/1164.300	Chlus-Member	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Lamperehubel	2600.850/1166.000	Lamperehubel-Sandstein	FLÜCK (1973)
Langel	2593.415/1165.385	Langel-Member (Sommant-Formation)	SEPTFONTAINE (1983)
Niderhore	2599.330/1160.190	Niderhore-Schichten	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Reidigen	2591.050/1163.380	Reidigen-Formation	BUGNON (1995)
Roter Sattel	2585.860/1159.390	Roter-Sattel-Schichten, Intyamon-Formation	PYTHON-DUPASQUIER (1990)

Anhang B: *Typusprofile*

Typusprofil	Koordinaten	Einheit	Literatur
Roter Sattel	2585.910/1159.400	Intyamon-Formation (Hypostratotyp)	PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Plagersflue	2590.185/1160.620	Plagersflue-Kalkarenit; Horizont der Couches-Rouges-Gruppe bzw. der Intyamon-Formation	GUILLAUME (1986), PYTHON-DUPASQUIER (1990)
Staldenloch	2588.340/1167.610	Staldengraben-Formation	SEPTFONTAINE (1983)

BEILAGE

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Boltigen

