

Die Gellihorn-Decke im Kiental

Autor(en): **Zwahlen, Peter**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **76 (1983)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165374>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 76/3	Seiten 491–506	5 Textfiguren	Basel, November 1983
---------------------	-----------	----------------	---------------	----------------------

Die Gellihorn-Decke im Kiental

Von PETER ZWAHLEN¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Die Gellihorn-Decke weist eine für das Helvetikum unübliche Kreide-Entwicklung auf, indem die Schichtreihe in südlicher Richtung immer lückenhafter und die Fazies küstennäher wird. Die lithologischen Einheiten der Unterkreide, meist als neritische Plattformkarbonate ausgebildet, transgredieren jeweils winkeldiskordant über ein emergiertes, tief verkarstetes Gebiet. Die wiederholten Transgressionen und Emersionen wurden von einer stets gleichsinnigen Kippung der Plattform begleitet, indem sich südliche Deckenteile relativ zu nördlichen hoben und sich damit stärkerer Erosion aussetzten. Paläogeographisch trennt die Gellihorn-Decke als Schwellenzone zwei stärker subsidierende Becken; im Norden den Raum der Doldenhorn-Decke, im Süden denjenigen der Wildhorn-Decke.

RÉSUMÉ

La nappe du Gellihorn présente dans les couches du Crétacé un développement peu courant pour le domaine helvétique. Vers le sud la stratigraphie montre de plus en plus de lacunes et du point de vue du faciès on se rapproche du littoral. Les unités lithologiques du Crétacé inférieur, qui sont en général des carbonates de plate-forme, transgressent avec une discordance angulaire sur une région fortement karstifiée. Les transgressions et émerisions répétées sont accompagnées d'un basculement de la plate-forme. Par ce basculement les parties situées au sud de la nappe se voient plus fortement soulevées que celles du nord, ce qui implique une érosion plus forte dans le sud. Du point de vue paléogéographique, la nappe du Gellihorn forme un seuil qui sépare deux bassins subsidents, au nord la nappe du Doldenhorn et au sud la nappe du Wildhorn.

Einleitung

Im tiefen Einschnitt des Kientals (Berner Oberland) sind die helvetischen Decken beinahe in ihrer gesamten Nord-Süd-Ausdehnung aufgeschlossen. Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die stratigraphische Entwicklung der Gellihorn-Decke, die im hinteren Talabschnitt aufgeschlossen ist. Die Resultate und Interpretationen begründen sich auf neuen Feldaufnahmen, Kartierungen und mikrofaziellen Untersuchungen, welche zum grössten Teil im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt wurden.

Bereits STUDER (1834) unterschied im Kiental ein mehr schieferiges oberes Stockwerk von einem kalkig-massigen liegenden und bemerkte, dass sich die tertiären Taveyannaz-Sandsteine längs des ganzen Tales dazwischenschieben. Damit hat er Grundzüge des helvetischen Deckenbaus mit seiner Faziesentwicklung bereits erfasst.

¹⁾ Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.

Nachdem BERTRAND & GOLLIEZ (1897) die junge Deckentheorie gerade im Kiental auf eindrückliche Art bestätigt fanden, folgte eine Zeit intensiver Forschung im Gebiet. GERBER (1902, 1905), DOUVILLÉ (1903) und TRÖSCH (1908) klärten die wichtigsten stratigraphischen Fragen im hintersten Kiental. In der grundlegenden tektonischen und stratigraphischen Arbeit von BUXTORF und TRUNINGER (1909) über die Doldenhorn-Fisistock-Gruppe wurden die drei helvetischen Decken so definiert, wie sie im Berner Oberland heute noch Gültigkeit haben:

- die basalen Deckfalten der parautochthonen Doldenhorn-Decke mit einem Verkehrtsschenkel im Gasterntal (nordhelvetisch),
- die intermediäre Gellihorn-Decke,
- die hangende Wildhorn-Decke, beide als echte Decken ohne Verkehrtsschenkel ausgebildet.

ADRIAN (1915) beschrieb im Kandertal u. a. die Stratigraphie der Gellihorn-Decke, und mit der Synthese von KREBS (1925) fand die Bearbeitung des Gebietes den Höhepunkt und ein vorläufiges Ende.

Erst seit den siebziger Jahren erschienen wieder Arbeiten, welche Stratigraphie, Tektonik und/oder Metamorphose des hinteren Kien- und Kandertals betreffen (KÜNZI 1975, HERB 1978, SUSEDKA 1979, KÜNZI et al. 1979, SCHLÄPPI 1980, FREY et al. 1980, ZWAHLEN 1981, HERB 1983).

Tektonische Übersicht

Die in dieser Arbeit näher vorgestellte Gellihorn-Decke (GD) liegt auf einem Kissen von Globigerinenschiefern und nordhelvetischem «Wildfysch» der Doldenhorn-Decke (KÜNZI et al. 1979). Die Überschiebungsebene fällt unbeeinflusst von den Faltenkaskaden der Doldenhorn-Decke nur leicht gewellt mit 30–40° nach NNW ein. Einzig gewisse schaufelförmige Schubbahnen aus der Doldenhorn-Decke durchschlagen die Basis der GD und schieben höhere Deckenteile weiter nach Norden vor. Damit kann im Extremfall sogar Tertiär der Doldenhorn-Decke in die GD eingespiesst sein (SUSEDKA 1979).

Intern entwickelt die GD einen selbständigen Faltenstil. Im Süden, nahe der Deckenbasis, ist die schieferige, inkompetente unterste Kreide in kurzwellige Isoklinal- und Knickfalten im 10-m-Bereich gelegt. Nach Norden, mit zunehmender Mächtigkeit der jüngeren karbonatischen Einheiten, entwickeln sich disharmonisch dazu grossräumigere Antiklinalen. Im Tschingel schliesslich löst sich die Deckenfront in starre, übereinandergeschobene Tafeln auf.

Die hangenden tektonischen Stockwerke, Taveyannaz-Serie und Wildhorn-Decke, sind mit der GD verfaultet worden, weisen aber zusätzlich ältere, davon unabhängige Strukturen auf (Grossfalten, Schieferungen, Überschiebungen, vgl. ZWAHLEN 1981). Zur Taveyannaz-Serie (Dachschiefer, vulkanogene Sandsteine, vereinzelt Lithothamnienkalke) sei hier hervorgehoben, dass im Kiental der Turbiditkomplex eine überschobene Einheit mit selbständigen Strukturelementen darstellt. Sein Sedimentationsraum ist demnach südlich der Gellihorn-Decke zu suchen (vgl. Fig. 5).

Die GD inklusive alle hangenden Decken werden durch ein vertikales, ungefähr NNW–SSE streichendes Bruchsystem zerhackt (Kiental-Störung). An ihm werden

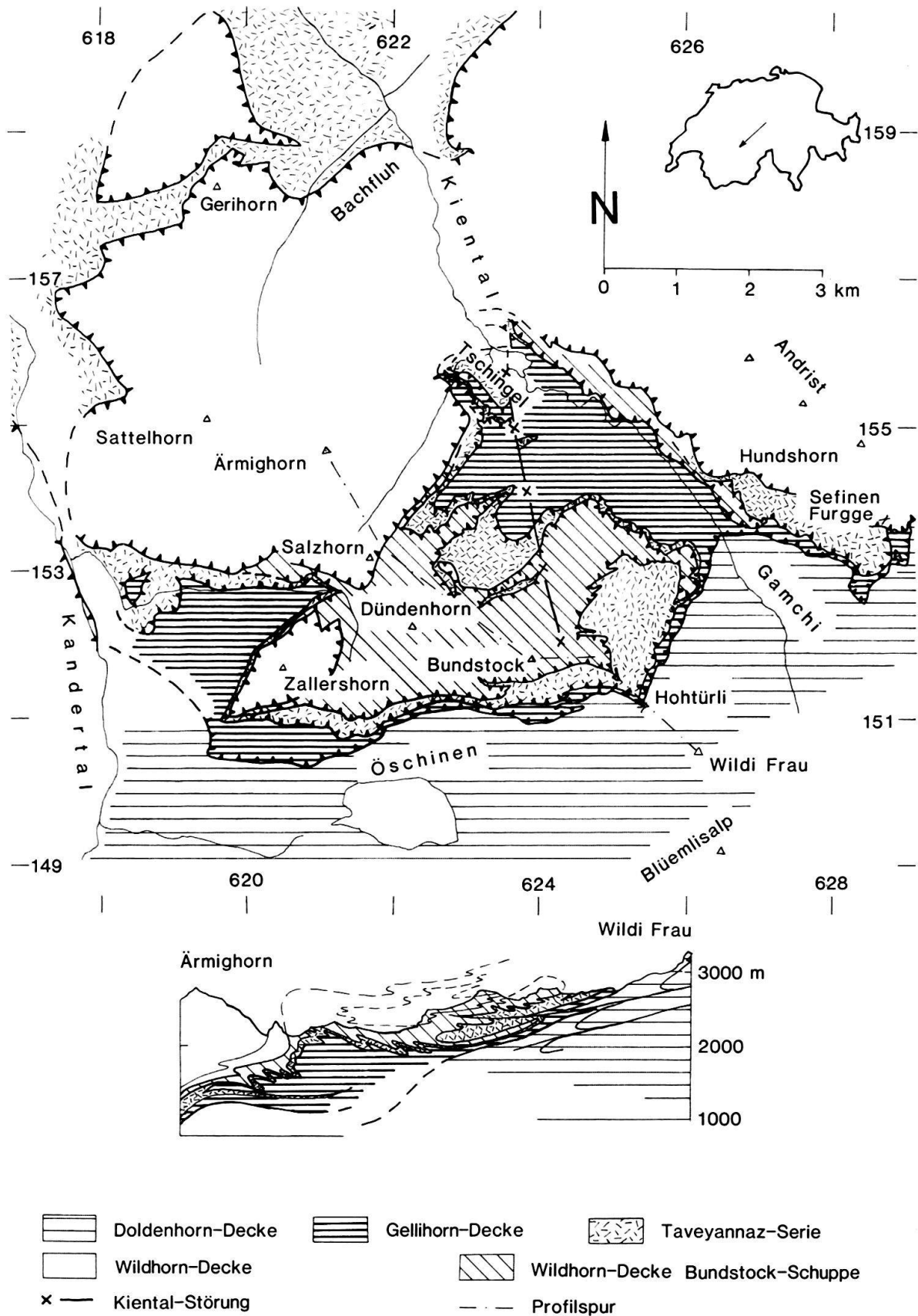


Fig. 1. Geologisch-tektonische Übersicht.

östliche Schollen abgesenkt und sinistral nach Norden verschoben. Längs der annähernd zylindrischen Dündengrat-Antiklinale gemessen, erreicht die totale Sprunghöhe an die 400 m. Die Kiental-Störung liegt parallel zur Lötschenpass-Kandertal-Linie, einer grosstektonischen Störung, an der ebenfalls sinistrale Bewegungen stattfinden (ADRIAN 1915, SCHLÄPPI 1980).

Stratigraphie der Gellihorn-Decke

Die GD umfasst eine Schichtreihe vom oberen Malm (Deckenbasis) bis in den Kieselkalk (Hauterivien). Nur örtlich sind darüber transgressive, geringmächtige Sandsteine und Lithothamnienkalke des Obereozäns zu finden. Die Schichtreihe ist somit vergleichbar mit derjenigen der Doldenhorn-Decke. Die lithostratigraphischen Einheiten wurden nach den Vorschlägen von BURGER & STRASSER (1981) benannt.

1. Quintner-Kalk (*Tithon*)

Der dunkle, massige Kalk bildet im Süden die Deckenbasis und ist als stellenweise über 100 m hohe Rippe vom Kandertal ostwärts über das Hohtürli ins Gamchi (Kiental) verfolgbar. Das Malmband keilt nach Norden tektonisch rasch aus, so dass die Abscherungsebene für den grössten Teil der Decke in den Öhrli-Mergeln liegt. Das Band ist meist stark marmorisiert. Nur auf der tektonisch schwach beanspruchten Oberseite ist die offenmarine mikritische Fazies (mudstone) erkennbar. Calpionellen (*Crassicollaria intermedia*), Saccocomen, Calcisphären, fragliche Radiolarien und feine Bruchstücke von Foraminiferen und Echiniden sind dünn im Mikrit verteilt. Troskalk oder Tithonbreccien wurden nie beobachtet. Mindestens die obersten Teile des Malmbandes können der *Crassicollaria-Zone* (Oberes Tithon) zugewiesen werden.

2. Zementsteinschichten

Die Wechsellagerung pelagischer Mikrite mit Mergelschiefern ist auf wenige Meter beschränkt und nur örtlich in Malmsynklinalen aufgeschlossen (Gamchi).

3. Öhrli-Mergel (*Tithon*-unteres *Berriasien*)

In südöstlichen Teilen der Decke ist die Kalk/Mergel-Wechsellagerung bis zu etwa 200 m Mächtigkeit entwickelt (Gamchischlucht), verliert dann aber westlich der Kiental-Störung sprunghaft an Einfluss. Nach Norden durchschneidet die Überschiebungsfläche die Einheit diskordant, so dass in den frontalen Deckenschuppen der hangende Öhrli-Kalk die Deckenbasis bildet. Im Unterschied zu den Zementsteinschichten führen Mergel und Kalkbänke (mudstone-wackestone) reichlich Bio- und Intraklasten (durchschnittlich 30%) und feinen detritischen Quarz (0,5–4%). Neben pelagischen Faunenelementen (Calpionellen, Calcisphären, Saccocomen) überwiegen deutlich Plattformorganismen wie Bivalven, Echiniden, Crinoiden.

den, benthonische Foraminiferen, darunter Milioliden, *Pseudocyclamina*, Textularien u. a.

In der Regel enthalten die Mergel größeren Biodetritus (bis 2 mm) und mehr Quarz, Pyrit, Hämatit und kohliges Pigment als die Kalkbänke. Im untersten Drittel der Einheit überwiegen die mergeligen Schiefer. Nach oben schalten sich immer mehr Kalkbänke ein, die im Übergangsbereich zum Öhrli-Kalk bis 3 m mächtig werden können.

Die Wechsellagerung kann als resedimentiertes Plattformmaterial angesehen werden. Die grossräumige Paläogeographie der untersten Kreide im Berner Oberland stellt gegenwärtig J. Susedka in einer Dissertation zusammen.

Mit folgenden Calpionellen ist die *Calpionella-Zone* belegt:

- *Calpionella alpina* (häufig)
- *Crassicollaria parvula* (selten)
- *Tintinnopsella carpathica* (selten)

4. Öhrli-Kalk (*Berriasien*)

Über den Mergeln bilden die hell anwitternden massiven Biomikrite und -sparite des Öhrli-Kalkes markante Felsbänder und Wände im Gelände. Nur noch feine Fugen trennen die maximal 10 m mächtigen (durchschnittlich 1–2 m) Bänke. Die Gesamtmächtigkeit der Karbonate (wackestone–grainstone) nimmt von Süden (Bundalp) nach Norden von 3 m bis max. 70 m zu.

Die untersten mikritischen Bänke zeigen noch eine ähnliche Mikrofazies wie die Öhrli-Mergel (Calpionellen, Calcisphären, neben feinen Bioklasten der Plattform). Schon bald wittern jedoch ganze, verkieselte Austern- und Rudistenschalen (?Diceraten), Einzelkorallen und Schwämme aus dem Kalk. Gleichzeitig nimmt der Detritusanteil zu (packstone), worunter Echinodermen, Bryozoen, Gastropoden, benthonische Foraminiferen (Milioliden, Trocholinen, *Pseudocyclamina* u. a.), Hydrozoen und Pelloide erkennbar sind.

Im oberen Profildrittel treten dann Biosparite (grainstones) auf, die neben der erwähnten Makro- und Mikrofauna zum Teil über 10 cm lange Nerineen führen. Die gesamte lithologische Ausbildung lässt hier auf untiefes, bewegtes Wasser schliessen. Die obersten Bänke können wieder mikritisch sein und führen bei unveränderter Fauna in Schlieren angereicherten Quarz der Siltfraktion.

Die beschriebene Idealabfolge ändert sich innerhalb der Decke rasch. Im Süden stehen geringmächtige Biosparite direkt im Kontakt mit den Öhrli-Mergeln. Nach Norden überwiegt mit zunehmender Mächtigkeit die mikritische Fazies. In der tiefsten, nördlichsten Schuppe (Tschingel) scheint die Makrofauna, insbesondere Austern und Nerineen, zu fehlen. Innerhalb des Öhrli-Kalkes zeichnet sich somit ein Verflachen der Karbonatplattform von unten nach oben und von Norden nach Süden ab. Die Calpionellen der unteren Profilschnitte belegen immer noch die *Calpionella-Zone* (unteres Berriasien).

Im Dach wird der Öhrli-Kalk messerscharf von einer Paläokarstfläche abgeschnitten, die unter Bildung von Taschen und Spalten winkeldiskordant von Norden nach Süden und von Osten nach Westen immer tiefer in die Einheit einschneidet.

5. Basaler Hartgrund des Betlis-Kalkes

Unter Bildung eines braunschwarz vererzten Hartgrundes transgrediert der Betlis-Kalk über die Karstfläche. Das Korn/Zement-Gefüge in sparitischem Öhrli-Kalk ist diskordant abgeschnitten und von einer millimeter- bis zentimeterdicken Kruste aus Phosphorit, Stilpnomelan, Limonit, Hämatit und Chlorit überzogen. Zusätzlich ist die Diskordanzfläche angebohrt und von inkrustierenden Organismen, wie Korallen, Muscheln (? Austern) oder Bryozoen, besiedelt.

Vor der erneuten Transgression im Valanginien muss die Karbonatplattform also tektonisch verstellt, vollständig lithifiziert und angelöst worden sein. Solche Vorgänge sind am ehesten mit einer zeitweiligen Emersion erklärbar (LEEDER 1982, S.285ff.). Nach der folgenden Überflutung bildete sich unter einem starken Strömungsregime der Hartgrund. Die ihn besiedelnde Fauna belegt, dass der Meeresgrund immer in gut durchlichteten Wassertiefen lag.

6. Betlis-Kalk (Valanginien)

Die Echinodermen-Biopelsparite sind mit max. 35 m nur in nördlichen Deckenteilen aufgeschlossen. Nach Süden greift die Basis des Kieselkalkes immer tiefer in die Schichtreihe, so dass dort der Betlis-Kalk nur noch in Geröllen des Basiskonglomerates erhalten ist.

Über dem Hartgrund setzen grobe Biosparite (grainstone, Komponenten bis 5 mm) aus Trümmern von Crinoiden, Echiniden, Muscheln, Bryozoen und benthonischen Foraminiferen (v.a. Textularien) ein, denen etwa 1-5% unsortierter, schlecht gerundeter Quarzsand (Fein- bis Mittelsand) beigemischt ist. In den Bohrlöchern kann er bis auf 30% angereichert sein.

Nach oben nehmen Korngrösse und Sandgehalt rasch ab, und Trochiten werden gesteinsbildend. Der massige, nur diskontinuierlich gebankte Spatkalk ist häufig von bankparallelen Kiesellagen durchzogen. Am Aufschluss wittern sie als schwarzbraune Knoten oder Bänder aus dem fleckigen, gelblichgrauen Kalk.

Auch der Betlis-Kalk zeigt laterale Faziesunterschiede:

a) Grobe Biosparite (grainstone)

Die Trochiten (bis 2 mm) inklusive Zement bilden mit über 90% das Gestein. Am Rest sind 5% Quarzsand, Mikrit- und Phosphoritklasten und die bereits erwähnten Fossiltrümmer beteiligt. Grössere Komponenten sind gut gerundet, oft nachträglich wieder zerbrochen (überreif). Die Bioklasten sind häufig vererzt oder verkieselt.

b) Feine Biopelsparite bis -mikrite (grainstones-packstones)

Die Trochiten sind klein (max. 0,4 mm) und bilden mit dem Zement nur 40-50% des Gesteins. Der Mikritanteil kann bis 30% betragen; nur noch untergeordnet kommt Feinsand vor. Dafür werden Pellets (bis 25%) häufige Partikel. Das Gestein ist kaum mehr vererzt oder verkieselt.

Für die groben Biosparite muss ein hohes Energiemilieu angenommen werden. Sie sind typisch für die Basis des Betlis-Kalkes sowie mittlere und westliche Deckenteile. Insbesondere die Gerölle an der Basis des Kieselkalkes (Bundalp) weisen diese

Fazies auf. In einem geschützteren Milieu wurden die pellet- und mikritreichen Sedimente abgelagert. Sie sind im Norden (Tschingelwände) zu finden, wo der Betlis-Kalk auch am mächtigsten entwickelt ist.

7. Basaler Hartgrund des Kieselkalkes

Auch der Betlis-Kalk wird im Dach von einer Paläokarstfläche abgeschnitten. Diskordant greift das Erosionsniveau nach Süden und Westen immer tiefer in die Schichtreihe und erreicht im Süden (Bundalp) die Basis des Öhrli-Kalkes. In gleicher Richtung nimmt die Tiefe der einzelnen Karsttaschen zu (Dezimeterbereich im Nordosten, bis 20 m im Westen und Süden). Gegen Süden lagern entsprechend immer gröbere und mächtigere Konglomeratlagen, welche ausschliesslich aus Öhrli-Kalk und Betlis-Kalk bestehen, auf der Karstoberfläche. Kiesel- und Erzkrusten (Limonit, Hämatit, Pyrit, Phosphorit, Chlorit, Stilpnomelan) überziehen beides. Generell werden die Krusten nach Norden immer dicker (max. 1 cm). Die Fläche ist häufig angebohrt. Grundsätzlich haben sich hier gleiche Prozesse abgespielt wie zwischen Öhrli-Kalk und Betlis-Kalk, nur in sehr verstärktem Ausmass.

8. Helvetischer Kieselkalk (Hauterivien)

Mit einer beachtlichen Winkeldiskordanz transgrediert der stark sandige Kieselkalk über die liegenden Karbonate. Im Nordosten (Tschingel), wo diese samt Karstoberfläche flexurartig abgebogen sind, erreicht der Winkel 30° und der Kieselkalk seine maximale Mächtigkeit von etwa 50 m. Nach Süden und Westen nimmt die Mächtigkeit sprunghaft ab, und auf der Bundalp beschränkt sich die Formation auf wenige Meter Basiskonglomerat.

Aus der dunklen, sandig-morschen Verwitterungsoberfläche des Kieselkalkes ragen häufig selektiv harte Kieselknauer und -schlieren hervor. Frisch gebrochen ist der Sandkalk jedoch hellgrau und schimmert grünlich oder bläulich. Die Transgression beginnt mit einem bimodalen Mittelsand. Die groben Quarzkörner (max. 1,5 mm) sind gut gerundet, oft wieder zerbrochen. Die feine Fraktion (0,2–0,4 mm) ist schlecht gerundet. Der Sandgehalt kann in Karsttaschen 90% erreichen, meist sind jedoch etwa 10% Phosphorit- und 30–40% grobe Bioklasten (Crinoiden, Bryozoen) und Glaukonitkörner beigemischt. Seltener können Trümmer von Microcodien beobachtet werden. Nach oben entwickelt sich daraus ein stark bioturbierter, grob gebankter Feinsand bis mikritischer Sandkalk, welcher im Nordosten tafelige, schräggeschichtete Körper (sandwaves) bildet. Quarzsand, Bioklasten und Mikrit sind sehr inhomogen verteilt, was auf die Bioturbation zurückzuführen ist. Auch die Kieselknoten scheinen Wühlgänge nachzuzeichnen. Generell nimmt der Sandgehalt noch oben jedoch ab.

9. Lidernen-Schichten

Nur stellenweise sind über den nordwestlichen Tschingelwänden im Dach des Kieselkalkes grobe, glaukonitische, stark verkieselte Echinodermen-Biosparite erhalten. Sie bilden hier auch das Dach der Decke. Die selten mehr als 1 m mächtigen Schichten verwittern fast schwarz und sind sehr inhomogen aufgebaut.

Die Hauptmasse bilden grobe biodetritische Sparite (Crinoiden, Bryozoen), seltener Mikrite, welche in unterschiedlichsten Anteilen Glaukonitkörner (bis 30%), schlecht sortierten Quarzsand (bis 20%, Mittelsand max. 0,5 mm) und Phosphorit führen. Der Glaukonit ist meist durch die regionale niedere Metamorphose in Chlorit und Stilpnomelan umgewandelt worden (FREY et al. 1973, 1980). Das arenitische Gestein ist stellenweise von dünnen, unregelmässigen, feinsandig-mikritischen Schlieren durchzogen. An einer Stelle wurde eine mehrere Zentimeter dicke Microcodienkruste in einem mikritischen Feinsand gefunden. Die Lithologie erweckt den Eindruck, dass hier in unmittelbarer Strandnähe intensiv Material umgelagert wurde.

10. Hohgant-Serie (Obereozän)

Tertiäre Sedimente sind in der GD selten und nur lokal zu finden. Sie beschränken sich hauptsächlich auf die Gegend der Griesalp.

Im Obereozän transgredierte Lithothamnienkalke auf eine tief verkarstete Kalklandschaft. An verschiedenen Stellen füllt der helle Biomikrit (wackestone-packstone) Taschen und Spalten, welche durch den Kieselkalk bis in den Betlis-Kalk reichen können. Die minimale Tiefe der Verkarstung beträgt damit 20 m. Brackwasserschichten, Konglomerate oder andere Transgressionsbildungen fehlen. Koralline Kalkalgen (*Mesophyllum*, *Lithophyllum*, *Lithothamnium*) bilden den Hauptanteil aller Bioklasten. In sehr wechselhaften Mengen können ferner Nummuliten der *incrassatus*-Gruppe, *Heterostegina*, Gypsinen, Cibiciden u. a. rotaliide Foraminiferen, Textularien, Milioliden, Bryozoen, Gastropoden, Serpulidenröhren und Echinodermen vorkommen. Rotalgen und Gypsinen bilden oft flächenhafte Krusten. Quarzsand ist stellenweise bis auf 20% angereichert. Lateral kann der Kalk in einen feinen, kalkigen Quarzsand übergehen, der aber immer Algenrümmer enthält.

Von besonderem Interesse sind einzelne Vorkommen sandiger bis brecciöser Gesteine, welche direkt auf den Malmschuppen am Südrand der Decke liegen. Eindeutiges Tertiär (Nummuliten, Lithothamnien) dokumentieren grössere geröllführende (u. a. Kieselkalk) sandige Platten. Leider ist ihre tektonische Stellung etwas zweifelhaft. Andernorts füllen sterile Quarzsande, welche reichlich detritischen Hellglimmer führen, Taschen im Quintner-Kalk. Die Gesamtmächtigkeit dieses Tertiärs beträgt im besten Fall wenige Meter. Darauf liegen die überschobenen Massen der Taveyannaz-Serie und der Wildhorn-Decke.

An dieser Stelle sei bemerkt, dass vom oberen Öhrli-Kalk bis zum Kieselkalk, stellenweise auch in der sandigen Hohgant-Serie, keine altersrelevanten Fossilien gefunden wurden. Dabei verursachten besonders die grossen Schichtlücken im Süden der Decke einige Unsicherheit in der Zuordnung der transgressiven Sande und Konglomerate.

Relativ grober detritischer Glimmer (meist Hellglimmer) wird als typisch für tertiäre Sande angesehen (R. Herb, mdl. Mitt.). Häufige Phosphoritklasten, fehlender Glimmer, knotige bis lagige Verkieselungen (faseriger Chalcedon oder Silex), Stilpnomelan und ein monotones Konglomeratspektrum (Öhrli-Kalk, Betlis-Kalk) sind dagegen typisch für Transgressionsbildungen des Kieselkalkes.

11. Globigerinenmergel und Flysch fraglicher Stellung (Obereozän)

Im Norden liegt die Deckenstirn auf mindestens 50 m mächtigen Beckenablagerungen des Tertiärs (westliche Tschingelwand). Grobdetritische Turbiditbänke zeigen die Lithologie der Taveyannaz-Sandsteine. Die feineren Fraktionen sind jedoch vulkanitfreie Grauwacken.

Die Unterlage der Mergel und Flysche liegt unter dem Talboden verborgen. Vielleicht gehören sie einer weiteren, tieferen Schuppe der GD an. Immerhin führt die nördlichste Schuppe der GD im Kandertal auch Globigerinenmergel und Flysch. Sie könnten jedoch auch der selbständigen Taveyannaz-Serie oder sogar der liegenden Doldenhorn-Decke angehören.

Zum Begriff «Tschingelkalk»

Obschon im bearbeiteten Gebiet die Typlokalität *Tschingel* liegt, wurde in der Beschreibung bewusst auf den stratigraphischen Begriff «Tschingelkalk» verzichtet. DOUVILLÉ (1903) führte ihn in einem Nebensatz ein, nachdem er richtig erkannt hatte, dass die Kalkwände des Tschingels lithologisch nicht mit dem Malm der Doldenhorn-Decke korreliert werden können, wie dies GERBER (1902) noch vorgeschlagen hatte. Douvillés lithologische Beschreibung bezieht sich dabei wahrscheinlich auf den stark verkieselten Betlis-Kalk, wie er am Ausgang der Schlucht in der hintersten Talsohle des Tschingels ansteht. GERBER (1905) beschreibt in seiner abschliessenden Arbeit bereits drei deutlich verschiedene Einheiten des «Neocoms» in den Wänden, subsummiert aber weiterhin alle unter dem Begriff «Tschingelkalk», insbesondere auch ein Schliffbild mit typischem Öhrli-Kalk.

Seither wurde der Begriff meist eingeschränkt für den nordhelvetischen Kieselkalk gebraucht, zeitweise sogar nur für Teile davon, den sogenannten Bänderkalk, eine Ausbildung, die in der GD gar nicht vorkommt.

BUXTORF (1909) wies in der Doldenhorn-Decke durch Funde von *Toxaster complanatus* die fraglichen Schichten dem Hauterivien zu, konnte damit den Formationsbegriff «Kieselkalk» von Kaufmann aus der Zentralschweiz übernehmen und lehnte den Begriff «Tschingelkalk» entschieden ab. Da der Name seither trotzdem noch gebraucht wurde, seien hier die wichtigsten Gründe für die Ablehnung noch einmal zusammengefasst:

- Ein Typusprofil ist nicht bekannt.
- Die lithologische Beschreibung ist ungenau und vieldeutig.
- Der Begriff «Kieselkalk» von KAUFMANN (1867) hat Priorität.
- Auch wenn der nordhelvetische Kieselkalk sandiger und massiger ausgebildet ist als im südlichen Helvetikum, drängt sich kein neuer Begriff auf. Die küstennahe Fazies kann sinnvoller lithologisch umschrieben werden.

Räumliche Faziesverteilung

In der GD fällt die für das Helvetikum ungewöhnliche Faziesverteilung auf, welche in südlicher Richtung immer grössere Schichtlücken, tiefere Verkarstung der verschiedenen Transgressionsflächen und ein immer flacheres, energiereicheres

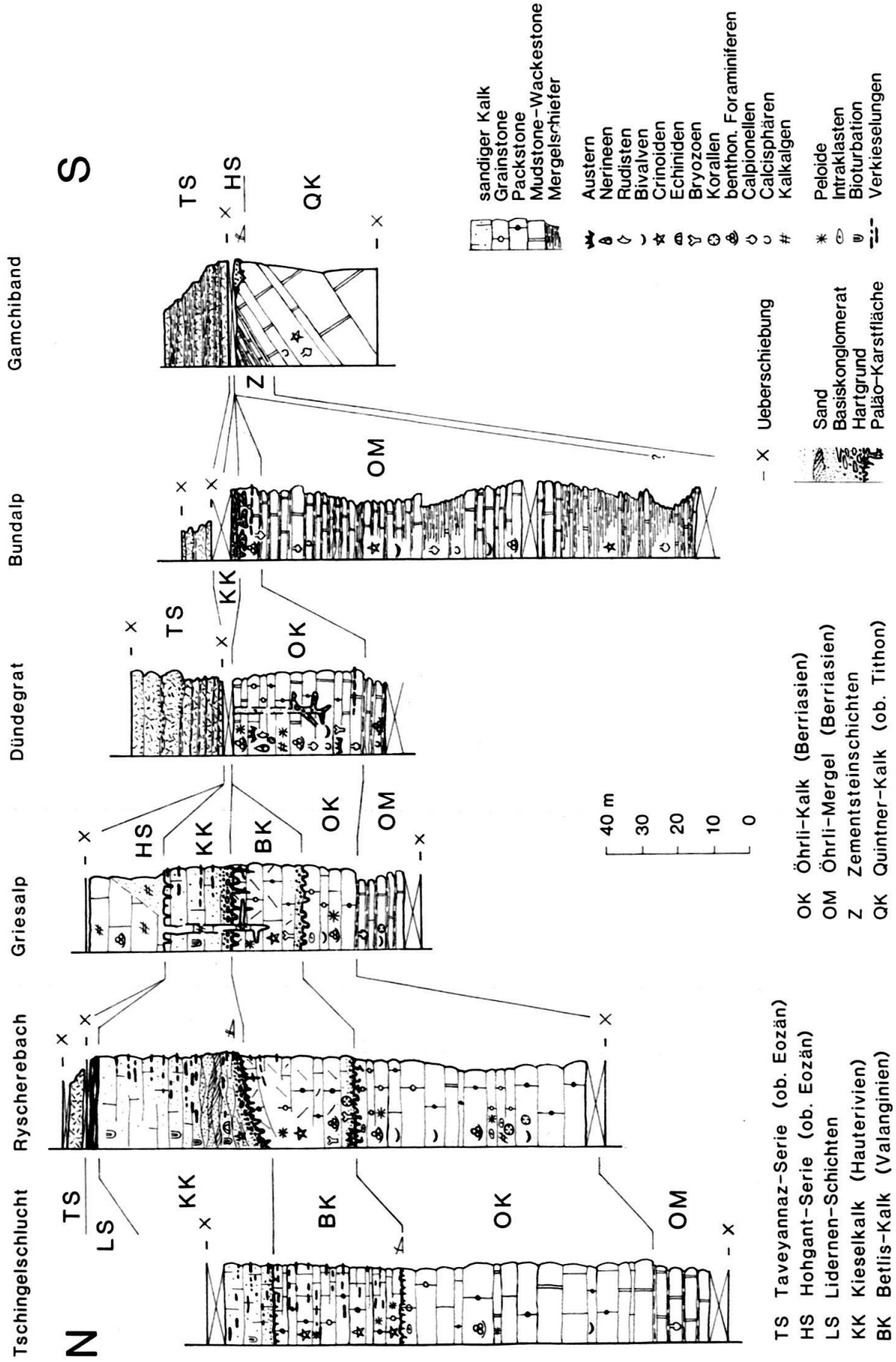


Fig. 2. Stratigraphische Profile in der Gellihorn-Decke (Lokalitäten vgl. Fig. 4).

Sedimentationsmilieu aufweist. Diese Verhältnisse gelten durchwegs ab Öhrli-Kalk (unteres Berriasien) bis in den Kieselkalk (Hauterivien). Im Norden (Tschingel) sind bis und mit Kieselkalk alle helvetischen Formationen der Unterkreide vertreten. Betlis-Kalk, Kieselkalk und Tertiär transgredieren überall auf Paläokarstflächen, die nach Süden diskordant immer tiefer in die Schichtreihe einschneiden. So kappt der Kieselkalk allmählich den Betlis-Kalk und weiter südlich fast den ganzen Öhrli-Kalk. Am Südrand der Decke infiltriert Tertiär verkarsteten Malm.

Die grössten Wechsel scheinen an bestimmten Bruchsystemen stattzufinden. Westlich der Kientalstörung (siehe Fig. 4) sind die Verkarstungen tiefer, die basalen Konglomerate des Kieselkalkes reichen weiter nach Norden, und der Betlis-Kalk ist grobsparitisch ausgebildet. Auf der Ostseite ist jede Formation mächtiger entwickelt, zudem befinden sich die deutlich vererzten Hartgründe, die Sandwaves im Kieselkalk und der tertiäre Lithothamnienkalk nur hier. Die Deckenfront ist an Ost-West streichenden, südfallenden Brüchen aufgeschuppt und so teilweise verdoppelt oder verdreifacht. Auch über diese Schuppengrenzen hinweg ändert sich die Schichtreihe sprunghaft. Ost-West-Streichen hat auch die Flexur an der Basis des Kieselkalkes im Nordosten des Tschingels. Diese Argumente sollen die vielleicht gewagte Interpretation unterstützen, wonach alpintektonische Bruchsysteme zumindest teilweise persistierende synsedimentäre Brüche sind, welche auch die Faziesverteilung nachhaltig geprägt haben.

Entwicklungsgeschichte der Gellihorn-Decke

Im obersten Malm lag der Deckenraum weitab von Küsteneinflüssen in einem offemarinen Becken (pelagische Calpionellenmikrite des Quintner-Kalkes). Mit der Kreide begannen jedoch Schüttungen aus einer benachbarten Karbonatplattform (Öhrli-Mergel). Noch im Berriasien wurde das Becken aufgefüllt, und alle jüngeren Sedimente wurden nur noch unter seichten Schelfmilieus gebildet. Bereits der Öhrli-Kalk lag insbesondere im Süden im Bereich des Wellenganges. Damit begann sich eine tektonische Kippung des Deckenraumes auszuwirken, die bis ins Hauterivien verfolgbar ist. Während der nun folgenden Emersionen bildete der Südteil stets eine Hochzone und wurde zeitweise tief verkarstet und erodiert. Die Transgressionen im Valanginien und im Hauterivien überfluteten jeweils gekippte Karstböden. Starke Strömungen verhinderten zuerst die Sedimentation; es konnten sich Hartgründe bilden. Die lange Zeit zwischen Hauterivien und Obereozän ist lithologisch nicht belegt, auch nicht in aufgearbeiteter Form. Fest steht, dass die Decke vor der Ablagerung des Lithothamnienkalkes wiederum tief verkarstet wurde, im Süden bis auf den Malm. Das Tertiär transgredierte spät unter Bildung örtlich beschränkter, aber unmittelbar vollmariner Schelfkarbonate (BREITSCHMID 1978). Kohlen, Brackwasserschichten und grössere Sandschüttungen, wie sie in den umliegenden Räumen verbreitet und mächtig entwickelt sind (Hohgant-Serie), fehlen hier weitgehend (vgl. ADRIAN 1915, KREBS 1925, BECK 1948, BREITSCHMID 1978).

Unter Einfluss der herannahenden alpinen Orogenfront (Krustenüberlast?, Subduktion?) subsidierte die Schwelle dann rasch, und noch bevor sich Beckensedimente anhäufen konnten (Globigerinenmergel, Flysch), überfuhren die ersten

S

N

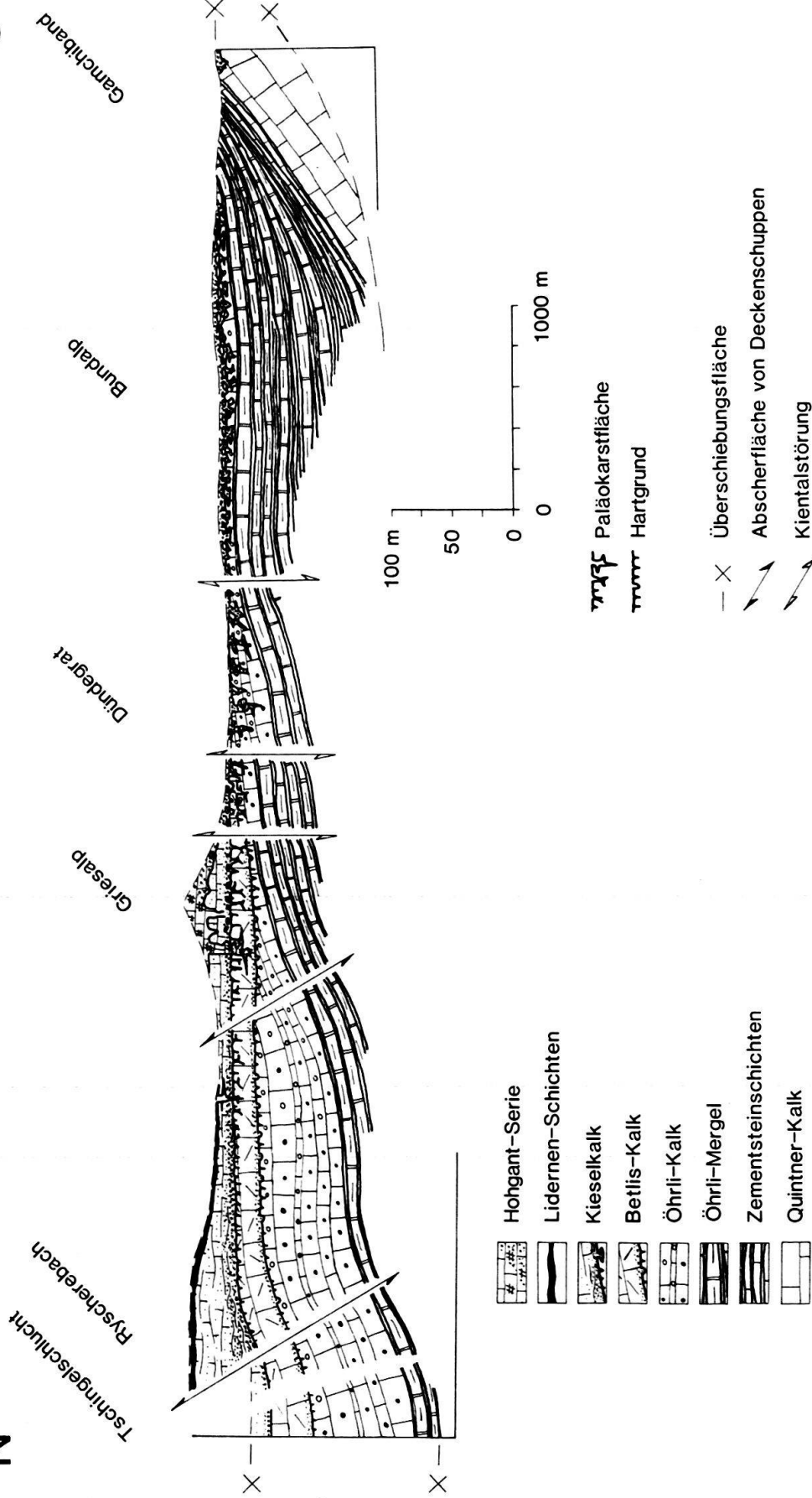


Fig. 3. Abgewinkeltes Faziesprofil durch die Gellihorn-Decke und der Einfluss alpiner bzw. synsedimentärer Bruchsysteme. Die Schersinne entsprechen alpinektontischen Bewegungen. (Abwicklung basaler Kieselkalk.)

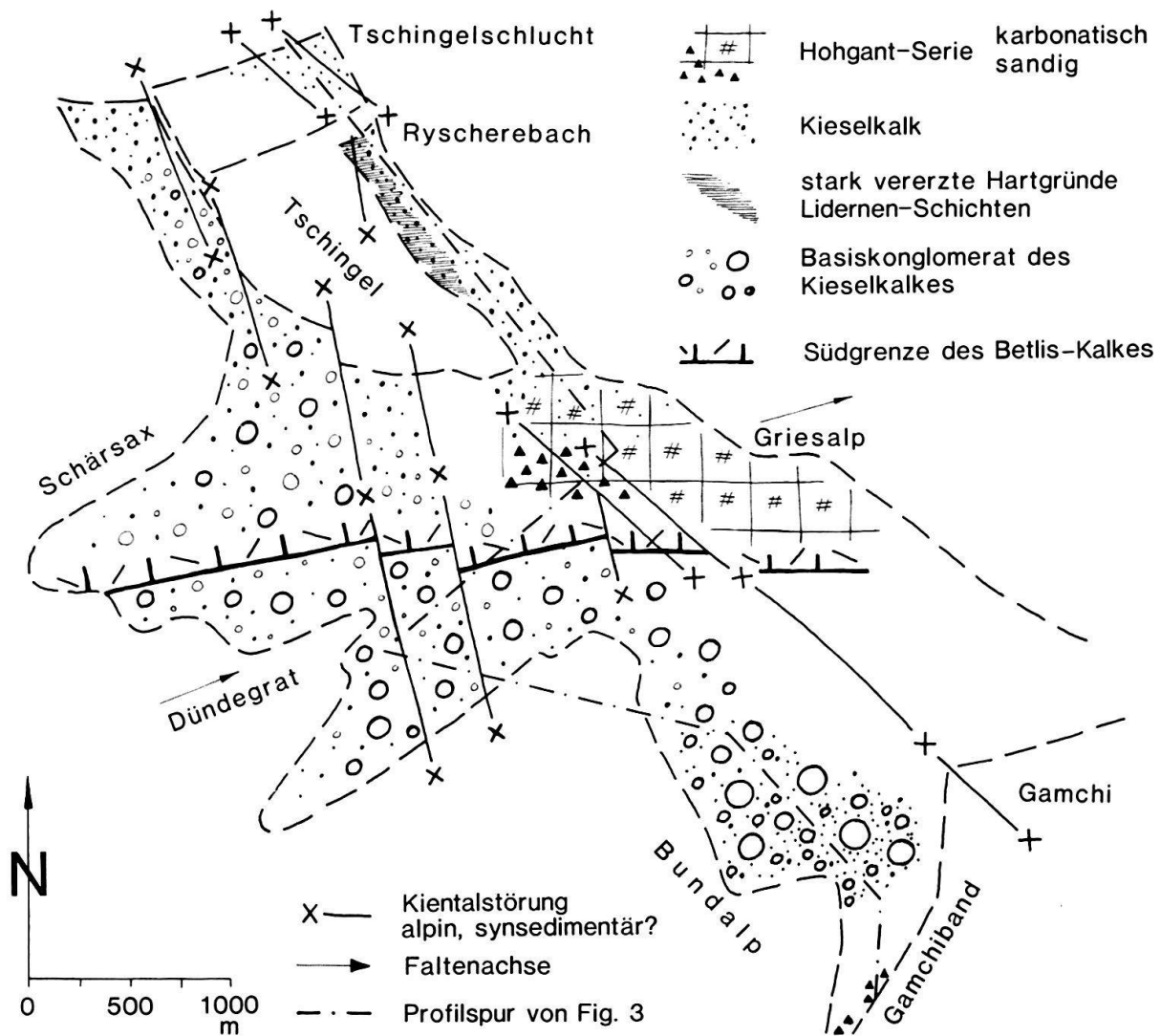


Fig. 4. Palinspastische Karte der Gellihorn-Decke im Kiental mit den wichtigsten Faziesindikatoren.

alpinen Decken (Taveyannaz-Serie, Wildhorn-Decke) bereits im Obereozän das Gebiet.

Lage der Gellihorn-Decke im helvetischen Raum

Die hier dargestellten stratigraphischen Verhältnisse lassen sich analog im Streichen der Decke nach Westen ins Kandertal verfolgen. ADRIAN (1915) beschreibt hier eine praktisch identische Abfolge, nur erklärt er die reduzierte Schichtreihe im Süden mit tektonischen Überschiebungsmechanismen. SUSEDKA (1979) findet aber auch im Öschinental (Südrand der Decke) transgressiven Lithothamnienkalk auf Öhrli-Kalk. Weiter westlich, am Gellihorn und am Üschinengrat, muss die Stratigraphie neu aufgenommen werden. Die geologische Kartierung auf dem Blatt Gemmi ist unvollständig, besonders was die jüngeren Einheiten betrifft. Auch hier ist seither karbonatisches Tertiär transgressiv auf Öhrli-Kalk gefunden worden. Im Osten (Dürrenberg-Sefinen Furgge) beschreibt KÜNZI (1975) noch die ganze Schichtreihe, jedoch stark reduziert und tektonisch verschuppt. Tertiäre Kalke und

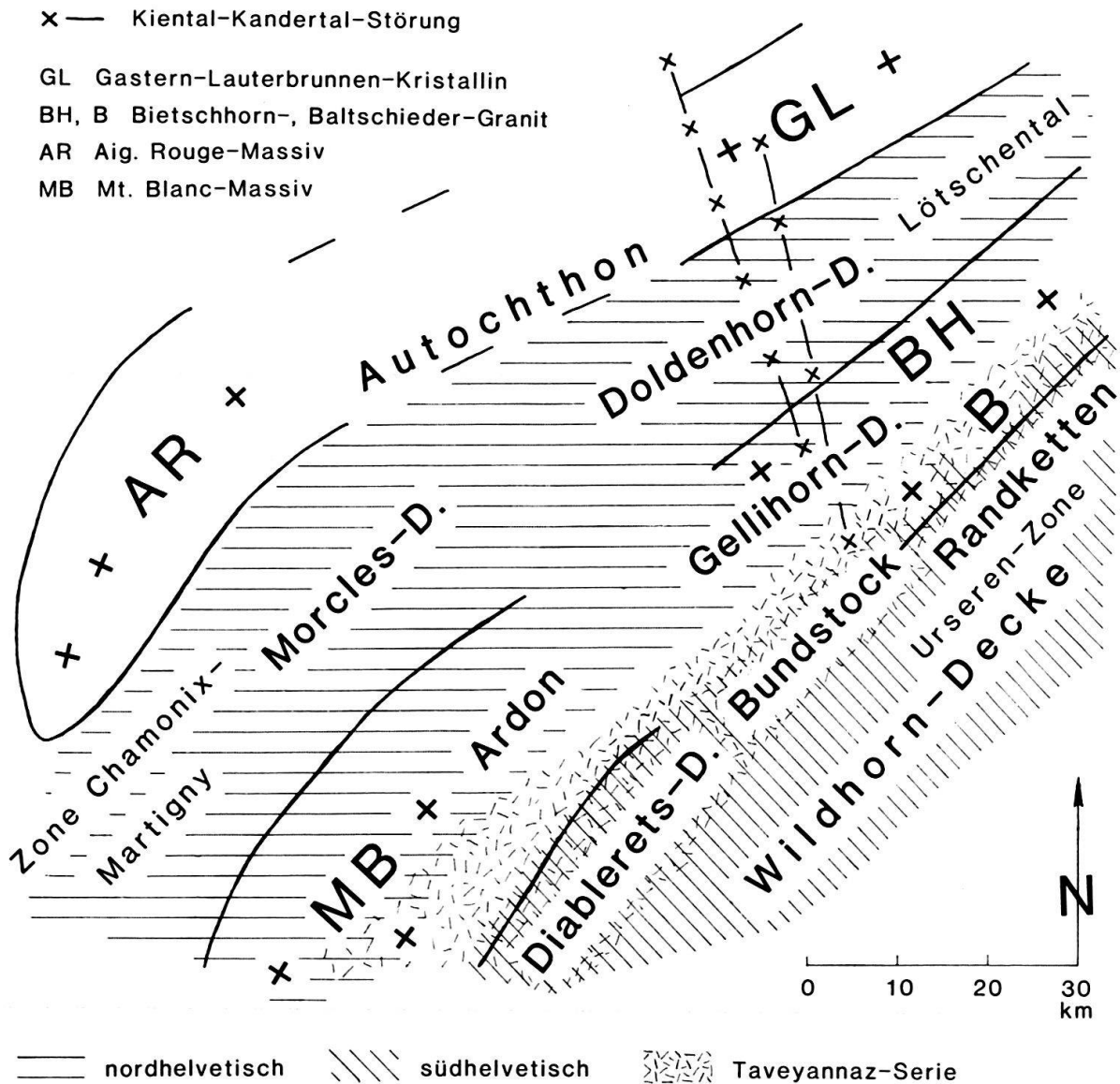


Fig. 5. Schema der helvetischen Ablagerungsräume zwischen dem westlichen Aarmassiv und dem Mont-Blanc-Massiv. (Abgewickelt gezeichnet.)

Sandsteine kommen mit fast jeder Einheit in Kontakt. Im Lauterbrunnental schliesslich verliert sich die GD in einzelne Schuppen, welche aus stark reduzierter neritischer Unterkreide und fraglichem karbonatischem Tertiär aufgebaut sind (HERB 1983).

Verglichen mit den angrenzenden Sedimentationsräumen, bildete die GD während der Unterkreide eine erhöhte Schwelle. Die nördliche Doldenhorn-Decke und die südliche Wildhorn-Decke subsidierten während der gleichen Zeit stärker. Ihre Schichtreihen sind vollständiger und bedeutend mächtiger. Die Kreide der GD ist ähnlich ausgebildet wie diejenige der Doldenhorn-Decke (KREBS 1925), das Tertiär jedoch, mit seinen transgressiven Lithothamnienkalken auf tief verkarsteter Unterkreide, erinnert stark an das karbonatische Tertiär der nördlichsten Wildhorn-Decke (Bundstock-Teildecke, vgl. ZWAHLEN 1981, nördlichste Synklinalen der

Wildhorn-Decke im Kandertal, vgl. ADRIAN 1915, SCHULER 1980). Diese Vergleiche mögen erneut die intermediäre Stellung der GD andeuten.

Die Subsidenz eines nordhelvetischen Beckens und das Herausheben einer Schwelle im Süden scheinen seit dem Lias bis in die Unterkreide, möglicherweise bis ins Tertiär, persistierende epirogene Relativbewegungen gewesen zu sein (vgl. TRÜMPY 1971, MASSON et al. 1980a).

Da der Normalschenkel der Doldenhorn-Decke im südlichen Lötschentaler Altkristallin wurzelt (Synklinale der Feselalp), kann das kristalline Substrat der Schwelle (GD) in den südlich anschliessenden Granitzügen des westlichen Aarmassivs vermutet werden (Bietschhorn-Granit, Baltschieder-Granit, SWIDERSKI 1919). BUGNON (1981) fand denn auch in der «Ecaille de Plammis», einer stark geplätteten Antiklinale, welche sich möglicherweise aus dem Südschenkel der Feselalp-Synklinale entwickelt, den Jurakern der Gellihorn-Decke. Damit musste sich das Lötschentaler Altkristallin bereits seit dem Lias gegenüber den nördlichen (Gastern) und südlichen (Bietschhorn, Baltschieder) Granitmassen des Aarmassivs stärker abgesenkt haben, was zur Bildung eines Beckens (Doldenhorn-Decke) führte, auf dessen randlichen Schwellen (Autochthon, GD) nur sehr reduziert sedimentiert wurde (vgl. KREBS 1925). Die alpine Tektonik hat vorgegebene mesozoische Strukturen eingeengt und nachgeprägt.

Will man westlich der Rawil-Depression analoge Sedimentationsräume mit den beschriebenen korrelieren, dann bietet sich folgender Vergleich am ehesten an: Doldenhorn-Decke und Morcles-Decke bilden ein langgezogenes nordhelvetisches Becken, welches durch die Schwellenzone der Gellihorn-Decke und die Zone d'Ardon vom helvetischen Raum s. str. abgetrennt wird (vgl. MASSON et al. 1980a, MASSON et al. 1980b, AYRTON 1980).

Verdankungen

Die vorliegende Publikation entstand im Anschluss an meine Diplomarbeit, welche unter der Leitung von Prof. R. Herb (Bern) stand. Für die fachkundige Hilfe im Feld und während der Auswertung sowie für die Unterstützung beim Verfassen des Manuskriptes danke ich ihm herzlich. Dr. P. Heitzmann und J. Susedka beeinflussten mit ihren Ratschlägen im Feld und während der Ausarbeitung die Resultate wesentlich. Prof. F. Allemann bestimmte die Mikrofauna der Unterkreide, L. Dupuis verfasste das Résumé, und R. Gubler zeichnete und schrieb ins reine. Der Schweizerische Nationalfonds unterstützt das laufende Projekt Nr. 2.048-0.81, aus dem bereits neue Resultate in obige Arbeit eingeflossen sind.

LITERATURVERZEICHNIS

- ADRIAN, H. (1915): Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. - *Ecl. geol. Helv.* 13/3, 238-351.
- AYRTON, S. (1980): La géologie de la zone Martigny-Chamonix et l'origine de la nappe de Morcles. - *Ecl. geol. Helv.* 73/1, 137-172.
- BECK, R. (1948): Die Kohlenvorkommen des Kandertals im Berner Oberland. - *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 28.
- BERTRAND, M., & GOLLIEZ, H. (1897): Les chaînes septentrionales des Alpes Bernoises. - *Bull. Soc. géol. France* 3/25, 568-596.
- BREITSCHMID, A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. - *Ecl. geol. Helv.* 71/1, 143-157.

- BUGNON, P. C. (1981): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75, 201–206.
- BURGER, H., & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BUXTORF, A., & TRUNINGER, E. (1909): Über die Geologie der Doldenhorn–Fisistock-Gruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. – *Verh. natf. Ges. Basel* 20/2, 135–179.
- DOUVILLÉ, H. (1903): Les Ralligstöcke et le Gerihorn. – Bull. Soc. géol. France 4/3, 193–221.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILLER, P., & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. – *Contr. Mineral. Petrol.* 39, 185–218.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U., & SCHWEIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 173–203.
- GERBER, E. (1902): Vorläufige Mitteilung über das Eocaen des Kientals. – *Eclogae geol. Helv.* 7/4, 301–304.
- (1905): Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 40/2, 19–88.
- HERB, R. (1983): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft auf das Schilthorn vom 19. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 181–188.
- HERB, R., BREITSCHMID, A., MATTER, A., MOJON, A., & NABHOLZ, W. (1978): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 233–254.
- KAUFMANN, F. J. (1867): Geologische Beschreibung des Pilatus. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 5.
- KREBS, J. (1925): Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 54/3.
- KÜNZI, B. (1975): Geologie im hintersten Kiental. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- KÜNZI, B., HERB, R., EGGER, A., & HÜGI, TH. (1979): Kristallin-Einschlüsse im nordhelvetischen Wildflysch des Zentralen Berner Oberlandes. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 425–437.
- LEEDER, M. R. (1982): *Sedimentology*. – George Allen & Unwin, London.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J., & MARTHALER, M. (1980a): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes–Helvétique–Pennique en Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 331–349.
- MASSON, H., HERB, R., & STECK, A. (1980b): Helvetic Alps of Western Switzerland. In: *Geology of Switzerland, Part B: Geological Excursions* (S. 109–153). – Wepf & Co., Basel.
- SCHLÄPPI, E. (1980): Geologische und tektonische Entwicklung der Doldenhorn-Decke und zugehöriger Elemente. – Diss. Univ. Bern.
- SCHULER, P. (1980): Zur Geologie des Gehrihorns (Kandertal). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- STUDER, B. (1834): *Geologie der westlichen Schweizer-Alpen*. – Groos, Heidelberg/Leipzig.
- SUSEDKA, J. (1979): Geologie der helvetischen Decken in der nördlichen Blümlisalpgruppe. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- SWIDERSKI, B. (1919): La partie occidentale du Massiv de l'Aar entre la Lonza et la Massa. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 47/1.
- TRÖSCH, A. (1908): Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen. – *Eclogae geol. Helv.* 12/5, 63–149.
- TRÜMPY, R. (1971): Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse. – *Ann. Inst. geol. publ. hung.* 54/2, 369–382.
- ZWAHLEN, P. (1981): Gellihorn-Decke, Taveyannaz-Serie und Basisschuppe der Wildhorn-Decke im hinteren Kiental. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Bern.
- Geologische Karten* (Schweiz. geol. Kommission)
- KREBS, J., ADRIAN, H., ALTHAUS, H., STAUFER, H., & BUXTORF, A. (1925): Geologische Karte der Blümlisalpgruppe 1:25000. – *Spezialkarte* 98.
- FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K., & TAVEL, H. VON (1956): Atlasblatt Gemmi Nr. 32. – *Geol. Atlas Schweiz*, 1:25000.