

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 90 (1997)
Heft: 2

Artikel: Die Bürgen-Fm. und die Klingenshorn-Fm. : formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken
Autor: Menkveld-Gfeller, Ursula
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168157>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 02.04.2025

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

Die Bürgen-Fm. und die Klmsenhorn-Fm.: Formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken

URSULA MENKVELD-GFELLER¹

Key words: Lithostratigraphy, microfacies, sedimentary history, nummulitids, biostratigraphy, Helvetic nappes, Central Switzerland, Eocene

ZUSAMMENFASSUNG

Aufgrund mikropaläontologischer und fazieller Untersuchungen werden mitteleozäne Ablagerungen der helvetischen Decken der Schweiz neu anhand von Typus- und Referenzprofilen in zwei formell definierte lithostratigraphische Formationen gegliedert. In der Zeitspanne frühes bis spätes Lutétien wurde die Bürgen-Formation mit den Members Bürgen-Grünsand, Bürgen-Kalk und Foribach-Member abgelagert. Die Sedimentation der Klmsenhorn-Formation setzte im späten Lutétien ein und dauerte bis ins Bartonien an. Die Klmsenhorn-Fm. wird aus Fräkmünt-, Band- und Fruttli-Member aufgebaut. Im Gegensatz zur Bürgen-Fm. konnte innerhalb der Members der Klmsenhorn-Fm. bereits auf kleinem Raum Heterochronie nachgewiesen werden: Die Schichtglieder sind im Nordwesten jünger als im Südosten. Das Verbreitungsgebiet der Klmsenhorn-Formation schliesst paläogeographisch nordwestlich an dasjenige der Bürgen-Fm. an, nach neusten Erkenntnissen überlagern sich die Gebiete stellenweise.

ABSTRACT

Based on micropaleontological and facies studies, middle Eocene sediments of the Helvetic nappe complex of Switzerland are, for the first time, assigned to two formal lithostratigraphic formations. The early to late Lutetian Bürgen Formation comprises the basal Bürgen Greensand Member, the Bürgen Limestone Member and the Foribach Member. The late Lutetian to Bartonian Klmsenhorn Formation consists of the basal Fräkmünt Member, the Band Member and the Fruttli Member. The Members of the Klmsenhorn Formation are heterochronous, rapidly younging towards the northwest. The deposition area of the Klmsenhorn Formation is adjacent to the one of the Bürgen Formation, new results show that they are locally overlapping.

Vorwort

Mit vorliegender Arbeit hatte Prof. René Herb (Univ. Bern) bereits vor mehr als zwei Jahrzehnten begonnen. Mit seinem Tod im März 1992 hinterliess er mehrere, halbfertige Kapitel eines Manuskripts «Das Mitteleozän der helvetischen Decken der Zentralschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies, Sedimentationsgeschichte, Paläogeographie und Nummulitiden» sowie zahlreiche Feldaufzeichnungen, stratigraphische Profile und Probenmaterial. In der vorliegenden Arbeit wird nun ein Teil des Eozäns der helvetischen Decken, gestützt auf diese unpublizierten Ergebnisse, die Resultate der Bearbeitung seines Probenmaterials, seine Feldaufnahmen sowie neue Untersuchungen, in zwei formelle lithostratigraphische Formationen mit je drei Members gegliedert.

1. Einleitung: Das Mitteleozän der Zentralschweiz

Im späten Paleozän setzte im SE des helvetischen Ablagerungsraums eine Transgression ein und griff anschliessend in

nordwestlicher Richtung fortschreitend allmählich auf die paläogeographisch nördlicheren heutigen tektonischen Einheiten über, ein Prozess, der sich bis ins Späteozän erstreckte (Fig. 1). Boussac (1912) hat als erster dieses Prinzip erkannt; später wurde es von Leupold (Decrouez & Menkveld-Gfeller in press) konsequent weiterverfolgt und verfeinert. Dies entspricht der Entwicklung von Sedimenten in einem Foreland-Basin mit gleichzeitiger Erosion des Foreland bulge weiter im NW.

Ein näheres Studium des Transgressionsverlaufs und der Verteilung der eozänen Flachwassersedimente zeigt, dass die Transgression und die anschliessende Sedimentation nicht kontinuierlich, sondern stufen- oder etappenweise in nordwestlicher Richtung fortschritt. Man kann somit im Eozän des Helvetikums relativ gut definierte Ablagerungsstreifen erkennen, deren Sedimente ein bestimmtes, innerhalb dieses Streifens etwa gleichbleibendes Alter und eine relativ konstante Fazies besitzen. Nicht selten lassen sich innerhalb eines so durch Alter und Fazies definierbaren Streifens mit Hilfe von detail-

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

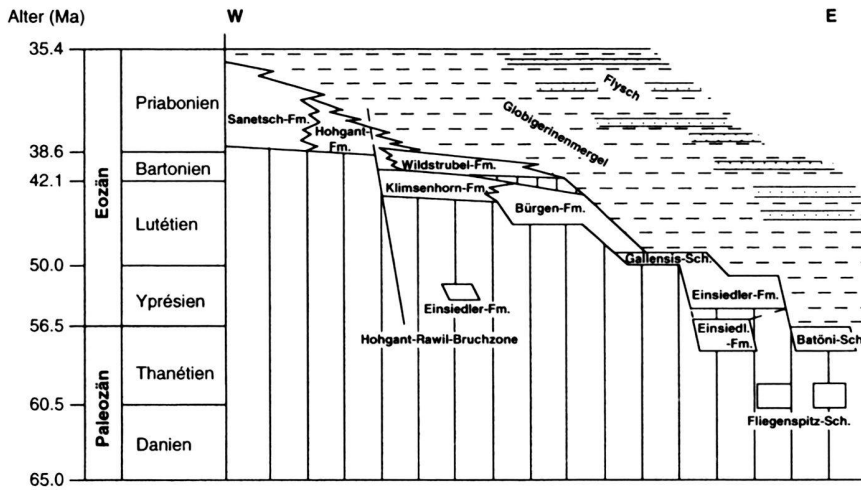


Fig. 1. Schematische Darstellung der Ost-West-Verbreitung der paleogenen lithostratigraphischen Einheiten des schweizerischen Helvetikums und ihrer Sedimentationsalter (abgeändert nach Herb 1988). Absolute Alter in Ma (Millionen Jahre) nach Harland et al. 1990.

stratigraphischen Untersuchungen eine Anzahl von Horizonten bzw. Formationsgliedern über grössere Distanz lateral verfolgen, was die relative Einheitlichkeit dieser Streifen belegt (Herb 1988, Menkveld-Gfeller 1993, 1995). Die Begrenzungen solcher Ablagerungsstreifen scheinen, soweit zu beobachten, jeweils ziemlich scharf zu sein; Uebergänge gibt es, wenigstens im Früh- und Miozän, nur wenige. Dies deutet auf diffe-

rentielle Absenkungen entlang von SW-NE verlaufenden Brüchen am Südrand des europäischen Kontinents.

Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit bildet die Lithostratigraphie der obengenannten Ablagerungsstreifen des Eozäns der helvetischen Decken der Zentralschweiz, begrenzt durch den Urnersee-Querschnitt im Osten und die südwestlich des Pilatus liegende Linie Mittagsgüpfli-Sarnen-Sachseln. Für die

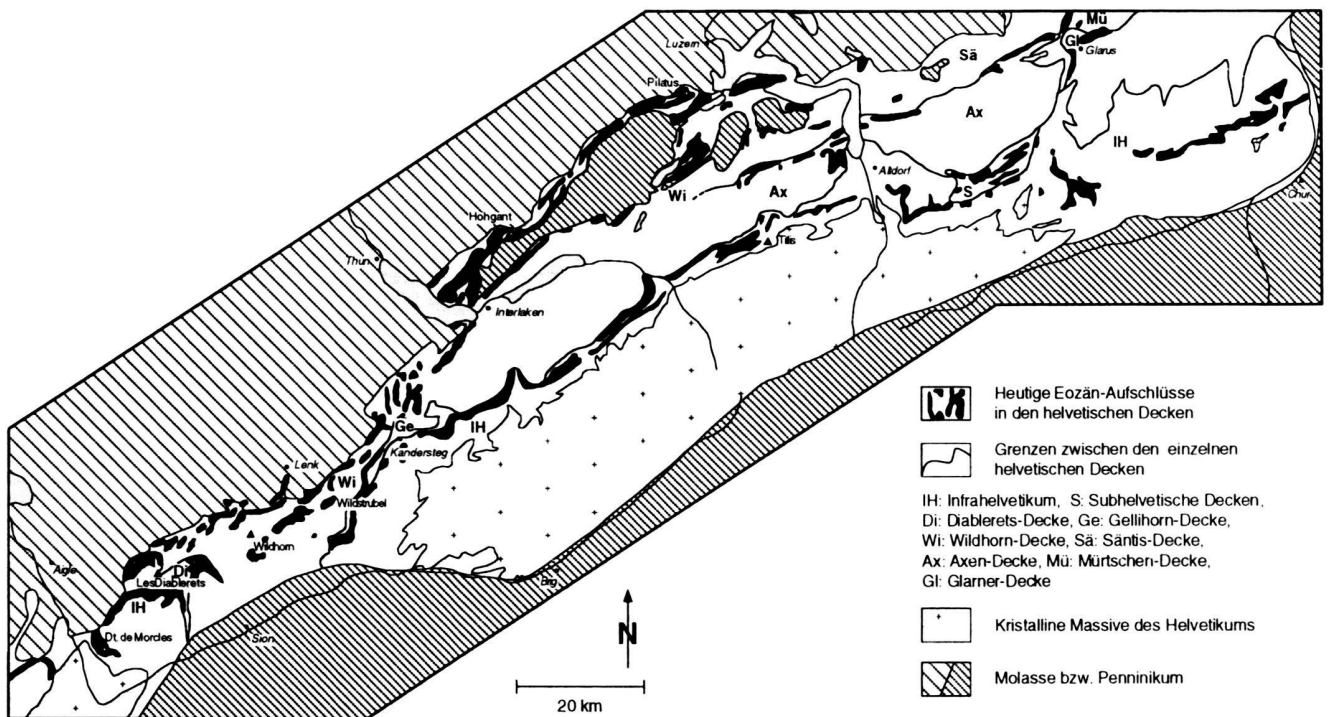


Fig. 2. Tektonische Übersichtskarte des Helvetikums mit den Umrissen der heutigen Eozän-Aufschlüsse.

Tab. 1. Parallelisierung der heutigen formellen lithostratigraphischen Nomenklatur mit den Begriffen älterer Publikationen.

Menkveld-Gfeller (diese Arbeit)		Menkveld-Gfeller 1993, 1995	ältere Arbeiten
Hohgant-Fm.	Hohgant-Sandstein		Ob. Quarzsandstein am Klimeshorn (Kaufmann 1867), Hohgant-Sandstein (Schuhmacher 1948, Gigon 1952, Bieri 1978)
Wildstrubel-Fm.	Hohgant-Schiefer		Pektinitenschiefer (Kaufmann 1877, Schuhmacher 1948), Pectinidenschiefer (Arn. Heim 1908, Oberholzer 1933, Frey 1965), Pectinidenschiefer (Anderegg 1940), Hohgant-Schiefer (Schuhmacher 1948, Bieri 1978), "Schistes gréseux fauves" (Styger 1961), Pectinidenschiefer d. Hohgant-Fm. (Lutz 1988)
	Küblbad-Schicht		Quarzsandstein (Brückner 1937), Oberer Ob. Quarzsandstein (Anderegg 1940), basalpriaboner Grünsand (Schuhmacher 1948), Hohgantschiefer m. glaukonitischer Basis (Gigon 1952), Grenzsandstein d. Hohgant-Fm. (Lutz 1988)
Klimeshorn-Fm.	Fruttli-Member	Discus-Schicht	basalpriabone Discocyclinenschicht (Schuhmacher 1948), Discocyclinenschicht (Gigon 1952), Discocyclinenkalksandstein (Frey 1965), Ältere Discus-Schicht d. Hohgant-Serie (Bieri 1978), Discocyclinensandstein d. Hohgant-Fm. (Lutz 1988)
	Band-Member	Ob. Perforatus-Schicht	Grenzsandstein (Schuhmacher 1948), Ob. Perforatusschicht (Schuhmacher 1948, Bieri 1978)
		Ob. Quarzsandstein	Ob. Sandstein d. Oberlutét. und Ob. Grünsand d. Oberlutét. (Schuhmacher 1948)
	Fräkmünt-Member	Complanata-Schicht	Complanata-Schichten (Kaufmann 1867), Complanatakalk (Anderegg 1940), Complanataschicht des Oberlutét. (Schuhmacher 1948), Complanataschichten (Gigon 1952), Complanataschicht (Frey 1965), Complanata-Kalk (Bieri 1978)
		Unt. Quarzsandstein	Grenzsandstein (Arn. Heim 1908, Frey 1965), Unt. Sandstein des Oberlutét. (Schuhmacher 1948), Quarzsandstein (Gigon 1952), steriler Sandstein (Styger 1961), Unt. Quarzsandstein (Bieri 1978)
	Unt. Perforatus-Schicht	Unt. Perforatusschicht (Schuhmacher 1948), Unt. Perforatus-Schicht (Bieri 1978)	
Bürgen-Fm.	Foribach-Member		Unt. Grünsand d. Oberlutét. (Schuhmacher 1948), Nummulitengrünsand (Bieri 1978)
	Bürgen-Kalk		Complanata-Kalk (Kaufmann 1877), Complanata-Schicht (Arn. Heim 1908), Uranensiskalke und Uranensiskalksandsteine (Schuhmacher 1948), Complanataschicht (Styger 1961), Bürgen-Kalk (Frey 1965), Complanataschicht (Frey 1965), Discocyclinensandkalk (Frey 1965), Bürgen-Kalk d. Bürgen-Fm. (Lutz 1988)
	Bürgen-Grünsand		Nummulitengrünsand (Arn. Heim 1908), Assilinengrünsand (Anderegg 1940, Frey 1965), Uranensisgrünsand (Schuhmacher 1948), Bürgen-Grünsand (Frey 1965), Bürgen-Grünsand d. Bürgen-Fm. (Lutz 1988)

Definition der hier vertretenen lithostratigraphischen Einheiten wurde das Untersuchungsgebiet jedoch auf das ganze schweizerische Helvetikum ausgedehnt (Fig. 2).

Die einzelnen helvetischen Decken finden, soweit sie nicht erodiert worden oder infolge Bedeckung durch höhere Einheiten der Beobachtung entzogen sind, in einer palinostatischen Rekonstruktion fast lückenlos hinter- oder nebeneinander Platz (Trümpy 1969, Ferrazzini & Schuler 1979). Dagegen besteht in der Zentralschweiz, anders als in der Ostschweiz, eine empfindliche Erhaltungslücke zwischen der autochthonen Sedimentbedeckung am Nordrand des Aarmassivs samt den ursprünglich südlich anschliessenden parautochthonen Schuppen, und dem paläogeographischen Nordteil der eigentlichen helvetischen Decken. Eine weitere Informationslücke ergibt sich in der westlichen Zentralschweiz mit dem achsialen Abtauchen der internen Pilatus-Elemente und der Bürgenstock-Decke unter den Schlieren-Flysch, womit uns der ganze Ablagerungsraum zwischen der Randkette und der restlichen Wildhorn-Decke verborgen bleibt. So muss jede paläogeographische Rekonstruktion hier lückenhaft sein.

Die stratigraphische Nomenklatur des helvetischen Tertiärs zeichnet sich besonders in der Zentralschweiz durch ausserordentliche Komplexität mit einer Vielzahl von lithostratigraphischen Begriffen aus, deren Bedeutung im Verlaufe der Erforschungsgeschichte einem stetigen Wandel unterworfen war. Schon Kaufmann (1877), der sich als erster im Detail mit der helvetischen Tertiärstratigraphie in der Zentralschweiz

auseinandergesetzt hat, änderte den Begriffsinhalt der von ihm geschaffenen Nomenklatur wiederholt und passte ihn jeweils den neueren Erkenntnissen an. Spätere Bearbeiter, vor allem Arn. Heim (1908), haben weitere, nicht immer gut begründete Veränderungen vorgenommen. So wurde die Bedeutung des Begriffs «Bürgenschichten» von Arn. Heim derart erweitert, dass er für eine verfeinerte lithostratigraphische Gliederung kaum mehr zu verwenden war. Dem Ausdruck «Bürgenschichten» hat Leupold (1964) eine gegenüber Arn. Heim (1908) wiederum eingeschränkte Bedeutung gegeben. Er versteht darunter eine Abfolge von Grünsanden und Kalken mit Nummuliten und Assilinen, wie sie vor allem in der Bürgenstock-Decke (Mueterschwanderberg – Bürgenstock – Vitznauerstock) und in der Axen-Decke westlich des Urnersees zu finden ist.

Leupold (1964) kommt das grosse Verdienst zu, die Nomenklatur insbesondere des zentralschweizerischen Eozäns in ihrer ganzen Komplexität ausführlich dargestellt zu haben. Er präziserte, dass die Verschiedenheiten, welche das Miozän vor allem in der Zentralschweiz zeigt, nicht auf Fazieswechsel, sondern in erster Linie auf Altersunterschieden beruhen. Es sei hier insbesondere auf die Artikel «Bürgenschichten», «Complanataschichten» und «Nummulitengrünsand» in Leupold (1964) verwiesen. Auf die historische Entwicklung der Nomenklatur wird hierunter nur noch eingegangen, wo dies für das unmittelbare Verständnis sinnvoll ist (Tab. 1).

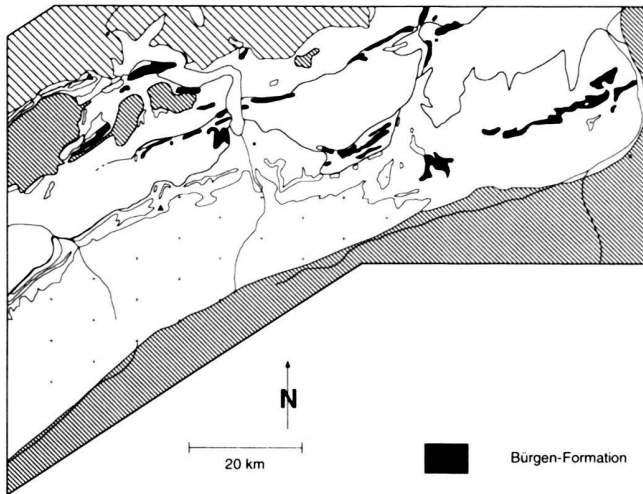


Fig. 3. Heutige Verbreitung der Bürgen-Fm. (Legende s. Fig. 2), nach Oberholzer & Heim, Alb. 1910, Schumacher, P. von 1928, Oberholzer 1920 & 1933, Fichter 1934, Brückner 1937, Anderegg 1940, Styger 1961, Frey 1965, Herb 1988, unpubl. Feldbücher Herb, Lutz 1988. Kartengrundlage nach der Geol. Karte der Schweiz 1980, der Tekt. Karte der Schweiz 1980 sowie nach Menkveld-Gfeller 1994, Fig. 1.

Die sogenannten Gallensis-Schichten, welche, trotz gewisser altersmässiger und fazieller Übereinstimmung mit dem Liegenden und dem Hangenden (Leupold 1964, Herb 1988), bisher keiner lithostratigraphischen Einheit zugeordnet wurden, sind gemäss Herb (1988) an der Wende Früh- zu Mitteleozän nordwestlich anschliessend an das Gebiet der Einsiedler-Fm. abgelagert worden. Diese Gallensis-Schichten umfassen von unten nach oben Gallensis-Kalke, Gallensis-Grünsand, Grünsand mit *Assilina tenuimarginata*, sowie den sog. «Hakengrünsand». In Anlehnung an Schumacher (1948) werden hier nun die Gallensis-Kalke dem Liegenden, d.h. der Einsiedler-Fm. zugeordnet. Die darüber folgenden Abschnitte der «Gallensis-Schichten» werden neu faziell bzw. altersmässig entsprechenden Einheiten des Hangenden zugewiesen: Der Gallensisgrünsand und der Grünsand mit *Assilina tenuimarginata* werden in der vorliegenden Arbeit zum Bürgen-Grünsand gerechnet, der «Hakengrünsand» dem Foribach-Member der neu definierten *Bürgen-Fm.* (Fig. 3) zugeteilt. Die Bürgen-Fm. entspricht somit dem Begriff «Bürgen-Schichten» sensu Leupold (1964).

Der Grünsand, welcher bei Obbürgen über dem Foribach-Member der Bürgen-Fm. folgt (Wanner benannte diesen 1987 «Obbürgen-Schicht»), ist faziell und stratigraphisch mit der Küblibad-Schicht der Wildstrubel-Fm. (Menkveld-Gfeller 1993, 1994) zu korrelieren. Diese Wildstrubel-Fm. ist in der Zentralschweiz im südlichen Teil des Pilatus, in der Bürgenstock-Decke und der frontalen Drusberg-Decke zwischen Urner- und Sarnersee ausgebildet. Die Küblibad-Schicht als basales Member der Wildstrubel-Fm. zeigt sich in der Zentral-

schweiz häufig als ausgeprägt glaukonitreicher Sandstein, meist ohne Fossilien, teilweise mit aus dem Liegenden aufgearbeiteten Nummulitiden, und liegt mit scharfer Grenze auf verschiedenen Horizonten der Bürgen-Formation, der Klimeshorn-Fm., beziehungsweise im mittleren und südlichen Pilatus direkt auf der Kreide. Nach oben geht er in feinsandige Kalkmergel mit abnehmendem Glaukonitgehalt, die Hohgant-Schiefer, über.

Das Eozän-Profil «Bandweg» am Klimeshorn, auf der Nordwestseite des Pilatus, stellt seit der klassischen Arbeit von Kaufmann (1867) ein Standard-Profil für das zentralschweizerische Tertiär dar. Obschon die Mächtigkeiten dieser Eozän-Abfolge ausserhalb des Klimeshorn-Gebietes relativ gering sind, wurde sie bisher auf allen Kartendarstellungen mit einer eigenen Signatur hervorgehoben. Bereits früher (Herb in Bayer et al. 1983, S. 138) wurde hierfür der Ausdruck *Klimeshorn-Fm.* eingeführt. Diese Formation wird nun formell definiert und näher beschrieben.

2. Definition der Bürgen-Fm.

2.1 Stratigraphische Nomenklatur

Die «Bürgenschichten» sensu Leupold (1964) werden neu als Bürgen-Fm. definiert. Dieser Begriff hat sich, bereits vor einer formellen Definition, in der Literatur etabliert.

Der untere Teil der Bürgen-Fm. ist normalerweise überwiegend glaukonitisch-sandig ausgebildet und führt oft massenhaft *Assilina exponens*. Dieses untere Member der Bürgen-Fm. wird hier dementsprechend als **Bürgen-Grünsand** bezeichnet.

Der darüberfolgende mittlere Teil der Bürgen-Fm. ist überwiegend kalkig und enthält oft ebenso reichlich grosse Nummuliten der *millecaput*-Gruppe. Leupold (1964) hat hierfür den Ausdruck **Bürgen-Kalk** vorgeschlagen. Die Gliederung in Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk hat auch Bieri (1978) verwendet.

Diese beiden Members der Bürgen-Fm. werden, wie Buxtorf (1910, S. 35) bemerkt hat, lokal, beispielsweise am Bürgenstock selbst, nochmals von einem geringmächtigen nummulitenführenden Glaukonitsandstein überlagert. Buxtorf (1910, Karte 9 auf S. 35) nannte diesen Horizont kurz «Nummulitengrünsand» und spätere Bearbeiter (Bentz 1948, Schumacher 1948, Leupold 1964 und Bieri 1978) haben erkannt, dass dieser eine recht grosse Ausdehnung besitzt. Die Aufschlussverhältnisse im Bürgenstock-Gebiet, sind allerdings gerade im Bereich dieses «Nummulitengrünsandes» nicht sehr günstig. Der von Buxtorf (1910, S. 47) genannte Aufschluss «westlich von Kilchbühl» (1 km südwestlich der Station Bürgenstock, oberhalb von Obbürgen) existiert nicht mehr. Dagegen ist eine vollständige Abfolge heute in der Nähe, an der westlichen Zufahrtsstrasse zum Hotel Bürgenstock gut aufgeschlossen (und dient bei der Definition der Bürgen-Fm. als Typus-Profil). Beim Bau der Nationalstrasse N8 bei Foribach, knapp 1 km östlich von Sarnen, an der Kreuzung der N8 mit der Strasse Sarnen-Kerns wurde in den 60er Jahren ein Profil

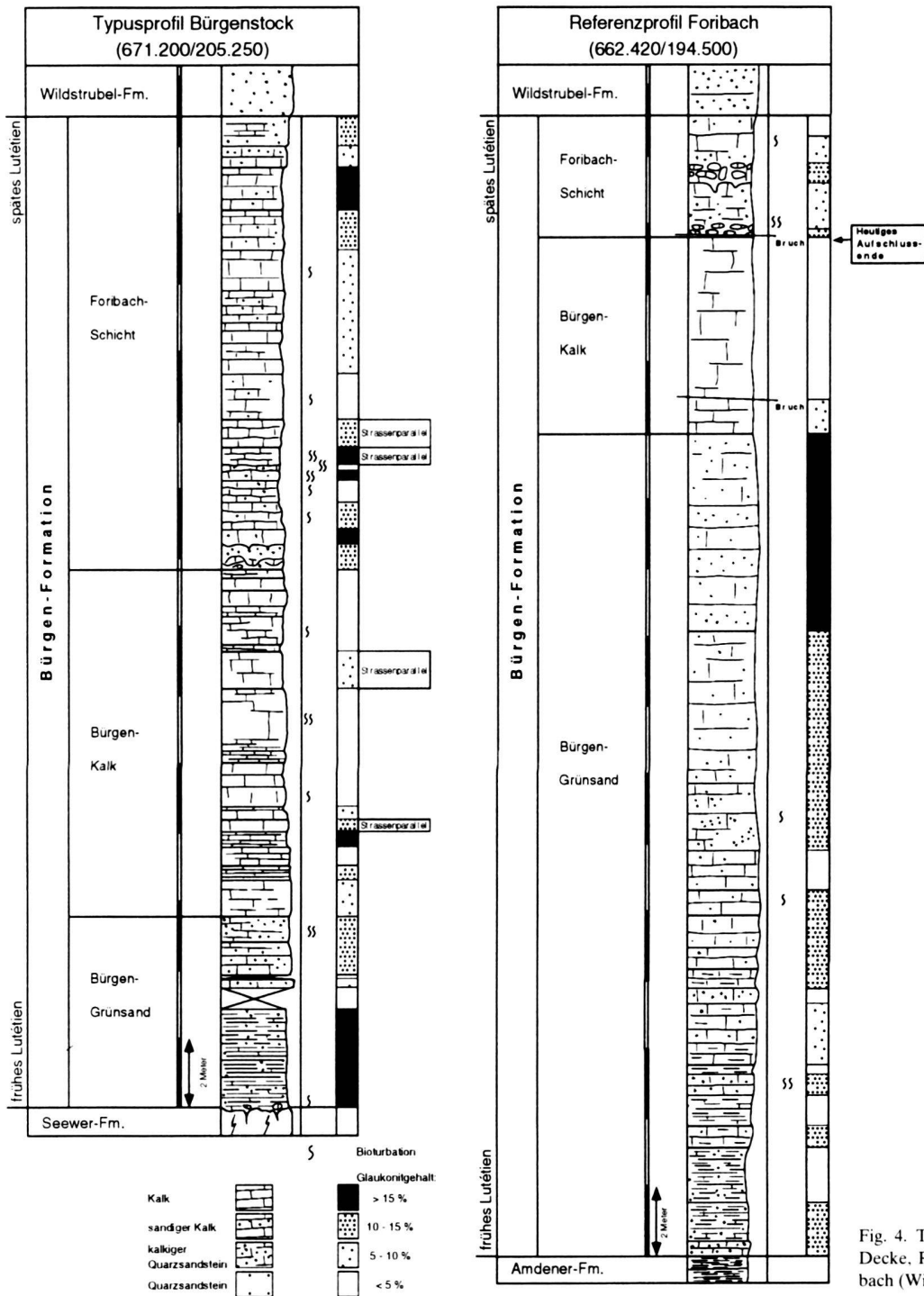


Fig. 4. Typusprofil Bürgenstock (Wildhorn-Decke, Randkette) und Referenzprofil Foribach (Wildhorn-Decke) der Bürgen-Fm.

durch die gesamten «Bürgenschichten» inkl. den «Nummulitengrünsand» freigelegt. Bis 1995 waren der «Nummulitengrünsand» und dessen Kontakt zur hangenden Wildstrubel-Fm. besonders schön aufgeschlossen und reichhaltig an Grossforaminiferen ausgebildet, weshalb für dieses Formationsglied bereits in den Notizen von Prof. Herb der Namen

Foribach-Schicht vorgesehen war. Leider ist dieses **Foribach-Member** hier seither beim Bau der Wohnsiedlung Schneggenhubel dem Bagger zum Opfer gefallen. Das Foribach-Member besitzt eine regional recht grosse Verbreitung. Er lässt sich in seiner lithologischen und faunistischen Zusammensetzung deutlich vom liegenden Bürgen-Kalk abtrennen, auch wenn

Tab. 2. Die Lithofazies der Bürgen-Fm. und ihr Vergleich mit benachbarten Formationen des helvetischen neritischen Eozäns.

Lithofazielle Kurzbeschreibung der Bürgen-Fm.	
Foribach-Member	An Basis stark glaukonitische, sandige Mikritbank mit Knollen von Bürgen-Kalk-artiger Fazies; gefolgt von gebanktem, stark verwühltem, leicht sandigem, glaukonitischem Mikrit mit grünlichgrauer Verwitterungsfarbe. Kontakt zum Hangenden (Klimsenhorn-Fm., Wildstrubel-Fm., Globigerinenmergel) ist stets scharf. Alter: spätes Lutétien Mächtigkeit: ca. 4.5 bis 16 m
Bürgen-Kalk	Rascher Rückgang des Quarz- und Glaukonitgehalts führt in schlecht bis gut gebankte, graue, verwühlte Mikrite; gegen das Dach hin nimmt der Glaukonitanteil wieder zu; an der Obergrenze sind die Kalke Hartgrundartig zu Knollen aufgelöst, v.a. wenn die Foribach-Schicht, z.T. auch wenn die Wildstrubel-Fm. im Hangenden folgt. Alter: mittleres Lutétien Mächtigkeit: ca. 5 bis 13 m
Bürgen-Grünsand	Kontakt zu Liegendem (Kreide, Einsiedler-Fm.) scharf, z.T. mit Aufarbeitung. Selten dunkelgrüne Glaukonitmergel an Basis; meist aber massiger glaukonitischer und kalkiger Sandstein mit grünlich-grauer Verwitterungsfarbe; gefolgt von Wechselfolge aus Sandsteinen und Sandkalken mit stark variierendem Glaukonitgehalt, massig und stark verwühlt bis feingebankt. Uebergang zum Bürgen-Kalk graduell, zur Wildstrubel-Fm. scharfer Kontakt. Alter: frühes Lutétien Mächtigkeit: ca. 5 bis 25 m
Die Bürgen-Fm. unterscheidet sich von der	
Einsiedler-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — einen höheren Glaukonitgehalt — einen stärkeren Einfluss von detritischem Quarz — eine weniger diverse Fauna
Klimsenhorn-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — das Vorkommen von Assilinen — einen bedeutend höheren Glaukonitgehalt — eine dunklere Verwitterungsfarbe — das Fehlen von deutlichen detritischen Schüttungen
Wildstrubel-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — eine reiche Fauna — das Fehlen eines deutlichen Kondensationshorizontes — eine grössere Korngrössenfraktion des detritischen Quarzes
Hohgant-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — das Vorkommen von grossen Nummuliten — das geringere Vorkommen von Corallinaceen — das Vorkommen von Assilinen — eine dunklere Verwitterungsfarbe

seine Fazies im obersten Teil des letzteren in einzelnen Horizonten schon etwas vorweggenommen wird.

Es ist wahrscheinlich, dass Buxtorf (1910) die über dem Foribach-Member folgende Küblibad-Schicht der Wildstrubel-Fm. zum «Nummulitengrünsand» gezählt hat. Bentz (1948, S. 29) hat bei seiner Beschreibung des Profils von Foribach dagegen nur den oberen glaukonitischen Horizont, die Küblibad-Schicht, erkannt.

Die Bürgen-Fm., von älteren Autoren anhand der Aufschlüsse am Südufer der «unteren Nase» am Ostende des Bürgenstocks beschrieben (Leupold 1964), wird neu anhand eines Typus- und eines Referenzprofils (Fig. 4) definiert:

Typusprofil:

Bürgenstock, an der Westzufahrt zum Hotel Bürgenstock, Strassenaufschluss, gut zugänglich.

LK 1:25 000, Blatt Alpnach

Anfangskordinaten: 205.250/671.200

Endkordinaten: 205.080/670.950

Liegendes: Seewer-Fm.

Hangendes: Küblibad-Schicht (Wildstrubel-Fm.)

Mächtigkeit: 32.6 m

Members: Bürgen-Grünsand, Bürgen-Kalk,
Foribach-Member

Referenzprofil:

Foribach bei Sarnen, am Südende des Muoterschwanderbergs, Beginn an der Autobahn-Böschung hinter der Stützmauer, Fortsetzung an Strasse Sarnen – Kerns, zum Teil etwas überwachsen.

LK 1:25 000, Blatt Alpnach

Anfangskordinaten: 194.500/662.420

Endkordinaten: 194.350/662.550

Liegendes: Amdener-Mergel (Amdener-Fm.)

Hangendes: künstliche Aufschlusslücke

Mächtigkeit: 37.4 m (heute nur noch 33.6 m aufgeschlossen)

Members: Bürgen-Grünsand, Bürgen-Kalk
(heute nicht mehr aufgeschlossen:
Foribach-Member)

2.2 Diagnose

Die wichtigsten lithofaziellen Merkmale der Bürgen-Fm., sowie die Unterschiede der 3 Members der Bürgen-Fm. zueinander und zu anderen lithostratigraphischen Einheiten sind in Tabelle 2 aufgelistet. Für ergänzende lithofazielle Information sei auf Herb (in Bayer et al. 1983) und Herb (1988) sowie die nachfolgenden Unterkapitel verwiesen.

Die Bürgen-Fm. folgt mit scharfem Kontakt über Kreide-Ablagerungen oder über der untereoazänen Einsiedler-Fm.

Über der Bürgen-Fm. folgen neritische Ablagerungen der Klimsenhorn-Fm. bzw. der Wildstrubel-Fm. oder hemipelagische Globigerinenmergel. Die Profile Bürgenstock und Foribach liegen im «Kernteil» des Verbreitungsgebietes der Bürgen-Fm., welcher Teile der Randkette (Rigi-Hochfluh, Vitznauerstock, Bürgenstock) und der Wildhorn-Drusberg-Decke westlich der Engelberger Aa sowie den Axen-Nordlappen umfasst und in welchem die obengenannten 3 Members oder wenigstens die beiden unteren in typischer Ausbildung erkannt werden können. Insbesondere ist hier die Abfolge Bürgen-Grünsand – Bürgen-Kalk als Verflachungssequenz deutlich sichtbar. Ausserhalb dieses Gebietes ist die Gliederung in Sedimentationssequenzen entweder nur undeutlich oder gar nicht entwickelt (Axen-Südlappen und in der Kleintal-Einheit: Isentaler Fazies), oder der Glaukonitsandstein der Küblibad-Schicht der Wildstrubel-Fm. folgt direkt über dem Bürgen-Grünsand (Drusberg-Decke zwischen Engelberger Aa und Urnersee, Herb 1988). Die Ausbildung der Bürgen-Fm. in der östlichen Zentralschweiz, den Glarner Alpen und dem östlichen Infrahelvetikum kann in dieser Arbeit nur gestreift werden: Wie Herb (1988) bereits erwähnte, schaltet sich an der Wageten zwischen Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk ein assilinenführender Discocyclinensandkalk ein, der in den Clariden den gesamten Bürgen-Kalk faziell zu ersetzen scheint (Frey 1965). Im Kistenpass-Gebiet, in den infrahelvetischen Schuppen, wird die Bürgen-Fm. (Bürgen-Kalk bzw. Foribach-Schicht) direkt von der Klimsenhorn-Fm. (Fruttli-Member) überlagert. Nach Lutz (1988) und älteren Arbeiten nimmt die Mächtigkeit der Bürgen-Fm. dort von Süden nach Norden ab; die Mächtigkeit der Klimsenhorn-Fm., welche hier allein das Fruttli-Member umfasst, ist in etwa konstant ausgebildet.

Die paläogeographische Verbreitung der Bürgen-Fm. ist in Figur 5 dargestellt; Figur 3 zeigt die im vorhergehenden Abschnitt erläuterte heutige Verbreitung der Bürgen-Fm.

Mit Hilfe der Foraminiferenvergesellschaftung lässt sich die Bürgen-Fm. altersmässig gliedern:

In Foribach (Referenzprofil), wie auch im südwestlichen Teil der Bürgenstock-Decke, setzt der Bürgen-Grünsand vielerorts mit stark glaukonitischen sandigen Mergeln ein, welche aufgrund von planktonischen Foraminiferen ein frühmitteleozänes Alter ausweisen (Herb in Bayer et al. 1983, Herb 1988). Im Bürgen-Grünsand nehmen dann die Grossforaminiferen an Häufigkeit zu, und *Assilina exponens* sowie Discocyclinen sind relativ häufig, wie auch im übrigen Verbreitungsgebiet des Bürgen-Grünsand.

Im Bürgen-Kalk wird *A. exponens* nach oben zunehmend durch Assilinen der *spira*-Gruppe und *Nummulites millecaput* ersetzt, im obersten Teil des Bürgen-Kalks treten verschiedene Nummuliten der *perforatus*-Gruppe auf, welche auf mittleres Lutétien hinweisen.

Das häufige Vorkommen von grossen, flachen Formen der *Nummulites millecaput*-Gruppe datiert das Foribach-Member als spätes Lutétien.

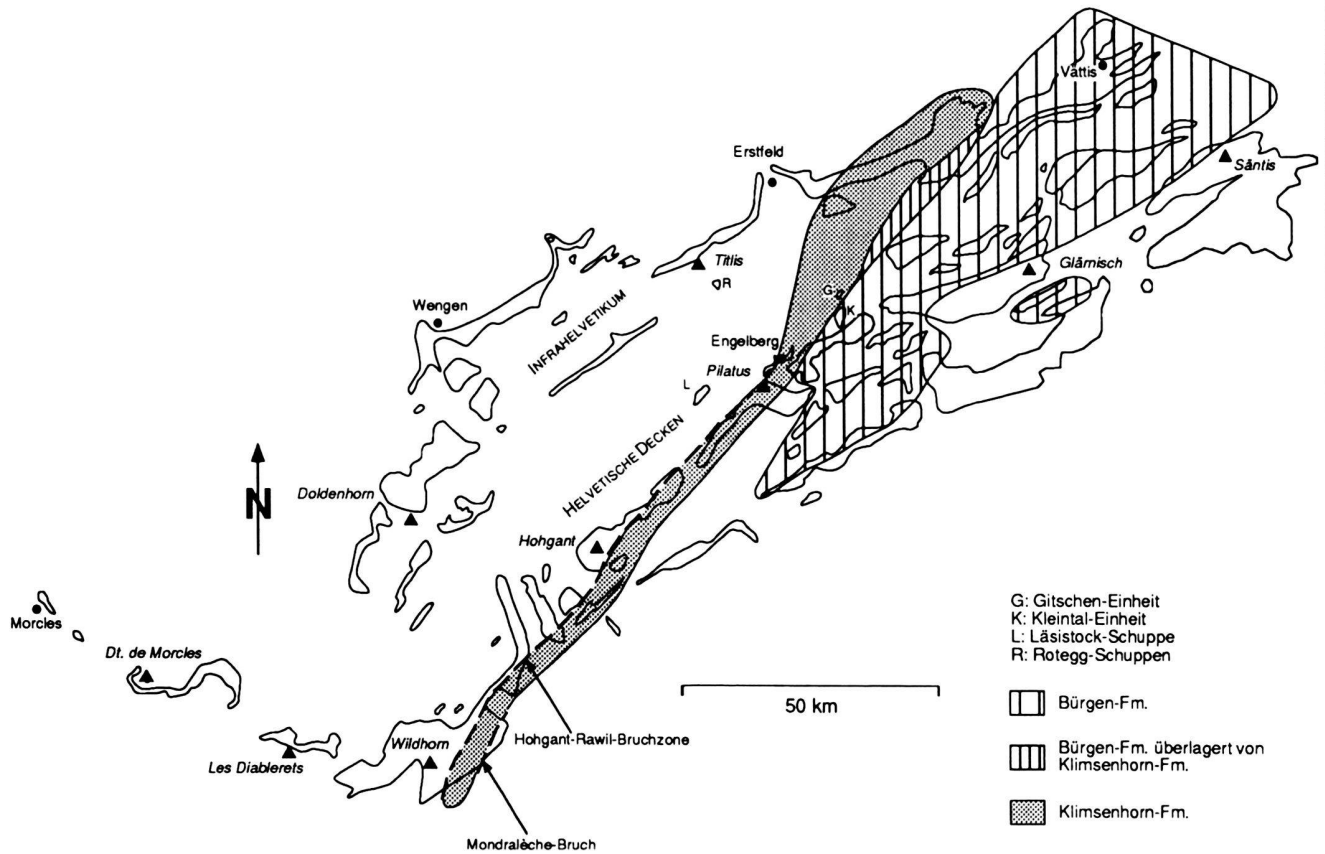


Fig. 5. Paläogeographische Verbreitung der Klimeshorn- und der Bürgen-Fm. (Paläogeographische Grundlage nach Herb 1988: Fig. 2 und Menkveld 1995).

2.3 Bürgen-Grünsand

2.3.1 Basale Kalk-Mergel-Wechsellagerung

Der basale Teil des Bürgen-Grünsand zeigt im südwestlichen Teil der Bürgenstock-Decke eine glaukonitisch mergelige Ausbildung oder eine Wechsellagerung von kalkigen und mergeligen Bänken.

Im Profil Foribach (Referenzprofil) liess sich aus solchen Mergeln eine Fauna von benthonischen und planktonischen Foraminiferen isolieren. Unter den planktonischen Arten konnten *Globigerina senni*, *Globorotalia pentacamerata*, *G. pseudotopilensis*, *G. aragonensis*, *G. cerroazulensis frontosa*, *Truncorotaloides topilensis* und *Globigerinatheka kugleri* bestimmt werden, womit diese Fauna in den frühesten Teil des Mitteleozäns zu stellen ist. Die mit den Mergeln wechsellagernden Kalkbänke sind meist sehr feinkörnig mit einer artenreichen Fauna unbestimmbarer kleiner benthonischer und planktonischer Foraminiferen. Der Glaukonit-Anteil kann bis zu 80% betragen, die Glaukonitkörner zeigen unregelmässige, rundliche bis eckige Gestalt. Ursprüngliches Substrat für die

Glaukonitisierung waren vermutlich diverse nicht mehr identifizierbare Bioklasten oder zum Teil auch Pellets.

Direkt über dem Kontakt zur liegenden Kreide sind oft aufbereitete Inoceramen-Fragmente sowie vereinzelt Globotruncanen enthalten. Grossforaminiferen sind in diesem untersten Abschnitt des Bürgen-Grünsands selten, am häufigsten sind kleine Discocyclinen oder auch Assilinen und kleine dicklinsige Nummuliten. Eine eigentliche Transgressionsbrekzie konnte nirgends festgestellt werden.

2.3.2 Gebankter bis massiger Bürgen-Grünsand («Assilinen-grünsand»)

Über der mergeligen Fazies können zwei Typen von Glaukonitsandkalken unterschieden werden: Ein bioklastischer Glaukonitsandkalk, welcher mikrofaziell durch ein dichtgepacktes Gemenge von relativ gleichkörnigem Biodetritus (kleine Fragmente von Assilinen oder Nummuliten), Quarz (bis 15%) und Glaukonit (bis 35%) charakterisiert ist. Ein zweiter Typ ist sehr glaukonitreich (bis 80% Glaukonit), wobei *Assilina expo-*

nens gemeinsam mit Discocyclinen lagen- oder nesterweise angehäuft ist. Die Abfolge des Bürgen-Grünsands kann vollständig durch den ersten Typus aufgebaut sein (Bsp. Referenzprofil Foribach), sich faziell vom ersten in den zweiten Typus entwickeln (Bsp. an Strasse Ennetbürgen-Bürgenstock) oder nur durch den zweiten Typus vertreten sein (Bsp. Schuppenzone von Kerns).

2.3.3 Diskussion

An der Basis des Bürgen-Grünsands fehlen eigentliche Transgressionsbildungen. Die Zusammensetzung der Mikrofauna der basalen mergelig-kalkigen Wechsellagerung deutet auf eine Ablagerungstiefe von mindestens 100 m hin. Nach der eigentlichen Transgression muss sich der Meeresboden somit sehr rasch abgesenkt haben. Bodenströmungen sorgten für ständige Umlagerungen und begünstigten die Glaukonitbildung (Föllmi 1989). Anschliessend erfolgte eine allmähliche durch die Sedimentation bedingte Verflachung. Hiervon zeugt die Zunahme an Grossforaminiferen, wie Discocyclinen und *Assilina exponens*. Der hohe Anteil an Biodetritus im ersten Faziestyp des «Assilinengrünsands» spricht für eine verstärkte Bodenströmung mit entsprechenden Umlagerungsprozessen. Mit Glaukonitgehalten bis zu 80% und einer Fauna ausschliesslich aus Discocyclinen und Assilinen stellt der zweite Faziestyp des «Assilinengrünsands» ein in etwas geringerer Wassertiefe (60–70 m) abgelagertes Sediment dar (Herb & Hekel 1973). Anzeichen für Kondensation scheinen aufgrund der Grossforaminiferen, welche ein und derselben Zone im mittleren Lutétien angehören, keine vorzuliegen. Die vorhandenen Grossforaminiferen lassen trotz oft lagenweiser Konzentration keinen wesentlichen Transport erkennen. Der erhöhte Anteil an mikrosphärischen Nummuliten wird mit strömungsbedingtem Wegtransport eines Teils der megalosphärischen Schalen erklärt. Der erhöhte Hämatitgehalt im glaukonitreichen «Assilinengrünsand», lässt sich mit verstärkter Eisenzufuhr aus dem Hinterland erklären: als Quelle hierfür kommen die glaukonithaltigen Kreide-Sedimente der Garschella-Fm. in Frage, die während des Mitteleozäns in einem Gebiet paläogeographisch nordöstlich und nordwestlich des Pilatus der Verwitterung ausgesetzt waren (Foreland bulge).

2.4 Bürgen-Kalk

Bürgen-Grünsand und Bürgen-Kalk sind häufig, vor allem im Bürgenstock-Gebiet durch graduelle lithologische und fazielle Übergänge miteinander verbunden. Diese finden jedoch relativ rasch statt, so dass zwei Members ausgeschieden werden können. Der Bürgen-Kalk ist im Hauptteil durch einen stark reduzierten Glaukonitgehalt (< 5%) und einen geringen Anteil (max. 3%) von feinem, detritischem Quarz in Siltfraction gekennzeichnet. Das Gestein wird grösstenteils aus Gehäusen und Trümmern von Grossforaminiferen aufgebaut. Mancherorts, so auch in Typus- und Referenzprofil, sind grosse, dick-

schalige Austern (*Pycnodonte gigantea*) auffallend. Serpeln (*Tubulostium spirulaeum*), Corallinaceen sowie Kleinforaminiferen spielen nur eine untergeordnete Rolle. Teilweise können Partien des Bürgen-Kalks völlig rekristallisiert sein. In den obersten Metern dieses Members treten, stellenweise im Wechsel mit der normalen Ausbildung des Bürgen-Kalks, Gesteine mit einem erhöhten Gehalt an feindetritischem Quarz (bis 10%) auf. Parallel dazu steigt häufig der Glaukonitanteil. Der Anteil der wenig beschädigten oder unversehrten Grossforaminiferenskelette ist hier gegenüber dem feinkörnigen Biodetritus oft reduziert. Diese Ausbildung ähnelt bereits der Fazies des Foribach-Member. Die dominierende grosse Nummulitenart ist hier *Nummulites beneharnensis* (*perforatus*-Gruppe) anstelle von *N. millecaput*.

Der Bürgen-Kalk ist innerhalb der Bürgen-Fm. der Bereich mit dem grössten Anteil an Organismen, wobei vor allem die Anhäufung von grossen Nummuliten auffällt. Die mikritische Matrix zeigt ein eher niederenergetisches Milieu an. Der partiell hohe Anteil an Bioklasten kann auf Einschwemmungen aus höherenergetischen Niveaux oder auf Zerkleinerung durch Organismen zurückgeführt werden. Der Ablagerungsraum des Bürgen-Kalks dürfte im Vergleich mit ähnlichen Sedimentbildungen (Darga 1990) bei 30 bis 50 m Meerestiefe einzustufen sein. Die Ablagerungsgeschichte von Bürgen-Grünsand bis und mit Bürgen-Kalk zeigt einen regressiven Trend wie ihn Herb (1988) und Lutz (1988) bereits beschrieben haben.

2.5 Foribach-Member

Der Grenzbereich zwischen Bürgen-Kalk und Foribach-Member ist vor allem im Referenzprofil als ein fazieller Übergang ausgebildet: Bereits im obersten Teil des Bürgen-Kalks treten unregelmässig geformte Knollen aus Bürgen-Kalk umgeben von einer etwas sandigeren Fazies auf. Ein solcher knolliger bis pseudokonglomeratischer Horizont befand sich auch direkt an der Untergrenze des Foribach-Members bei Sarnen (heute nicht mehr aufgeschlossen), mit Komponenten aus etwas stärker glaukonitführendem sandigem Bürgen-Kalk mit zahlreichen *Nummulites millecaput* sowie Discocyclinen und Assilinen. Die Grundmasse dieses «Konglomerats» entspricht dem hangenden Anteil des Foribach-Member; die Grossforaminiferen sind aus dem Bürgen-Kalk aufgearbeitet. Derartige Pseudokonglomeratbildungen an der Basis des Foribach-Members lassen sich auch am Landenberg bei Sarnen (Koord. 661.330/194.270), bei Obbürgen-Bürgenstock (s. Referenzprofil) sowie bei Dietried an der Strasse Kerns-Melchtal (Koord. 663.920/194.030) feststellen. An den beiden zuletzt genannten Lokalitäten findet man in der Grundmasse teilweise reichlich *Nummulites beneharnensis*, welche wohl wiederum aus den obersten Horizonten des Bürgen-Kalks herausgeschwemmt worden sind. An anderen Lokalitäten, wie im Profil an der Scheidegg (Isental) scheint keine bedeutende Pseudokonglomeratbildung vorzuliegen, vielmehr ist dort die Grenze als relativ scharfe Ommissionsfläche ausgebildet.

Die Entstehungsgeschichte dieser pseudokonglomeratischen Bildungen könnte wie folgt ausgesehen haben: am Ende der Sedimentation des Bürgen-Kalks erfolgte ein (ein- oder mehrmaliger) Sedimentationsunterbruch bei gleichzeitiger, knolliger partieller Lithifikation sowie vermutlich Bioturbation. Bodenströmungen bewirkten eine Entfernung der noch nicht lithifizierten Partien zwischen den Knollen, wobei Schalen der herausgelösten Grossforaminiferen bei der wieder einsetzenden Sedimentation in der glaukonitisch-sandig-kalkigen Matrix des Foribach-Members eingelagert wurden. Diese Pseudokonglomeratbildung zeigt somit Ähnlichkeit mit Verkarstung einer Kalkoberfläche, verbunden mit Konglomeratbildung und anschließender Transgression. In dieser Hinsicht sind die recht tiefen, in den Bürgen-Kalk greifenden, nach unten stets feiner werdenden Spalten, gefüllt mit Sediment des Foribach-Member zu deuten, welche das Dach des Bürgen-Kalks progressiv in ein konglomeratisches Gestein auflösen: solche feinen Spalten lassen sich nicht allein mit Auswaschungsprozessen erklären. Beweise für ein Auftauchen aus dem Wasser, wie angebohrte Gerölle oder Anzeichen für Hartgrundbildung, fehlen allerdings. Diese pseudokonglomeratischen Horizonte sind deshalb vermutlich submarin entstanden, wobei aber neben rein strömungsbedingten Auswaschungsprozessen auch submarine Lösungsvorgänge im Spiel waren: Die Oberflächen der Komponenten zeigen neben unbeschädigt herausgelösten Nummuliten auch offensichtlich angelöste Schalen.

Beim eigentlichen Foribach-Member handelt es sich um einen feinsandigen, glaukonitführenden Kalk mit oft in grossen Mengen vorhandenen Discocyclinen, welche gegenüber den zurücktretenden Nummuliten dominieren. Unter den Nummuliten fallen indessen oft Formen der *millecaput*-Gruppe auf, welche bei gleichem Durchmesser deutlich dünner sind als diejenigen aus dem Bürgen-Kalk. Der Anteil der sandig-kalkigen Grundmasse ist wesentlich höher als im Bürgen-Kalk, die Foraminiferendichte somit geringer. Der Glaukonitgehalt variiert, in Foribach sinkt er von 20% an der Basis rasch auf wenige Prozent ab, bei Obbürgen bis Bürgenstock liegt durchwegs ein höherer Glaukonitgehalt (bis 40%) vor.

Nach unseren Untersuchungen ist das Foribach-Member hauptsächlich auf das Bürgenstock-Gebiet und den Axen-Nordlappen westlich des Urnersees beschränkt, wo es aber angesichts seiner geringen Mächtigkeit mit einer auffälligen Konstanz zu finden ist. Oberholzer (1933) beschreibt aus der Axen-Silberer-Decke ein mögliches Äquivalent im Dach der Bürgen-Fm. In der Hohbrück-Antiklinale, bei Dietried an der Strasse Kerns-Melchtal, fehlt das Foribach-Member. Der Pseudokonglomerathorizont im Dach des Bürgen-Kalks wird dort direkt von der Küliblad-Schicht der Wildstrubel-Fm. überlagert.

Der im Foribach-Member gegenüber dem Bürgen-Kalk besonders an der Basis erhöhte Glaukonitgehalt sowie die Dominanz der Discocyclinen gegenüber den Nummuliten lässt auf eine etwas grössere Wassertiefe schliessen (Herb & Hekel 1973). Das Fehlen von eindeutigen Sedimentstrukturen verun-

möglicht eine detaillierte Interpretation, lässt aber relativ geringe Strömung vermuten.

3. Definition der Klimeshorn-Fm.

3.1 Stratigraphische Nomenklatur

Das Bandweg-Profil des Mitteleozäns am Klimeshorn ist gut zugänglich und die einzelnen Schichtglieder sind relativ mächtig entwickelt. In seinem unteren Teil, d.h. transgressiv über der Schrattenkalk-Fm. der Unterkreide, ist eine mächtige Abfolge von Quarzsandsteinen aufgeschlossen («Unterer & Oberer Quarzsandstein», Tab. 1), in welche an der Basis und im oberen Teil Horizonte mit reichlich Nummuliten der *perforatus*-Gruppe eingeschaltet sind («Untere & Obere Perforatus-Schicht, Tab. 1). Zwischen den Sandsteinen kommt ein etwas kalkigeres Intervall mit massenhaft Nummuliten der *millecaput*-Gruppe (früher als *Nummulina complanata* bezeichnet) vor. Kaufmann (1867) hat diesen Horizont als «Complanataschichten» bezeichnet, den Begriff aber später (1872, 1886) auch auf andere zentralschweizerische Nummulitenschichten übertragen, die sowohl altersmässig, als auch paläogeographisch mit der Abfolge am Klimeshorn nicht übereinstimmen. Leupold (1964) hat unter dem Stichwort «Complanataschichten auctorum» den weiteren Wandel dargestellt, den dieser Begriff insbesondere durch Arn. Heim (1908) und Schuhmacher (1948) erfahren hat, und hat diesen Begriff wieder auf die ursprünglich von Kaufmann (1867) bezeichneten Niveaux eingeschränkt, von denen Schuhmacher (1948) erkannt hatte, dass sie ein Spätlutétien-Alter besitzen. (Unter dem Stichwort «Complanataschichten s. str. [sensu Schuhmacher 1948]» hat Leupold 1964 diese Einheit und ihre paläogeographische Verbreitung diskutiert.)

Eine weite Verbreitung besitzt die Discus-Schicht (benannt nach *Discocyclina discus*), von Schuhmacher (1948) als «Basalpriabone Discocyclinen-Schicht» bezeichnet. Diese Schicht wurde bis vor kurzem als Basis des nachfolgenden Zyklus der «Hohgant-Formation sensu Steffen (1981)» angesehen. Leupold (1964) hat dargelegt, dass sie sich gegen Westen bis weit in die Wildhorn-Decke verfolgen lässt. Im Gegensatz zu ähnlichen Horizonten, welche in externeren Bereichen (z.B. im Niederhorn-Gebiet) an der Basis des Hohgant-Sandsteins auftreten, wurde diese Schicht auch als «Ältere Discus-Schicht» bezeichnet. Was das Alter dieser «Älteren Discus-Schicht» betrifft, so wurde bereits früher erläutert, dass sich ein priabones Alter nicht beweisen lässt (Herb 1978) und dass eine Einstufung ins Mitteleozän wahrscheinlicher ist (Herb 1988, Menkveld-Gfeller 1995). Ferner wird im folgenden gezeigt, dass die darüberliegende Wildstrubel-Fm. oft über der Discus-Schicht an einer scharfen Grenze mit einem Glaukonithorizont einsetzt, welcher der Küliblad-Schicht entspricht. Aus dieser Gründen erscheint es zweckmässiger, die Ältere Discus-Schicht mit den darunterliegenden Sandsteinen und Nummulitenkalken zur Klimeshorn-Fm. zu zählen, als sie zur Wild-

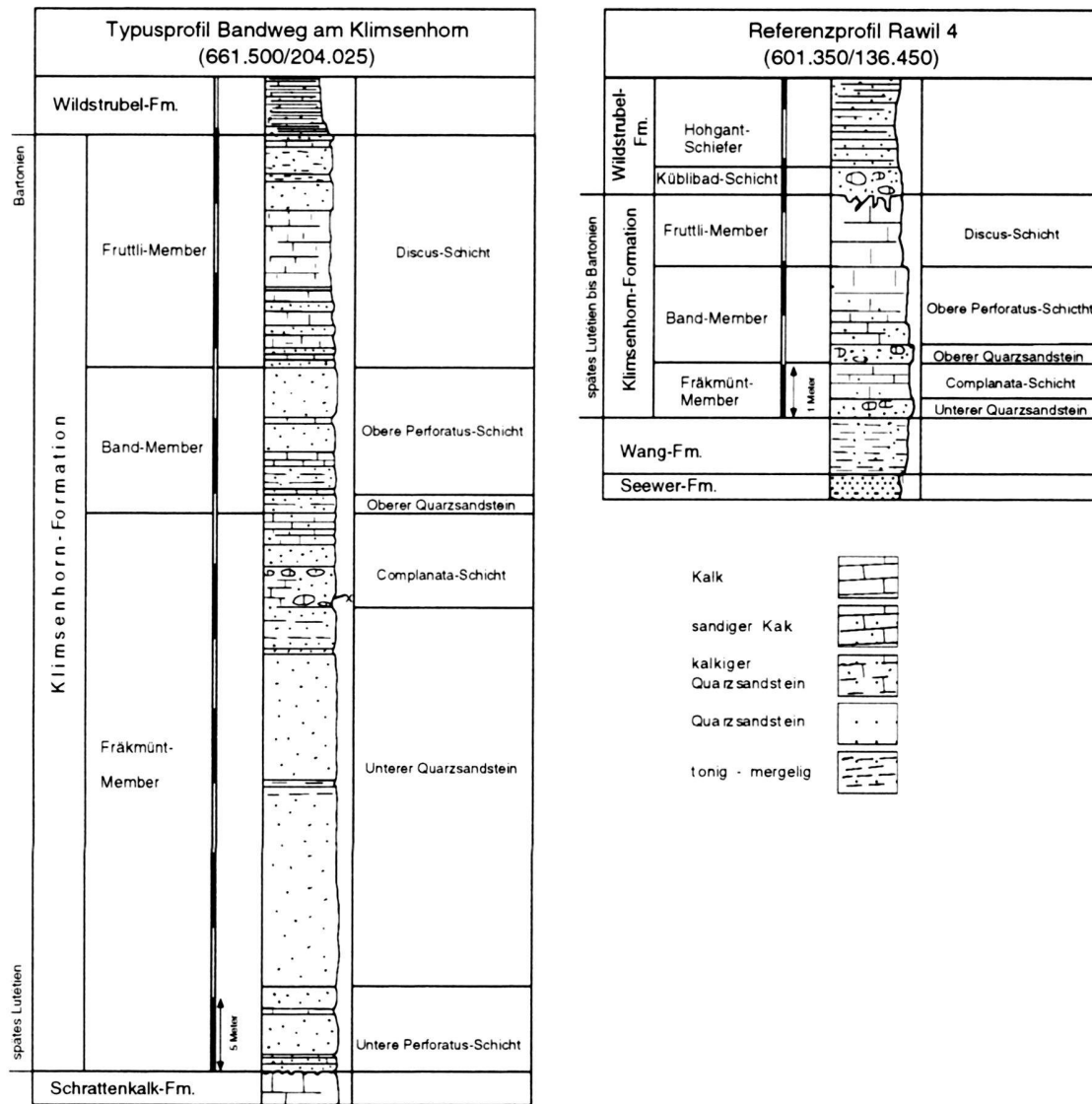


Fig. 6. Typusprofil Bandweg am Klimeshorn (Wildhorn-Decke, Randkette; abgeändert nach Bayer et al. 1983) und Referenzprofil Rawil 4 (Wildhorn-Decke) der Klimeshorn-Fm. (nach Menkveld-Gfeller 1993) (unterschiedliche Massstäbe).

strubel-Fm. des Hangenden zu rechnen (Herb 1988, Menkveld-Gfeller 1993, 1995).

Zusammenfassend lässt sich erkennen, dass der beschriebene mitteleozäne Schichtkomplex sowohl stratigraphisch als auch in seiner paläogeographischen Verbreitung eine gewisse Einheit darstellt, so dass sich die Definition als eigene Formation rechtfertigen lässt. Die fünf informellen Schichten (Untere Perforatus-Schicht, Unterer Quarzsandstein, Complanata-Schicht, Obere Perforatus-Schicht sowie Discus-Schicht) der Klimeshorn-Fm. können jedoch in ihrer faziellen und lateralen Entwicklung sowie punkto Mächtigkeit stark variieren.

Die Klimeshorn-Fm. wird nun anhand des Typusprofils Bandweg und des Referenzprofils Rawil 4 (Menkveld-Gfeller 1993) definiert (Fig. 6). Neu werden die fünf Schichtglieder in drei Members zusammengefasst: **Fräkmünt-Member**, **Band-Member** sowie **Fruttli-Member**, benannt nach Lokalnamen in der direkten Umgebung des Klimeshorns (Koord. Fräkmünt 662.300/204.450, Band 661.550/204.125, Fruttli 661.300/203.850).

Typ-Lokalität:

Klimeshorn (Pilatus) (s. auch Kaufmann 1867, Heim 1908, Schuhmacher 1948 und Herb in Bayer et al. 1983)

Tab. 3. Die Lithofazies der Klimeshorn-Fm. und ihr Vergleich mit benachbarten Formationen des helvetischen neritischen Eozäns.

Lithofazielle Kurzbeschreibung der Klimeshorn-Fm.	
Fruttli-Member	<p>Mit scharfem Kontakt über Bürgen-Fm. oder Band-Member. An Basis fossilere geringmächtige Quarzsandsteinbank. Nach oben folgen entweder eher massige Abfolge von sandarmen mergeligen Mikriten oder Wechselfolge von feinsandigen Kalksandsteinen und Sandkalken, beide reich an Discocyclusen. Kontakt zum Hangenden (Wildstrubel-Fm., Hohgant-Fm.) scharf. Verwitterungsfarbe: grünlich-grau Alter: spätes Lutétien Mächtigkeit: ca. 1.5 bis 15 m</p>
Band-Member	<p>Basis: Ueber Kreide oder Fräkmünt-Member fossilere massige Quarzsandsteinbank, häufig bimodale Quarzkorngrössenverteilung. Es folgt eine relativ gut gebankte Wechsellagerung von Kalksandstein bis Kalk, z.T. stark verwöhlt. Kontakt zu hangendem Fruttli-Member stets scharf. Verwitterungsfarbe: hellgrau bis schmutzigweiss Alter: Spätlutétien bis Bartonien Mächtigkeit: ca. 1.5 bis 10 m</p>
Fräkmünt-Member	<p>Kontakt zur liegenden Kreide scharf, diskordant. An Basis schlecht gebankter Quarzsandstein mit Einlagerungen von mikritischen Nummulitenreichen Lagen. Gefolgt von massigem, glaukonitischem bimodalem Quarzsandstein, z.T. kreuzgeschichtet; gegen das Dach zu schlecht gebankte Kalksandsteine mit mikritischen Partien. Kontakt zu Hangendem (Band-Member, Wildstrubel-Fm.) scharf. Verwitterungsfarbe: hell- bis mausgrau Alter: Spätlutétien bis Bartonien Mächtigkeit: ca. 1 bis 37 m</p>
Die Klimeshorn-Fm. unterscheidet sich von der	
Einsiedler-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — das Fehlen von Assilinen — einen bedeutend stärkeren Einfluss von detritischem Quarz — eine weniger diverse Fauna
Bürgen-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — das Fehlen von Assilinen — einen bedeutend geringeren Glaukonitgehalt — eine weniger ausgeprägte Bioturbation — das Vorkommen von deutlichen detritischen Schüttungen — das Vorkommen von etlichen fossilarmen bis -leeren Abschnitten
Wildstrubel-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — eine gröbere Fraktion des detritischen Quarzes — das Fehlen eines deutlichen Kondensationshorizontes
Hohgant-Fm. durch	<ul style="list-style-type: none"> — das Vorkommen von grossen Nummuliten — das fast völlige Fehlen von Corallinaceen — einen höheren Glaukonitgehalt

Typusprofil:

Bandweg, am Klismenhorn, von Fräkmüntegg zum Klismenhornsattel, Normalschenkel der Klismenhorn-Synklinale, Beginn ca. 1665 m ü. M., Ende ca. 1720 m ü. M.

LK 1:25 000, Blatt Alpnach

Anfangskoordinaten: 661.500/204.025

Endkoordinaten: 661.625/204.100

Liegendes: Schrattekalk-Fm.

Hangendes: Hohgant-Schiefer der Wildstrubel-Fm.

Mächtigkeit: ca. 62 m (gemäss Bayer et al. 1983)

Members: Fräkmünt-, Band- und Fruttli-Member.

Schichten: Untere Perforatus-Schicht, Unterer Quarzsandstein, Complanata-Schicht, Oberer Quarzsandstein, Obere Perforatus-Schicht, Discus-Schicht.

Referenzprofil:

Rawil 4, südöstlich der Rawilpasshöhe, am Fuss des Nordabhanges des Rohrbachsteins, Verkehrtserie, Beginn des Profils auf ca. 2540 m ü. M. (Menkveld-Gfeller 1993).

LK 1:25 000, Blatt Lenk

Anfangskoordinaten: 601.350/136.450

Endkoordinaten: 601.300/136.600

Liegendes: Wang-Fm.

Hangendes: Küblibad-Schicht der Wildstrubel-Fm.

Mächtigkeit: 4.85 m

Members: Fräkmünt-, Band- und Fruttli-Member.

Schichten: Unterer Quarzsandstein, Complanata-Schicht, Oberer Quarzsandstein, Obere Perforatus-Schicht, Discus-Schicht.

3.2 Diagnose

In Tabelle 3 sind die wichtigsten lithofaziellen Merkmale der Klismenhorn-Fm., sowie die Unterschiede der 3 Members der Klismenhorn-Fm. zueinander und zu anderen litostratigraphischen Einheiten aufgelistet. Ausführlicher wird die Lithofazies z.T. bereits in Bieri (1978), Herb (in Bayer et al. 1983) und Menkveld-Gfeller (1993, 1995) sowie in den nachfolgenden Unterkapiteln beschrieben.

Die Klismenhorn-Fm. folgt mit scharfem Kontakt meist über Kreideablagerungen, ausnahmsweise auch über der Bürgen-Fm. Die Wildstrubel-Fm. bzw. die Hohgant-Fm. in der Wildhorn-Decke des Berner Oberlands überlagern die Klismenhorn-Fm. (Bieri 1978, Breitschmid 1978, Steffen 1981). Typus- und Referenzprofil der Klismenhorn-Fm. unterscheiden sich punkto Fazies, Mächtigkeiten und Alter der Members: Die gesamte Abfolge des Typusprofils am Klismenhorn ist sehr sandig, teilweise auffallend grobdetritisch und mächtig ausgebildet; im Rawil-Gebiet ist die Abfolge nur sehr geringmächtig und der Sandgehalt beschränkt sich auf einzelne, wenige Horizonte. Am Pilatus ist zur Zeit des mittleren und späten Eozäns ein Schüttungszentrum zu erkennen (Herb in

Bayer et al. 1983 bzw. Herb 1988, Menkveld-Gfeller 1994). Von dort wird das detritische Material durch küstenparallele Strömungen gegen Westen und Osten in distalere Gebiete verfrachtet. Die Grenzen zwischen Unterer Perforatus-Schicht/Unterem Quarzsandstein, Unterem Quarzsandstein/Complanata-Schicht sowie Oberem Quarzsandstein/Oberer Perforatus-Schicht sind oft unscharf. Deshalb wird hier nun eine neue Unterteilung der Klismenhorn-Fm. in drei Formationsglieder: Fräkmünt-Member (Untere Perforatus-Schicht, Unterer Quarzsandstein und Complanata-Schicht), Band-Member (Oberer Quarzsandstein und Obere Perforatus-Schicht) und Fruttli-Member (Discus-Schicht) vorgeschlagen. Die Definition dieser drei neuen Members soll der bisherigen Nomenklatur-Verwirrung ein Ende setzen.

Die paläogeographische Verbreitung der Klismenhorn-Formation wird in Figur 5 dargestellt, ihre heutige Verbreitung zeigt Figur 7. Die nordwestliche Verbreitungsgrenze der Klismenhorn-Fm. ist in der Wildhorn-Decke im Gebiet zwischen dem Rawilpass und dem Hohgant durch eine synsedimentäre Bruchzone, die Hohgant-Rawil-Bruchzone (Herb 1988), vorgegeben (Menkveld-Gfeller 1995). In der westlichen Wildhorn-Decke begrenzt der Mondralèche-Bruch die Verbreitung der Klismenhorn-Fm. gegen Südwesten (Menkveld-Gfeller 1995). Nach bisherigen Kenntnissen sind ausser in der Wildhorn-Decke keine konkreten Hinweise auf synsedimentäre Brüche, wie Konglomerate, Sprünge in der Ablagerungstiefe u. a., als Begrenzungen des Verbreitungsgebietes der Klismenhorn-Fm. bekannt. In der Zentralschweiz, bei Oberrickenbach, finden wir im Verkehrtchenkel der unteren Falte des Axen-Südlappens (Fellberg-Antiklinale: Menkveld 1995) die Klismenhorn-Fm., überlagert von der Wildstrubel-Fm. (s. Interner Bericht der NAGRA NIB 94-11: Bohrung Wellenberg: Klismenhorn-Fm. und Hohgant-Schiefer). Im Nord(=Verkehrt-)Schenkel der paläogeographisch südlich anschliessenden Bärenstock-Antiklinale sind Bürgen-Fm. und Wildstrubel-Fm. aufgeschlossen. Die beiden Verbreitungsgebiete haben sich hier auf wenige Kilometer angenähert (Abwicklungsbreite nach Menkveld 1995: 1.5 bis 3 km). Im Kistenpass-Gebiet überlagert die Klismenhorn-Fm. direkt die Bürgen-Fm. Dies ist die bisher einzige Gegend, in welcher beide Formationen in stratigraphischer Abfolge übereinander auftreten.

Anhand von Nummulitiden kann die Klismenhorn-Fm. datiert werden. Charakteristisch ist das vollständige Fehlen von Assilinen. Das Alter kann vor allem anhand der *Nummulites perforatus*-Gruppe bestimmt werden. Wie bereits Herb (1988) festhält, handelt es sich hierbei in der Zentralschweiz um Vorläufer des eigentlichen *N. perforatus*, welche ins Spätlutétien zu stellen sind; in der Westschweiz treten aber zum Teil bereits Bartonien-Formen auf.

Wie Menkveld-Gfeller (1993, 1995) im Gebiet der westlichen Wildhorn-Decke zeigen konnte, sind die einzelnen Schichtglieder schon auf kleinem Raum diachron, nämlich im Nordwesten (Rawil) jünger als im Südosten (Plaine Morte). Im Referenzprofil (Rawil) konnte anhand von Nummuliten das Fräkmünt-Member mit Spätlutétien, das Band- und das

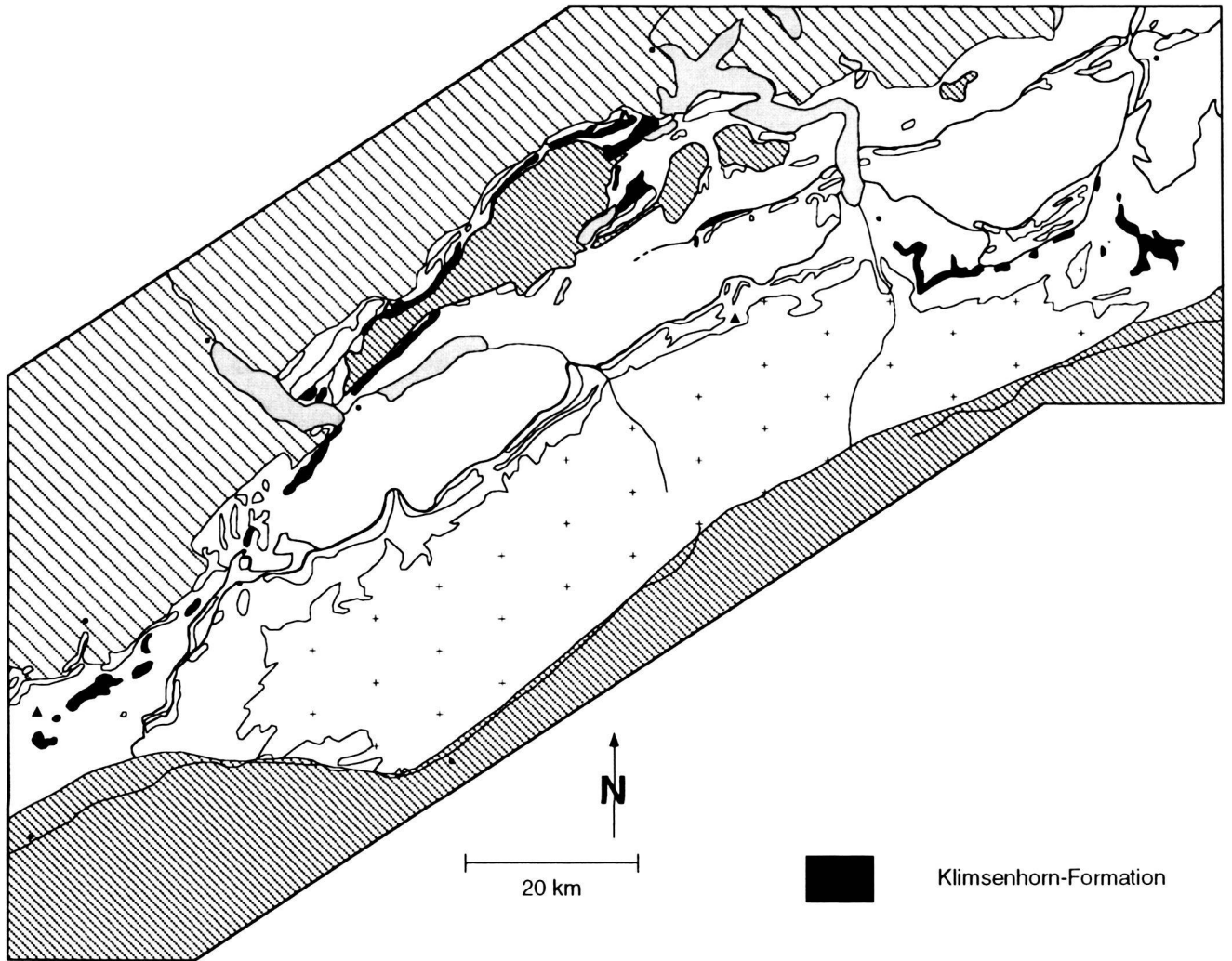


Fig. 7. Heutige Verbreitung der Klimeshorn-Fm. (Legende s. Fig. 2), nach Oberholzer & Heim, Alb. 1910, Oberholzer 1920 & 1933, Jenny 1934, Brückner 1937, Anderegg 1940, Styger 1961, Frey 1965, Bieri 1978, Steffen 1981, Brückner & Zbinden 1987, Herb 1988, unpubl. Feldbücher Herb, Lutz 1988, Menkveld-Gfeller 1995. Kartengrundlage nach der Geol. Karte der Schweiz 1980, der Tekt. Karte der Schweiz 1980 sowie nach Menkveld-Gfeller 1994, Fig. 1.

Fruttli-Member mit Bartonien datiert werden (Menkveld-Gfeller 1993: Fig. 29 u. Tab. 8).

Im Typus-Profil ergaben die Nummulitenbestimmungen ein Spätlutétien-Alter für Fräkmünt- und Band-Member. Nummuliten der *perforatus*-Gruppe sowie *N. aff. puschi* dominieren in den beiden Perforatus-Schichten, Nummuliten der *millecaput*-Gruppe und der *perforatus*-Gruppe sind für die «Complanata-Schicht» charakteristisch. Das Fruttli-Member ist hier durch das Auftreten einer *Nummulites biarritziensis* nahestehenden Form, *N. cf. biarritziensis*, bereits ins Bartonien zu stellen.

Wichtig ist, dass das Fruttli-Member durch seine Nummuliten eindeutig noch zur Klimeshorn-Fm. und nicht zur jünge-

ren Wildstrubel-Fm. zu stellen ist, wie einleitend diskutiert wurde (Kapitel 3.1)

3.3 Fräkmünt-Member

Das unterste Member der Klimeshorn-Fm., das Fräkmünt-Member, ist grösstenteils sehr sandig dominiert. Es umfasst die schlecht gebankten Schichten «Untere Perforatus-Schicht», «Unterer Quarzsandstein» und «Complanata-Schicht», welche durch Änderungen im Quarzsandanteil ineinander übergehen. Der basale Teil des Fräkmünt-Members besteht aus relativ feinkörnigem, etwas kalkigem Quarzsandstein (mit teils bimodaler Korngrössenverteilung). Darin eingelagert sind jeweils

deutlich kalkigere, schichtparallele Lagen reich an Nummuliten der *perforatus*-Gruppe, welche lateral rasch auskeilen können. Durch eine leichte Zunahme des Glaukonits geht die «Untere Perforatus-Schicht» in den «Unteren Quarzsandstein» über: dieser entwickelt sich via gebankte, glaukonitführende Kalksandsteine, meist bimodal ausgebildet, mit Bruchstücken von Grossforaminiferen, zu massigen, teils bimodal ausgebildeten, kreuzgeschichteten, glaukonitischen Quarzsandsteinen. Der Rückgang des Quarzsandgehaltes (unter 90%) führt in die Abfolge der «Complanata-Schicht», welche lateral und vertikal sehr rasche Wechsel punkto Kalk-/Sandverhältnis zeigt. Solche Schwankungen werden durch die Verwitterung noch hervorgehoben: knollenförmige, kalkigere Partien reich an *N. millecaput*, wittern im Sandstein «lochartig» hinein. Die Quarkornverteilung ist bimodal. Nach oben wird das Fräkmünt-Member scharf begrenzt durch das plötzliche Einsetzen eines Quarzsandsteins, der Basis des Band-Members.

Die Abfolge des Fräkmünt-Members wird hier als transgressive, küstennahe Bildung aufgefasst. Die bimodale Korngrößenverteilung wie auch die Sedimentstrukturen im mittleren Bereich unterstützen diese Interpretation (Breitschmid 1978). Mit dem Fortschreiten der Transgression Richtung Nordwesten (Herb 1988, Menkveld-Gfeller 1993, 1995) konnte sich eine Karbonatplattform installieren.

3.4 Band-Member

Das Band-Member setzt mit einer massigen Bank von bimodalem, leicht glaukonitischem Quarzsandstein ein (dem «Oberem Quarzsandstein»), welcher praktisch fossilfrei ist. Einzig wenig kleine Bioklasten sind darin eingelagert. Der Quarzgehalt geht im Dach dieser massigen Bank von 95% auf 75% deutlich zurück. Die «Obere Perforatus-Schicht» beginnt mit einem nummulitenreichen Horizont. Darüber finden wir im Typusprofil mehr oder weniger glaukonitische Kalksandsteine mit lateral diskontinuierlichen Niveaux reich an Nummuliten der *perforatus*-Gruppe und *N. aff. puschi*. Im Referenzprofil ist dieser Abschnitt von einem stark wechselnden Quarzsandgehalt geprägt, d. h. Sandkalke bis sandige Kalke enthalten linsenförmige Lagen reich an Nummuliten. Partienweise sind diese stets gebankten Sandkalke stark bioturbiert. Gegen das Dach ist das Band-Member jeweils weniger gut gebankt und eher massige Sedimente nehmen die Überhand. Das Band-Member wird mit scharfer Grenze überlagert vom Fruttli-Member.

Die Entwicklung der Karbonatplattform wird im Band-Member wiederholt durch Schüttungen von Quarzsanden in regional unterschiedlichem Mass unterbrochen oder zumindest verzögert. Gerade im Gebiet des Typus-Profiles, in einem mitteleozänen Schüttungszentrum, sind die einzelnen Sand-schüttungen aus den Vogesen und dem Schwarzwald Richtung Südwesten deutlich zu erkennen. (Schuhmacher schied hier 1948 zusätzlich den «Oberem Grünsand des Oberlutétien» sowie den «Grenzsandstein» aus, s. Tab. 1).

3.5 Fruttli-Member

Im Typusprofil setzt das Fruttli-Member mit einer fossilieren, quarzitischen Bank ein. Darüber folgt ein Wechsel von Kalken sehr reich an Discocyclinen und verschieferten, feinsandigen, fossilarmen Kalksandsteinen. Das Dach der dortigen Abfolge bildet ein feinsandiger, relativ massiger Quarzsandstein mit zahlreichen Anhäufungen von Discocyclinen, welche teilweise fast schichtparallelen Lagen entsprechen. Im Referenzprofil setzt das Fruttli-Member ein mit sandigen Kalken reich an grossen Discocyclinen, Nummuliten und Grossforaminiferen-klasten. Nach oben sind die Kalke weniger sandig, glaukonit-führend und enthalten weniger Nummulitiden. Die ganze Abfolge ist hier kaum gebankt, sondern eher massig ausgebildet.

Die Fazies des Fruttli-Members entspricht Ablagerungen des äusseren Schelf in einer Wassertiefe von etwa 80 bis 100 m (Hottinger 1972), welche im mitteleozänen Schüttungszentrum am Pilatus noch stets von Quarzschüttungen beeinflusst wurden.

In nummulitenreichen Kalken können nach Aigner (1982) anhand des Verhältnisses megalosphärischer zu mikrosphärischer Nummuliten hydrodynamische Aussagen über Sedimentationsbedingungen gemacht werden: im Fräkmünt-Member (Complanata-Schicht) sowie im Band-Member finden wir Anzeichen von Winnowing; im Fruttli-Member gibt es eine eher residuale Nummuliten-Vergesellschaftung. In allen Schichtgliedern der Klimeshorn-Fm. können Glaukonit und Phosphorit vorkommen. Vermutlich wurden diese teilweise *in situ* während Zeiten niedriger Sedimentationsrate gebildet, aber das Fehlen von klar definierten Glaukonit- bzw. Phosphorithorizonten deutet darauf hin, dass auch Aufarbeitung und Umlagerung eine Rolle spielten.

Im Gebiet der westlichen Wildhorn-Decke (Referenzprofil) ist das Dach des Fruttli-Members mancherorts stark verwühlt. Das aus dem Hangenden eingeschleppte Material (Külibad-Schicht) ist meist von Styloblithen begrenzt. Die Wühlgänge sind häufig mit «Härtlingen», wie Grossforaminiferenschalen ausgepflastert oder finden ihr Ende an einem solchen «Härtling». Die starke Verwühlung wie auch die Ausbildung eines Omissionshorizonts an anderen Lokalitäten spricht für eine Abnahme oder sogar einen Stillstand der Sedimentation an der Grenze Klimeshorn-Fm./Wildstrubel-Fm., dies vermutlich im Rahmen einer tektonischen Absenkung.

4. Diskussion

Aufgrund eigener Untersuchungen, der Aufzeichnungen von Prof. René Herb und der Interpretation älterer Literatur konnten im Helvetikum zwei mitteleozäne Formationen formal definiert werden:

Die **Bürgen-Fm.** folgt im Hangenden der Kreide oder der untereozenen Einsiedler-Fm., lässt sich unterteilen in die drei Member Bürgen-Grünsand, Bürgen-Kalk und Foribach-Member und wird überlagert von Klimeshorn-Fm., Wildstrubel-Fm. oder Globigerinenmergel. Sie ist in der Glarner-, der

Mürtschen-, der Axen- und der Wildhorn-Decke der Zentral- und der Ostschweiz sowie in den subhelvetischen und einem Teil der infrahelvetischen Decken östlich des Reusstals vertreten (Fig. 3).

Die **Klimsenhorn-Fm.**, bestehend aus Fräkmünt-, Band- und Fruttli-Member, überlagert Sedimente der Kreide oder der Bürgen-Fm. Im Hangenden folgen die Wildstrubel- oder die Hohgant-Fm. Die Klimsenhorn-Fm. ist in der Wildhorn-Decke, der Axen-Decke sowie einem Teil der infrahelvetischen Decken östlich des Reusstals verbreitet (Fig. 7).

Herb (1988) postulierte für die beiden lithostratigraphischen Einheiten paläogeographisch deutlich getrennte **Verbreitungsgebiete**. Unsere Untersuchungen ergaben hier abweichende Resultate: Die paläogeographischen Verbreitungsgebiete der Bürgen- und der Klimsenhorn-Fm. (Fig. 5) nähern sich im Axen-Südlappen bei Oberrickenbach bis auf 1.5 bis 3 Kilometer (Abwicklungsbreite nach Menkveld 1995). Im Gebiet des Kistenpass transgrediert das Fruttli-Member der Klimsenhorn-Fm. direkt auf die Bürgen-Fm. (Interpretation von Oberholzer 1933, Styger 1961, Lutz 1988, s. auch Tab. 1).

Das mitteleozäne **Alter** beider Formationen konnte bestätigt werden: die Bürgen-Fm. setzt im frühen Lutétien ein und wurde bis ins späte Lutétien abgelagert. Eine Heterochronie der einzelnen Schichtglieder der Bürgen-Fm. konnte nicht nachgewiesen werden. Die Klimsenhorn-Fm. zeigt generell ein Alter von spätem Lutétien bis Bartonien. Die einzelnen Schichtglieder bzw. auch die Members sind bereits auf kleinem Raum stark heterochron. Sie sind im Nordwesten jünger als im Südosten.

Die **Ablagerungsgeschichte** kann wie folgt gedeutet werden: an der Basis der Bürgen-Fm. fehlen eigentliche Transgressionsbildungen. Von der basalen mergelig-kalkigen Abfolge zum eigentlichen Bürgen-Grünsand stellte sich eine Verflachungstendenz ein, welche sich im Bürgen-Kalk fortsetzte. Eine geringfügige Zunahme der Wassertiefe führte zur Ablagerung des Foribach-Members. Die Klimsenhorn-Fm. setzt mit transgressiven küstennahen Sedimenten des Fräkmünt-Members ein, worauf die Entwicklung einer Karbonatplattform beginnt, die während der Ablagerung des Band-Members wiederholt durch detritische Schüttungen verzögert oder unterbrochen wird. Vom Band- ins Fruttli-Member kann von einer geringen Zunahme der Wassertiefe ausgegangen werden, da das Vorherrschen der grossen Nummulitiden durch eine Dominanz der Discocyliniden abgelöst wird. Diese Entwicklung ist durch ein Zusammenspiel eustatischer Meeresspiegelschwankungen und Subsidenz geprägt: Ein eustatischer Meeresspiegelanstieg (Haq et al. 1987) führte im frühen Lutétien zum raschen Fortschreiten der Transgression Richtung Nordwesten und zur Ablagerung der Bürgen-Fm. Die nachfolgende regressive Phase erodierte nur lokal die oberen Anteile der Bürgen-Fm., was auf einsetzende Subsidenzbewegungen hindeutet. Die abrupte nordwestliche Verbreitungsgrenze der Bürgen-Fm. und die streifenweise deutlich grössere Wassertiefe an der Basis des Bürgen-Grünsands könnten als Hinweise auf synsedimentäre Tektonik aufge-

fasst werden. Gemäss Herb (1988: S. 644) deutet auch das sogenannte Rüttenenkonglomerat, das synsedimentär während der Ablagerung der Bürgen-Fm. an einer Bruchsudflanke gebildet wurde und Komponenten aus der Kreide eingelagert hat, auf bereits während der Ablagerung der Bürgen-Fm. spielende Bruchaktivität. Gegen Ende des Lutétien wird während einer erneuten Transgressionsphase, paläogeographisch gegen Nordwesten verschoben, die Klimsenhorn-Fm. abgelagert. Hinweise auf regressive Tendenzen fehlen, was auf eine Beschleunigung der Subsidenz hindeutet. Zeugen synsedimentärer Aktivität sind der Mondralèche-Bruch (Menkveld-Gfeller 1995), der in der westlichen Wildhorn-Decke die Verbreitung der Klimsenhorn-Fm. gegen Südosten begrenzt, die Hohgant-Rawil-Bruchzone, welche in der Wildhorn-Decke zwischen Rawil und Hohgant während der Ablagerung der Klimsenhorn-Fm. als nordwestliche Verbreitungsgrenze aktiv war (Bieri 1978, Steffen 1981, Herb 1988, Menkveld-Gfeller 1995; s. auch Fig. 1) sowie die Heraushebung einer Hochzone im Gebiet des mittleren und südlichen Pilatus, in welcher die spätmittelozeäne Wildstrubel-Fm. direkt auf Kreide abgelagert wurde.

Verdankungen

Vorliegende Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfonds, Kredit 21-37436.93, unterstützt. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts danke ich Dr. Danielle Decrouez (Genève), Prof. Walter Wildi (Genève) und Dr. Hanspeter Funk (Zürich) herzlich. Mein Merci gilt Jan Willem Menkveld für seine nicht nur moralische Unterstützung.

LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, T. 1982: Event stratification in nummulite accumulations and shell beds from the Eocene of Egypt, 248–262. In: *Cyclic and Event stratification* (Ed. by EINSELE & SEILACHER). Springer Verlag, Berlin.
- ANDEREGG, H. 1940: Geologie des Isentals. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 77, 1–64.
- BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W.O., GYGI, R. A., HERB, R., MATTER, A., MOHLER, H.P., REMANE, J. & WINKLER, W. 1983: Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. *Eclogae geol. Helv.* 76, 125–180.
- BENTZ, F. 1948: Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden). *Eclogae geol. Helv.* 41, 1–77.
- BIERI, B. 1978: Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- BOUSSAC, J. 1912: Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. France. Impr. nat., Paris.*
- BREITSCHMID, A. 1978: Sedimentäre Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. *Eclogae geol. Helv.* 71, 143–157.
- BRÜCKNER, W. 1937: Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griessstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri). *Verh. natf. Ges. Basel XLVIII*, 77–182.
- BRÜCKNER, W.(†) & ZBINDEN, P. 1987: Geol. Atlas der Schweiz 1:25 000, Nr. 83, Bl. Schächental 1192. Schweiz. geol. Kommission und der Landeshydr. und -geol.
- BUXTORF, A. 1910: Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. *Erl. geol. Karte Schweiz* 9.

- DARGA, R. 1990: The Eisenrichterstein near Hallthurm, Bavaria: An Upper Eocene Carbonate Ramp (Northern Calcareous Alps). *Facies* 23, 17–36.
- DECROUEZ, D. & MENKVELD-GFELLER, U. in press: Leupold's Schläfli-Preis-schrift 1939 – Studien zur Nummuliten-Stratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs. *Revue de Paléobiol.*
- FERRAZZINI, B. & SCHULER, P. 1979: Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. *Eclogae geol. Helv.* 72, 439–454.
- FICHTER, H.J. 1934: Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 69, 1–128.
- FÖLLMI, K. 1989: Evolution of the Mid-Cretaceous Triad. *Lect. Notes in Earth Sciences Rev.* 23.
- FREY, F. 1965: Geologie der östlichen Claridenkette. *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1, 1–287.
- GEOL. KARTE DER SCHWEIZ 1980: Geol. Karte der Schweiz 1:500 000, bearbeitet von A. Spycher (†). Schweiz. geol. Kommission.
- GIGON, W. 1952: Geologie des Habkernales und des Quellgebietes der Grosse Emme. *Verh. natf. Ges. Basel* 63, 49–136.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. 1991: A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, Cambridge.
- HEIM, ARN. 1908: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. *Abh. Schweiz. Pal. Ges.* 35/4.
- HERB, R. 1978: Some species of Operculina and Heterostegina from the Eocene of the Helvetic nappes of Switzerland and from Northern Italy. *Eclogae geol. Helv.* 71, 745–767.
- 1988: Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. *Eclogae geol. Helv.* 81, 611–657.
- HERB, R. & HEKEL, H. 1973: Biostratigraphy, variability and facies relations of some upper eocene Nummulites from Northern Italy. *Eclogae geol. Helv.* 66, 419–449.
- HOTTINGER, L. 1972: Larger foraminifera in the Gulf of Elat (Red Sea) a provisional inventory. *Hebrew Univ. Jerusalem. Dept. Geol.*
- JENNY, J.J. 1934: Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. *Verh. natf. Ges. Basel XLV.* 109–162.
- KAUFMANN, F.J. 1867: Geologische Beschreibung des Pilatus. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 5.
- 1872: Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 11.
- 1877: Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stans. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/2.
- 1886: Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 24/1.
- LEUPOLD, W. 1964: Artikel «Bürgenschichten», «Complanataschichten» und «Nummulitengrünsand». In: *Lexique stratigraphique international, Vol. I/II, fasc. 7c: Alpes suisses et Tessin méridional.* Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- LUTZ, P.-O. 1988: Geologische Untersuchungen in den infrahelvetischen Kreide- und Tertiärserien des Kistenpass-Gebietes. Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern.
- MENKVELD, J.W. 1995: Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- MENKVELD-GFELLER, U. 1993: Stratigraphie und Paläogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- 1994: Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: Drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. *Eclogae geol. Helv.* 87, 789–809.
- 1995: Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). *Eclogae geol. Helv.* 88, 115–134.
- OBERHOLZER, J. 1920: Geol. Spezialkarte 1:50 000, Nr. 63; Geol. Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein. Schweiz. geol. Kommission.
- 1933: Geologie der Glarneralpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 28, Textband und Atlas.
- OBERHOLZER, J. & HEIM ALB. 1919: Geol. Spezialkarte 1:50 000, Nr. 50, Glarner Alpen. Schweiz. Geol. Kommission.
- SCHUMACHER, J. 1948: Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 41, 79–88.
- SCHUHMACHER, VON P. 1928: Der Geologische Bau der Claridenkette. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* IV.
- STAUB, W. 1911: Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 32.
- STEFFEN, P. 1981: Zur Stratigraphie und Paläontologie des helvetischen Eocaens in der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- STYGER, G. A. 1961: Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und der westlichen Kärpfgruppe. *Diss. Univ. Zürich.*
- TEKT. KARTE DER SCHWEIZ 1980: Tekt. Karte der Schweiz 1:500 000, bearbeitet von A. Spycher (†). Schweiz. geol. Kommission.
- TRÜMPY, R. 1969: Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinostatischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. *Eclogae geol. Helv.* 62, 105–142.
- WANNER, M. 1987: Geologie des westlichen Bürgenstocks. Unpubl. Diplomarbeit Univ. Zürich.

Manuskript eingegangen 17. Mai 1996

Revidierte Fassung angenommen 24. April 1997

