Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 87 (1994)

Heft: 3: Concepts and controversies in phosphogenesis : proceedings of the symposium and workshop held on 6-10 September 1993

Artikel: Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation : drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken

Autor: Menkveld-Gfeller, Ursula

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-167477

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 10.07.2025

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

Eclogae geol. Helv. 87/3: 789–809 (1994)

0012-9402/94/030784-21 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: Drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken

URSULA MENKVELD-GFELLER[1]

Key words: Helvetic nappes, Switzerland, neritic sediments, Eocene, lithostratigraphy, Wildstrubel Fm., Hohgant Fm., Sanetsch Fm.

ZUSAMMENFASSUNG

Die neritischen Ablagerungen des Bartonien und des Priabonien der *helvetischen Decken* werden nach detaillierten Untersuchungen des Eocaens der Diablerets- und der Wildhorn-Decke westlich des Wildstrubels erstmals anhand von Typus- und Referenzprofilen in formell definierte lithostratigraphische Formationen gegliedert. Die *Wildstrubel-Fm.* wurde in der Zeitspanne Bartonien bis (?) Priabonien abgelagert und umfasst zwei Members: die basale, glaukonithaltige Küblibad-Schicht sowie die Hohgant-Schiefer, bestehend aus feinsandigen Kalkmergeln. Ihre Verbreitung wird im Nordwesten von der WSW-ENE streichenden, synsedimentär aktiven Hohgant-Rawil-Bruchzone begrenzt, welche gleichzeitig auch die SE-Grenze des Ablagerungsraumes der Hohgant-Fm. bildete. Erst nach dem Ende der Bruchaktivität wurde die Hohgant-Fm. zwischen Wildstrubel und Klimsenhorn stellenweise auch unmittelbar südöstlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone über der Wildstrubel-Fm. abgelagert. Die *Hohgant-Fm.* besteht aus zwei Members, dem Hohgant-Sandstein und dem Gemmenalp-Kalk, deren Sandgehalt regional beträchtlich schwankt. Die Sedimentation der Hohgant-Fm. begann im späten Mitteleocaen und dauerte bis in späte Priabonien. Nach Nordwesten tritt der Sandanteil rasch zurück und die Hohgant-Fm. wird westlich des Follhores lateral ersetzt durch die *Sanetsch-Fm.* mit den Members Diablerets-Schichten (lakustrine und lagunäre Bildungen), Tsanfleuron-Schichten und Pierredar-Kalk (vollmarine Sedimente der inneren und äusseren Plattform). Deren Sedimentation setzte im frühen Priabonien ein und hielt bis ins späte Priabonien, in der Haute-Savoie möglicherweise bis ins Oligocaen, an.

Sowohl das Einsetzen der Tertiär-Transgression als auch die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten sind heterochron, im Nordwesten jünger als im Südosten. Die neritische Sedimentation der Wildstrubel-, Hohgant- und Sanetsch-Fm. wird abgelöst durch die heterochron, von Südosten nach Nordwesten, einsetzenden (hemi)pelagischen Globigerinenmergel.

ABSTRACT

Based on field studies and facies analysis in the Helvetic Diablerets and Wildhorn nappes, west of Wildstrubel mountain, the neritic Bartonian and Priabonian sediments of the *Helvetic nappe complex* are, for the first time, assigned to formal lithostratigraphic formations. The Bartonian to (?) Priabonian *Wildstrubel Formation* is comprised of a basal glauconitic Küblibad Member and an overlying Hohgant Slate Member (sandy marly limestone). The northwestern border of the Wildstrubel Formation, the synsedimentary Hohgant-Rawil fault zone, formed the southeastern margin of the deposition area of the Hohgant Formation. Only locally between Wildstrubel and Klimsenhorn mountains adjacent to the southeastern side of the Hohgant-Rawil fault zone was the Hohgant Formation after cessation of the fault zone's activity also deposited on top of the Wildstrubel Formation. The late middle Eocene to Priabonian *Hohgant Formation* consists of the Hohgant Sandstone Member and the overlying Gemmenalp Limestone Member, showing regionally varying quartz sand contents. A north-

[1] Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH–3012 Bern

westward sudden drop of the sand percentage marks the lateral transition of the Hohgant Formation into the *Sanetsch Formation.* The Sanetsch Formation consists of the Diablerets Member (thin lacustrine to lagoonal limestone relicts preserved in paleokarst depressions), the Tsanfleuron Member (marine transgressive sediments, discontinously distributed and of highly variable lithology) and the Pierredar Limestone Member. The sedimentation of the Sanetsch Formation started in the early Priabonian and continued up to the late Priabonian, in the Haute-Savoie possibly even reaching the Oligocene.

Both the Tertiary transgression and the here defined lithostratigraphic units are heterochronous, younging towards the northwest. The neritic sedimentation of the Wildstrubel, Hohgant and Sanetsch Formations is followed heterochronously, from southeast to northwest, by the (hemi)pelagic Globigerina Marls.

RESUME

Les dépôts néritiques du Bartonien et du Priabonien des *nappes hélvètiques* sont subdivisés en formations lithostratigraphiques qui sont définies pour la première fois avec des coupes types et des coupes de référence. Ce travail s'appuie sur des recherches détaillées dans la nappe de Diablerets et la nappe du Wildhorn à l'Ouest du Wildstrubel. La *Formation du Wildstrubel* d'âge bartonien à (?) priabonien comporte deux membres: les Couches de Küblibad glauconitiques surmontées par les Schistes de Hohgant, des marno-calcaires finement gréseux. Son extension est limitée au Nord-Ouest par la faille synsédimentaire du Hohgant-Rawil de direction WSW-ENE. Cette faille constitue également la limite SE pour la Formation du Hohgant. Mais quand la faille deviendra inactive, la Formation du Hohgant se déposera aussi, par endroit entre le Wildstubel et le Klimsenhorn, vers le Sud-Est au-delà de la faille. La *Formation du Hohgant* est constituée de deux membres: les Grès du Hohgant surmontés par le Calcaire de Gemmenalp dont le contenu gréseux varie considérablement régionalement. La Formation du Hohgant s'est installée à l'Eocène moyen supérieur et son dépôt a duré jusqu'au Priabonien supérieur. La zone gréseuse disparaît rapidement vers le Nord-Ouest et la Formation du Hohgant est remplacée à l'Ouest du Follhore par la *Formation du Sanetsch* qui comprend de bas en haut les membres suivants: les Couches des Diablerets (dépôts lacustres et lagunaires), les Couches de Tsanfleuron et le Calcaire de Pierredar (sédiments marins de la plate-forme interne et de la plate-forme externe). Le dépôt de cette Formation est daté du Priabonien inférieur au Priabonien supérieur, voire même l'Oligocène en Haut-Savoie.

L'installation de la transgression tertiaire ainsi que les untités lithostratigraphiques sont hétérochrones, ces dernières au Nord-Ouest plus jeunes qu'au Sud-Est. Les sédiments néritiques des Formations du Wildstrubel, du Hohgant et du Sanetsch passent de manière hétérochrone du Sud-Est au Nord-Ouest à des marnes (hémi)-pélagiques, les marnes à Globigérines.

Einleitung

Im Rahmen einer Dissertation wurden die neritischen Sedimente des Eocaens der Diablerets- und der Wildhorn-Decke westlich des Wildstrubels[2] untersucht (Menkveld-Gfeller 1993). Insbesondere wurden die Ablagerungsmilieux anhand von Fazieszonen analysiert um deren räumliches Nebeneinander in der zeitlichen Entwicklung zu verstehen. Diese Untersuchungen lieferten neue Erkenntnisse bezüglich der lithostratigraphischen Gliederung dieser Sedimente, wodurch es jetzt möglich ist, die bisherigen informellen, teilweise zweideutigen Begriffe durch formell definierte lithostratigraphische Einheiten zu ersetzen. Die Wildstrubel- und die Sanetsch-Formation werden neu eingeführt und die Hohgant-Formation wird erstmals formell definiert. Die Schichtglieder dieser drei Formationen werden an den betreffenden Typusprofilen ebenfalls formell definiert.

Die heutige Verbreitung dieser Einheiten ist in Figur 1 und Tabelle 2 dargestellt, die paläogeographische Verbreitung in Figur 2 skizziert.

---

[2] Für die topographischen Koordinaten der erwähnten Lokalitäten siehe Tabelle 1.

Tabelle 1 Die im Text erwähnten geographischen Lokalitäten.

	Landeskarte 1:25'000	Koordinaten
Follhore	1266 Lenk	592.950/136.700
Gelten	1266 Lenk	592.250/135.750
Gemmenalp	1208 Beatenberg	628.600/175.900
Hohgant	1208 Beatenberg	634.700/181.800
Iffigen	1266 Lenk	600.200/138.700
Kistenpass	1193 Tödi	721.200/138.700
Klimsenhorn	1170 Alpnach	661.750/203.900
Küblibad	1208 Beatenberg	628.700/170.200
La Selle	1286 St. Léonard	594.300/131.750
Niesehorn	1266 Lenk	595.000/136.750
Piz Dolf	1174 Elm	739.100/196.500
Rawil	1266 Lenk	600.300/136.875
Refuge de Pierredar	1285 les Diablerets	581.125/129.950
Sanetsch-Pass	1286 St. Léonard	588.250/131.200
Sigriswiler Rothorn	1208 Beatenberg	625.200/175.675
Titlis	1211 Meiental	676.300/180.600
Wagenmoos	1208 Beatenberg	629.450/177.750
Wildstrubel	1267 Gemmi	606.900/138.775

Historisches

Die bedeutendste laterale Faziesänderung des helvetischen neritischen Eocaens beschrieb bereits Schaub (1936) in den «Hohgantschichten» des Rawil-Gebietes: Feinsandiger Schiefer, die Hohgantschiefer (Schuhmacher 1948), der Plaine Morte gehen Richtung Norden bei Iffigen über in Sandsteine, den Hohgantsandstein (Studer 1834), welche noch weiter im Norden in der Lenk auskeilen. [Der eigentliche Fazieswechsel findet hier in einer schmalen, nicht aufgeschlossenen Zone statt.] Steffen (1981) und Herb (1988) korrelieren diese Faziesänderung mit dem im Hohgant-Gebiet zu beobachtenden abrupten Fazieswechsel am Hohgant-Sundlauenen-Bruch (Beck 1911: Sundlauenen-Hohgant-Verwerfung), welche somit einen Teil, der von Herb (1988) postulierten, synsedimentär aktiven Hohgant-Rawil-Bruchzone bildet.

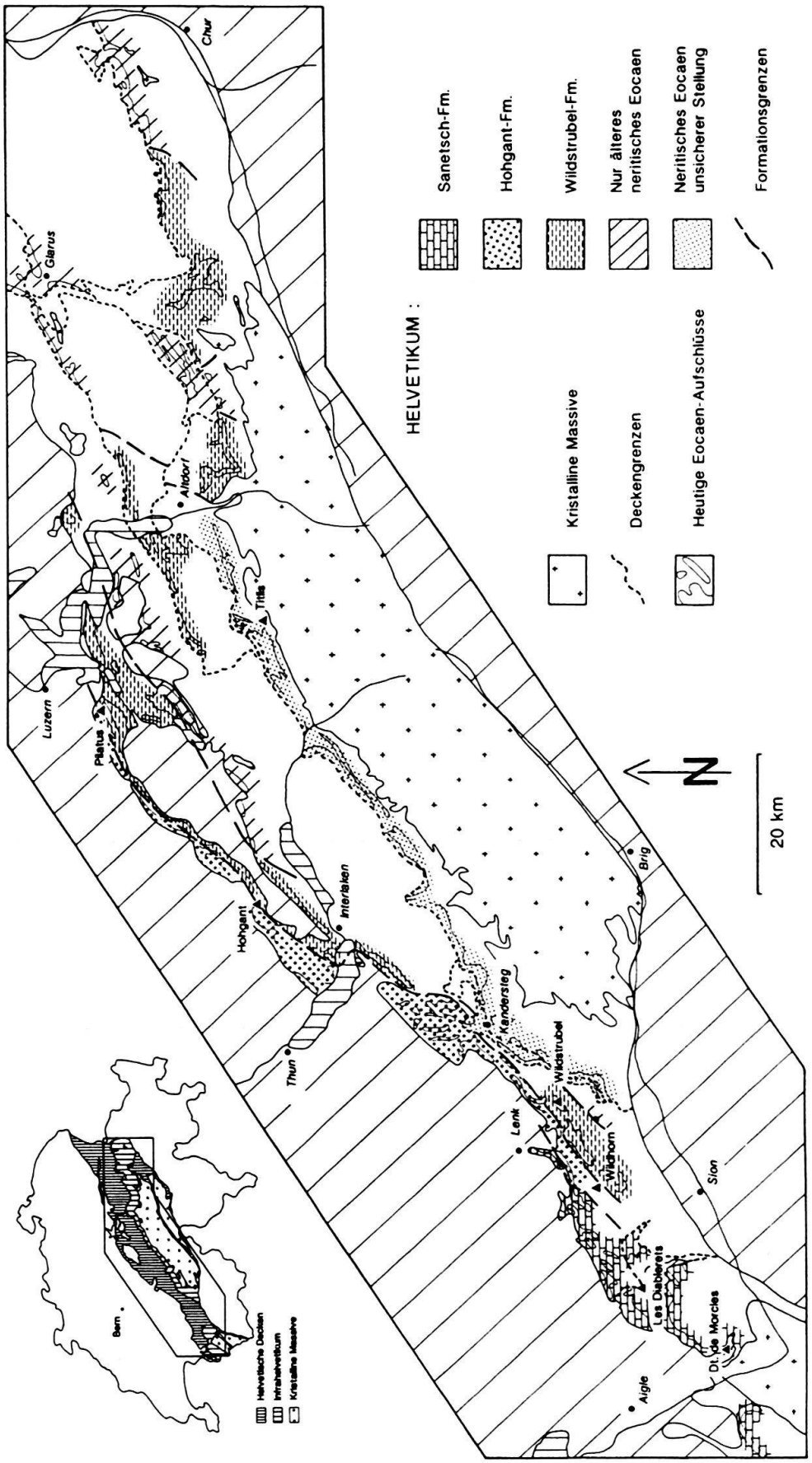

Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte des Helvetikums mit der heutigen Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten.

Tabelle 2 Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten in Bezug auf die tektonischen Einheiten des Helvetikums [basierend auf den im Text zitierten Arbeiten sowie Oberholzer & Heim (1910); Buxtorf et al. (1916); Heim & Oberholzer (1917); Brückner & Zbinden (1987)].

Wildstrubel-Fm.
Wildhorn-Decke: SE Hohgant-Rawil-Bruchzone, östlich des Sanetsch-Passes (inkl. Randkette)
Axen-Decke: westlich der Muota
Infrahelvetikum: Reusstal - Piz Dolf (beim Piz Segnas)

Hohgant-Fm.
Wildhorn-Decke: NW Hohgant-Rawil-Bruchzone, westlich des Follhore (inkl. Randkette)
reliktisch am Jochpass (Basis der Axen-Decke) (Herb 1988)

Sanetsch-Fm.
Morcles-Decke
Diablerets-Decke
Wildhorn-Decke: westlich des Follhore

Neritisches Eocaen unsicherer Stellung
Gellihorn-Decke
Infrahelvetikum: Wildstrubel - Reusstal (inkl. Doldenhorn-Decke)

Nur älteres neritisches Eocaen (Einsiedler- bzw. Bürgen-Fm.), direkt überlagert von Globigerinenmergeln
Wildhorn-Decke (inkl. Drusberg- & Säntis-Decke): östlich des Brienzer Rothorn und in der Prabé-Synklinale
Axen-Decke: östlich der Muota
Glarner-Decke
Mürtschen-Decke
"Subhelvetikum" (Kammlistock-Decke, Schuppenzone des Klausenpasses)
Infrahelvetikum: östlich des Piz Dolf

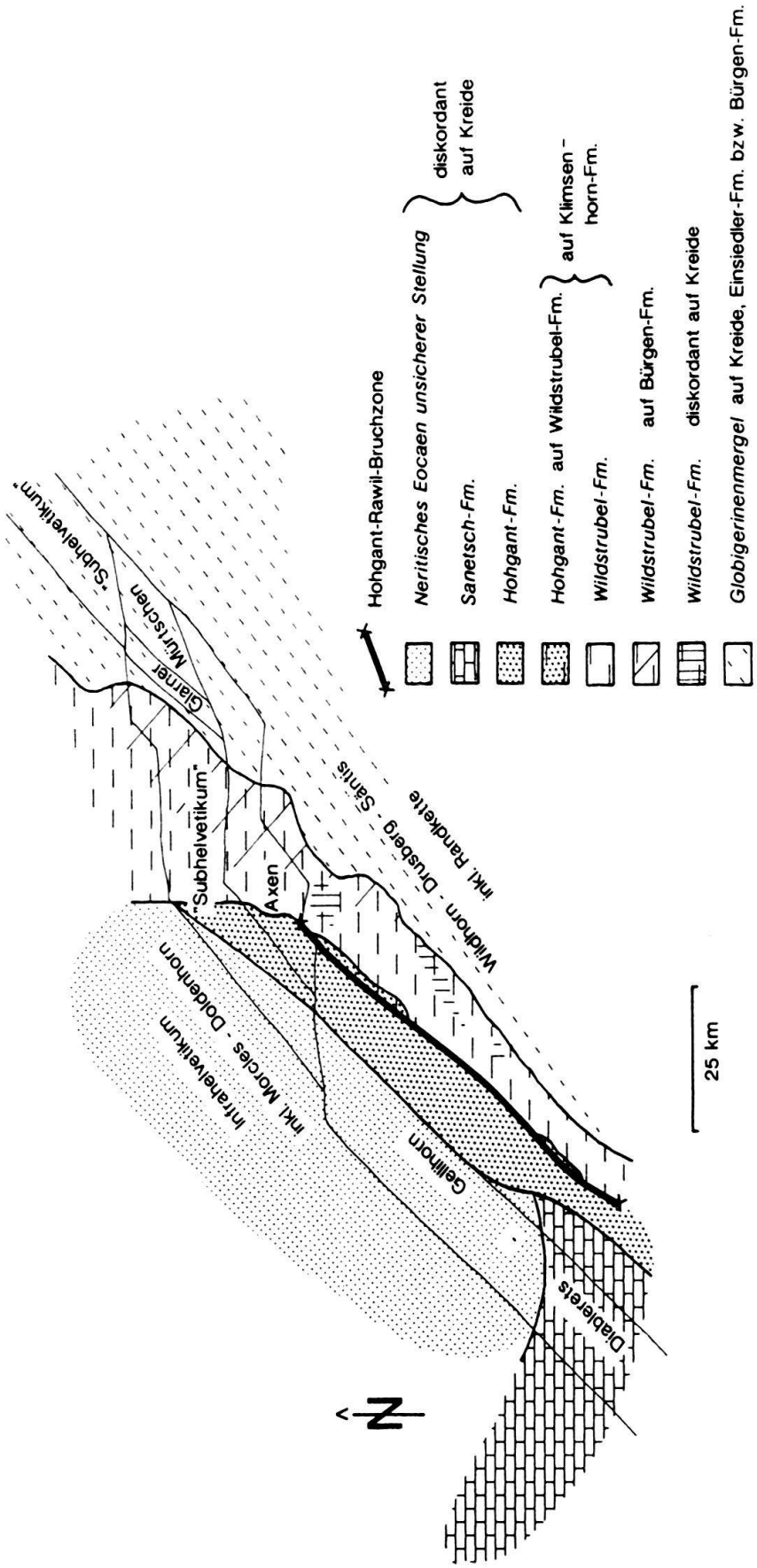

Fig. 2. Paläogeographische Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten. (Paläogeographische Grundlage vereinfacht nach Fig. 2 in Herb 1988).

Gigon (1952) definierte in der Randkette im Hohgant-Gebiet nördlich des Hohgant-Sundlauenen-Bruchs die Hohgant-Serie als formellen lithostratigraphischen Begriff. Im Gebiet des Gemmenalphorns beschreibt Breitschmid (1978) die Hohgant-Serie im Profil Wagenmoos. Sie besteht dort aus einer basalen kalkigen Discus-Schicht, überlagert von vier regressiven Zyklen des Hohgant-Sandsteins und einer karbonatischen Abfolge im Dach. Da die Stratigraphie des neritischen Eocaens in den angrenzenden Teilen des Helvetikums damals noch ungenügend erforscht war um einen regionalen Vergleich zu erlauben, verzichtete Breitschmid (1978) ausdrücklich auf die formelle Definition einer Hohgant-Formation. Dennoch verwendeten in der Folge verschiedene Autoren die Bezeichnung «Hohgant-Fm.» für neritische eocaene Ablagerungen beidseits der Hohgant-Rawil-Bruchzone, welche zum Teil aber faziell völlig anders als die Hohgant-Serie ausgebildet sind (Steffen 1981, Herb 1988, u. a.). Allmählich wurde so wieder der ganze Faziesraum der «Hohgantschichten» im Sinne Schaubs (1936) einbezogen.

Herb (1988) setzte die Untergrenze seiner «Hohgant-Fm.» neu über der Discus-Schicht an, welche er noch zur Klimsenhorn-Fm. des Liegenden rechnet. Er unterteilt den Ablagerungsraum der «Hohgant-Fm.» in eine NW-Fazies küstennah gebildeter, regressiver siliziklastischer Zyklen, die der Hohgant-Serie sensu Breitschmid (1978) entspricht, und eine SE-Fazies mit küstenferneren Sedimenten, vorwiegend Hohgantschiefer, mit wenig ausgebildeter Zyklizität.

Bereits Renevier (1890) und Lugeon (1914) beschrieben im Gebiet Iffigen – Gelten, westlich des Follhores, einen zweiten Faziesübergang von überwiegend sandigen Ablagerungen im Osten zu hauptsächlich kalkigen Sedimenten im Westen. Dieser Übergang geschieht auf kleinem Raum, ist aber ebenfalls nicht aufgeschlossen. Herb (1988) spricht von nordwestlich an die «Hohgant-Fm.» anschliessenden eocaenen Sedimenten von «überwiegend kalkiger Ausbildung des Priabons», wozu er auch die «calcaires à petites nummulites» (Renevier 1890) zählt.

Der Ablagerungsraum der eocaenen neritischen Sedimente des Helvetikums der Westschweiz und des Berner Oberlandes kann somit dreigeteilt werden, nämlich in ein paläogeographisch südliches Gebiet der «SE-Fazies der Hohgant-Fm.» (Herb 1988), ein mittleres Gebiet der «NW-Fazies der Hohgant-Fm.» (Herb 1988: inkl. Hohgant-Serie sensu Breitschmid 1978 aber exkl. Discus-Schicht) sowie ein nordwestliches Gebiet der «überwiegend kalkig ausgebildeten priabonen Sedimente» (Herb 1988). Die drei in der vorliegenden Arbeit zu definierenden Formationen beruhen auf dieser Dreiteilung des Faziesraumes.

Hohgant-Formation

Die formelle Definition einer Hohgant-Fm. im Sinne Breitschmid (1978) wird in diesem Kapitel nachgeholt. Die Hohgant-Fm. entspricht der «NW-Fazies der Hohgant-Fm.» nach Herb (1988).

Innerhalb der Hohgant-Fm. können zwei Members ausgeschieden werden: der Hohgant-Sandstein (Studer 1834: Quarzsandstein am Hohgant) und der darüberfolgende Gemmenalp-Kalk (Menkveld-Gfeller 1993; Beck 1911: Lithothamnienkalk, Schuhmacher 1948: Discocyclinenkalk, Colombi 1960: Rallig-Marmor). Der Begriff «Gemmenalp-Kalk» wird hier eingeführt um Verwechslungen mit den verschiedenen Discocyclinen-

und Lithothamnienkalken anderer Formationen und stratigraphischer Positionen zu vermeiden.

Als Typusprofil der Hohgant-Fm. und ihrer beiden Members wird das zusammengesetzte Profil «Wagenmoos» von Breitschmid (1978) aus dem Gemmenalphorn-Gebiet (südwestlich des Hohgants) in der Randkette gewählt, da dort die charakteristischen Merkmale dieser Formation am ausgeprägtesten ausgebildet sind. Als distaleres Beispiel wird ein Referenzprofil «Niesehorn» in der westlichen Wildhorn-Decke aufgezeichnet (Fig. 3).

Typusprofil Wagenmoos (Fig. 3), LK 1208 Beatenberg

Lokalität:	Gemmenalphorn-Gebiet, Wagenmoos (Pkt. 629.300/177.700)
Liegendes:	Discus-Schicht (Klimsenhorn-Fm.)
Hangendes:	Globigerinenmergel
Mächtigkeit:	165 m

Das Typusprofil Wagenmoos wurde von Breitschmid (1978, S. 146, Fig. 2) in der Randkette aufgenommen und vor allem in bezug auf sedimentologische Kriterien ausgewertet. Es ist für die fazielle Ausbildung der Hohgant-Fm. sehr charakteristisch und wird deshalb in unserer Arbeit als Typusprofil übernommen.

Referenzprofil Niesehorn (Fig. 3), LK 1266 Lenk

Anfangskoordinaten:	596.600/135.900
Endkoordinaten:	596.900/137.080
Lokalität:	Am Ostfuss des Niesehorns, nordwestlich des Weges vom Iffigsee zur Wildhorn-Hütte des SAC, steilstehende Schichten, Brüche zersetzen Profil.
Liegendes:	Unterer Schrattenkalk, sehr hell verwittert.
Hangendes:	Globigerinenmergel
Mächtigkeit:	74.6 m

Diagnose

Die Hohgant-Fm. transgrediert im Bereich der westlichen Wildhorn-Decke mit scharfer, häufig unebener Grenze, auf unteren bzw. oberen Schrattenkalk, im Berner Oberland und weiter östlich auf Schrattenkalk, Klimsenhorn-Fm. bzw. Wildstrubel-Fm. Die Grenze zu den Globigerinenmergeln im Hangenden ist in der Regel scharf. Im Dach des Referenzprofils finden wir als Ausnahme Discocyclinen- und Bryozoenmergel als eine Art Uebergangsfazies.

Die Gesamtmächtigkeit der Hohgant-Fm. beträgt westlich des Wildstrubels zwischen 14 und 75 m, in der Randkette kann sie im Gebiet des Hohgants bis 170 m erreichen (Bieri 1978, Breitschmid 1978). Die Hohgant-Fm. wird aus zwei Members aufgebaut.

Der Hohgant-Sandstein, bestehend aus küstennah gebildeten siliziklastischen Sedimenten mit sandarmen, kalkigen Partien, bildet das untere Member (Abschnitte 1–13 des Referenzprofils, Fig. 3). Der Hohgant-Sandstein wird gekennzeichnet durch Schüttungen von vermutlich aus den kristallinen Massiven (Schwarzwald, Vogesen) im Norden stammendem Detritus, der sich im Klimsenhorn- und Hohgant-Gebiet konzentriert und von

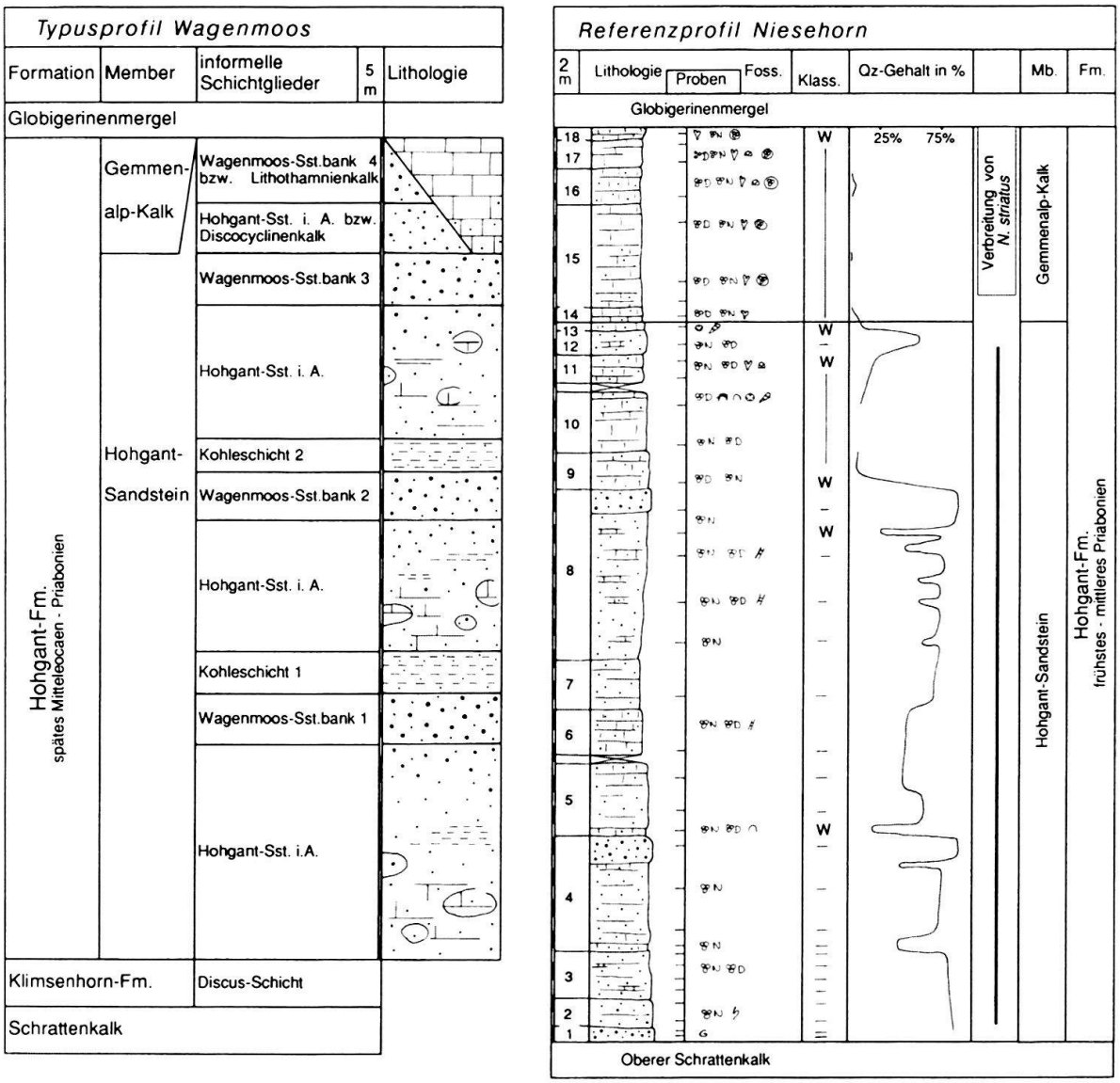

Fig. 3. Typusprofil Wagenmoos (Wildhorn-Decke, Randkette, abgeändert nach Breitschmid 1978) und Referenzprofil Niesehorn (Wildhorn-Decke) der Hohgant-Fm. (Legende s. Fig. 5).

dort durch küstenparallele Strömungen parallel der Hohgant-Rawil-Bruchzone Richtung Westen transportiert wurde. In der Nähe der Schüttungszentren (Klimsenhorn, Hohgant) ist die Zyklizität des Hohgant-Sandsteins ausgeprägt ausgebildet, dort kann der Hohgant-Sandstein in die informellen Schichtglieder Hohgant-Sandstein i. A., Kohleschicht, Brackwasserschicht, Wagenmoos-Quarzsandstein-Bänke sowie unterer, oberer bzw. schiefriger Hohgant-Sandstein gegliedert werden (Breitschmid 1978).

Distaler, im Gebiet westlich des Wildstrubels, sind die Transgressions- und Regressionszyklen des Typusprofils Wagenmoos (Fig. 3) nur noch in abgeschwächter Form zu erkennen. Der Verlauf der Transgression wird dort, wie im Hohgant-Gebiet, durch mindestens zwei kurze unvollständige Regressionsschübe (ohne Kohle- oder Brackwassereinlagerungen) unterbrochen bevor die Transgression überhand nimmt (Schicht Nr. 5 bzw. 9 des Referenzprofils). Das Dach des Profilabschnittes 4 bzw. 8 ist «Wagenmoos-Quarz-

sandstein-ähnlich» ausgebildet. In den übrigen Sandsteinen des Referenzprofils sind laterale Schwankungen des Quarzsandanteils häufig und beträchtlich. Die in der Randkette beschriebene Bildung von Kalkknollen (Breitschmid 1978, Janssen 1988) fehlt hier aber.

Im oberen Member, dem Gemmenalp-Kalk (Abschnitte 14–18 des Referenzprofils, Fig. 3), sind Discocyclinen- und Lithothamnienkalke vorherrschend. Westlich des Wildstrubels variiert die Fazies des Gemmenalp-Kalkes lateral stark. Sandarme Corallinaceenkalke, sandige Discocyclinenkalke bis -mergel sowie sturmlagenartige Sedimente treten auf. Nie ist der Gemmenalp-Kalk dort sandfrei ausgebildet, im Gegensatz zum Gebiet nördlich des Thunersees (Janssen 1988, Breitschmid 1978). Generell wird im Berner Oberland der Gemmenalp-Kalk von sandarmen bis -freien Corallinaceenkalken dominiert. Im Referenzprofil setzen bereits im Abschnitt 15 erste planktonische Foraminiferen ein; im Abschnitt 18 ist der Übergang der Kalke in die Globigerinenmergel als Bryozoenmergel ausgebildet.

Die Verbreitung der Hohgant-Fm. beschränkt sich auf das Gebiet der Wildhorn-Decke (Fig. 1, 2, Tab. 2). Nur an der Basis der Axen-Decke fand Herb (1988, S. 633) in einem tektonischen Relikt noch geringmächtig erhaltenen Hohgant-Sandstein. Generell ist die Hohgant-Fm. in der Wildhorn-Decke auf ein Gebiet nordwestlich der synsedimentär aktiven Hohgant-Rawil-Bruchzone (Herb 1988) beschränkt, am Ende der Bruchaktivität aber überlagerte sie zwischen Wildstrubel und Pilatus an mehreren Stellen die Wildstrubel-Fm. im Bereich direkt SE der ehemaligen Bruchzone (Bieri 1978, Steffen 1981).

In der Hohgant-Fm. westlich des Wildstrubels wurden Vertreter verschiedener Nummulitengruppen des Priabonien beobachtet (Menkveld-Gfeller 1993). Das Vorkommen von *Nummulites variolarius, N. fabianii praefabianii* und *N. striatus striatus* sowie *N. striatus* var. *pannonica* ergibt ein frühpriabones Alter. Das Aussetzen der striaten Nummuliten und das Auftreten von *N. fabianii fabianii* im oberen Teil der Hohgant-Fm. wird als mittel- bis spätpriabones Alter interpretiert. Weiter kommen *N. incrassatus ramondiformis, N. chavannesi, N. pulchellus* und *N. stellatus* vor.

Steffen (1981) belegt im Gebiet östlich des Wildstrubels bis zum Thunersee die Grenze Mitteleocaen-Priabonien im schiefrigen Hohgant-Sandstein. Nummuliten der *fabianii*-Gruppe scheinen hier zu fehlen. Er erwähnt im oberen Hohgant-Sandstein das Vorkommen von *N. incrassatus incrassatus.*

In der Randkette fehlen Nummuliten der *fabianii*-Gruppe (Colombi 1960, Janssen 1988). Janssen (1988) beschreibt vom Sigriswiler Rothorn *N. garnieri* und *N. incrassatus* sowie das Fehlen von striaten Nummuliten und schliesst daraus auf ein noch mitteleocaenes Alter. Colombi (1960) erwähnt im Hohgant-Gebiet aus dem unteren Hohgantsandstein das Vorkommen von *N. striatus* als Indiz für Frühpriabonien. Bieri (1978) legt die Grenze Mitteleocaen – Priabonien im Hohgant-Gebiet in den Hohgant-Sandstein, weiter östlich am Klimsenhorn erst in die Schimbrig-Schiefer (informelles Schichtglied, bestehend aus fossilreichen Kalkmergeln) im Dach des Hohgant-Sandsteins.

Detaillierte, gut belegte Altersangaben für die Hohgant-Fm. sind in der Literatur also selten. Vermutlich gilt der von Menkveld-Gfeller (1993) westlich des Wildstrubels festgestellte Trend des Jüngerwerdens der einzelnen Schichtglieder in Richtung Nordwesten auch regional: Die Sedimentation der Hohgant-Fm. setzte in der östlichen Randkette noch im Mitteleocaen ein und erreichte erst im Priabonien die weiter westlich gelegenen Gebiete (Fig. 4).

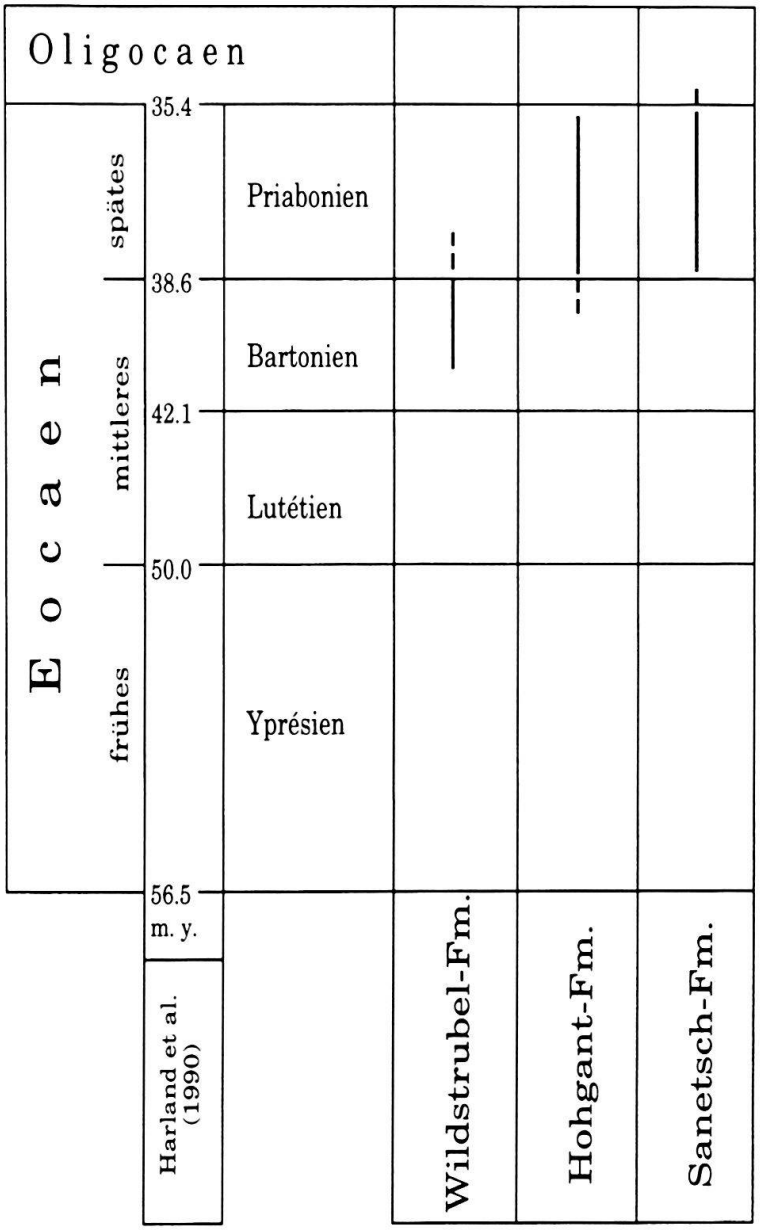

Fig. 4. Zeitliche Verbreitung der neuen Formationen.

Wildstrubel-Formation

Die Ablagerungen der «SE-Fazies der Hohgant-Fm.» (Herb 1988) werden neu als Wildstrubel-Fm zusammengefasst. Die Wildstrubel-Fm. wird nach dem Berg Wildstrubel im Berner Oberland benannt. Es können zwei Members ausgeschieden werden: die Küblibad-Schicht (Mollet 1916: Glaukonitschichten von Küblibad) und die Hohgant-Schiefer (Kaufmann 1886); benannt nach dem Küblibad (3 km westlich von Interlaken) bzw. dem Hohgant (nördlich von Interlaken). [Obwohl die Hohgant-Schiefer nicht zur oben definierten Hohgant-Fm., sondern zur neueingeführten Wildstrubel-Fm. zu rechnen sind, wurde auf die Einführung eines neuen Membernamens verzichtet, da der Begriff Hohgant-Schiefer bereits häufig benützt wurde und deshalb nicht mehr ersetzt werden sollte.]

Als Typusprofil wurde das Profil Rawil 8 im Rawil-Gebiet gewählt, da dort vor allem der untere Teil der Abfolge charakteristisch ausgebildet und gut aufgeschlossen ist. Der obere Teil ist hier im Gegensatz zu den meisten anderen Profilen des Untersuchungsgebietes nur gering tektonisch beansprucht. Leider ist der Übergang in die Globigerinenmergel in diesem Profil nicht aufgeschlossen.

Typusprofil Rawil 8 (Fig. 5), LK 1266 Lenk
Anfangskoordinaten: 601.810/136.790
Endkoordinaten: 601.785/136.815
Lokalität: am Weg von den Rawilseeli hinauf zur Wildstrubel-Hütte des SAC, ca. 10 Höhenmeter über der Stelle, bei welcher der Weg ins Anstehende übergeht, steilstehende Schichten.
Liegendes: Discus-Schicht der Klimsenhorn-Fm., discocyclinenreicher Kalk, Dach stark verwühlt.
Hangendes: nicht aufgeschlossen.
Mächtigkeit: ca. 25 m

Diagnose
Die Wildstrubel-Fm. folgt im Bereich der westlichen Wildhorn-Decke stets an einem Omissionshorizont über dem obersten Schichtglied der Klimsenhorn-Fm., der Discus-Schicht. Im Berner Oberland und der Zentral- bzw. Ostschweiz kann die Wildstrubel-Fm. über der Hohgant-Fm., der Klimsenhorn-Fm., der Bürgen-Fm. oder direkt über der Kreide vorkommen. Durch zunehmende Vermergelung gehen die Sedimente der Wildstrubel-Fm. nach oben rasch (Übergangsbereich ca. 1 m) in die Globigerinenmergel über, im Gebiet westlich des Wildstrubels ist der Übergang jedoch nur an wenigen Stellen, an welchen aber die Küblibad-Schicht nicht ausgebildet ist, zu beobachten (Menkveld-Gfeller 1993). Das vereinzelte Auftreten von planktonischen Foraminiferen im Dach der Wildstrubel-Fm. zeigt den nahen Uebergang der Hohgant-Schiefer in die Globigerinenmergel an. In einer sehr schmalen Zone südöstlich entlang der Hohgant-Rawil-Bruchzone, im Gebiet zwischen Wildstrubel und Vierwaldstättersee, können die Hohgant-Schiefer von Hohgant-Sandstein (der Hohgant-Fm.) überlagert werden (Bieri 1978, Steffen 1981) (Fig. 2).

Im Typus-Profil Rawil 8 (Fig. 5) beträgt die Mächtigkeit der Wildstrubel-Fm. ca. 25 m, weiter östlich beträgt sie in der Zentralschweiz um 50 m (Bieri 1978, Wanner 1987) und im Infrahelvetikum am Kistenpass ca. 10 m (Lutz 1988).

Die Wildstrubel-Fm. wird durch zwei Members aufgebaut: die Küblibad-Schicht (Abschnitt 1 im Typusprofil) und die Hohgant-Schiefer (Abschnitt 2–4 im Typusprofil).

Nach Steffen (1981) sind die «basalpriabone Discocyclinenschicht» im Sinne Schuhmachers (1948) und die «Glaukonitschicht von Küblibad» (basalpriaboner Grünsand, Schuhmacher 1948) faziell verzahnt. Herb (1983) bestreitet dies: Die Discus-Schicht sei spätmitteleocaenen Alters, also stratigraphisch älter als die «Glaukonitschicht von Küblibad». Die auf Bürgen-Fm. oder Kreide (Pilatus-Gebiet) liegende «Obbürgen-Schicht» der Zentralschweiz, welche ebenfalls von Hohgant-Schiefern überlagert wird, ist nach Herb (1988) als Aequivalent der «Glaukonitschicht von Küblibad» zu betrachten. Der ältere Begriff «Glaukonitschichten von Küblibad» (Mollet 1916) hat gegenüber dem Namen «Obbürgen-Schicht» Priorität (Wanner verweist 1987 auf die Namensdefinition in

Legende zu Fig. 3, 5 & 6

⊗	Komponenten der liegenden Kreide		solitäre Korallen
G	Glaukonit		Bryozoen
K	Kohle		Echinodermen
*	Phosphorit		benthonische Kleinforaminiferen
	Gastropoden		planktonische Kleinforaminiferen
	Muscheln	A	Alveolinen
	Austern	N	Nummuliten
S	Serpuliden	D	Discocyclinen
M	Microcodien	H	Heterosteginen
	Dasycladaceen		Operculinen
	Corallinaceen		Milioliden
	Ostrakoden		

	intraklastisch		tonig-mergelig
	Bioturbation		Kalk-Knollen
	Phosphorit		bimodale Quarzkorngrössen-Verteilung

Karbonatklassifikation nach Dunham (1962)
(nur wenn < 50 % detr. Quarz)

W Wackestone
P Packstone
B Bindstone

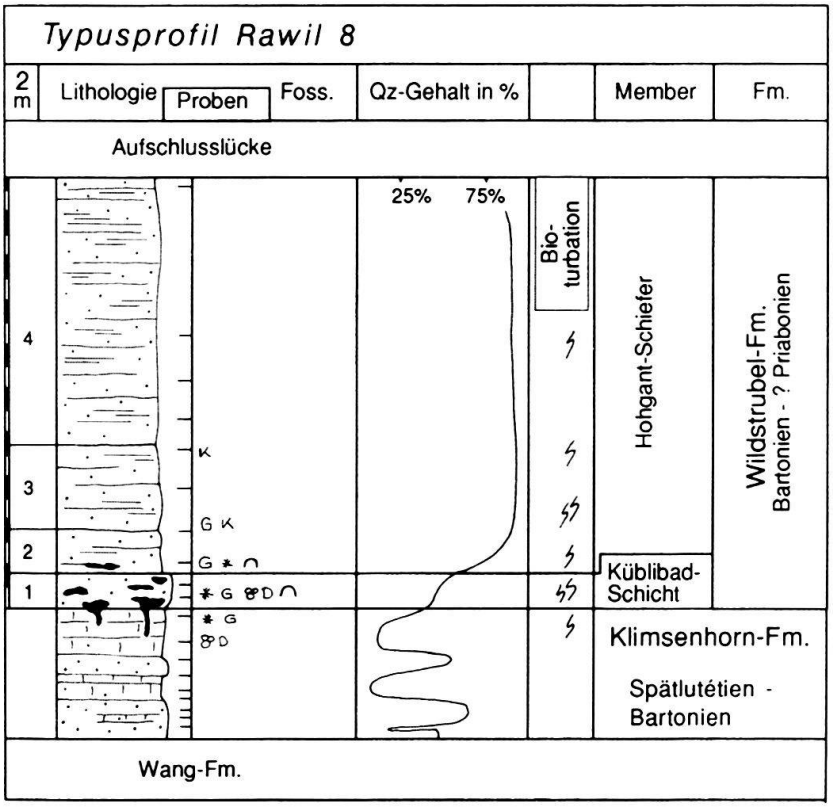

Fig. 5. Typusprofil Rawil 8 (Wildhorn-Decke) der Wildstrubel-Fm.

einem Manuskript von Herb) wird hier aber aufgrund des häufig niedrigen Glaukonitgehalts zu «Küblibad-Schicht» verkürzt. Die Küblibad-Schicht ist diskontinuierlich, geringmächtig als glaukonitischer und phosphoritischer Sandstein aufgeschlossen (Abschnitt 1, Fig. 5). Frühlithifizierte phosphoritische Knollen sowie die teilsweise phosphoritisierte Grundmasse sind Anzeichen für den Beginn einer Hartgrundbildung. Für eine vollständige Ausbildung eines Hartgrundes waren aber offenbar vielerorts die Bedingungen nicht ideal.

Steffen (1981) beschreibt die Hohgant-Schiefer als oberstes Schichtglied der «Südfazies der Hohgant-Fm.» (= Wildstrubel-Fm.). Der Begriff «Hohgantschiefer» wurde bereits von Schumacher (1948) und Leupold (1964) verwendet. Auf der geologischen Spezialkarte Nr. 60 (Lugeon 1910) sowie auf den geologischen Atlasblättern St. Léonard Nr. 35 (Badoux et al. 1959) und Lenk Nr. 41 (Badoux et al. 1962) wurden die Hohgant-Schiefer als «schistes arénacés à patine fauve» bezeichnet. Das Member der Hohgant-Schiefer baut sowohl in der Westschweiz, wie auch im Berner Oberland und der Zentral- und Ostschweiz den Hauptanteil der Wildstrubel-Fm. auf. Es handelt sich um stark bioturbierte feinsandige Kalkmergel, die am Plattformabhang abgelagert wurden (Bieri 1978, Menkveld-Gfeller 1993). Im Abschnitt 2 des Typusprofils (Fig. 5) kommen ebenfalls noch phosphoritische Knollen vor. Der Glaukonitgehalt tritt vom 2. in den 3. Abschnitt stark zurück. Tendenziell nehmen nach oben (Abschnitte 3 und 4) die Quarzkorngrösse ab und der Matrixanteil zu. Im oberen Teil des 4. Abschnittes des Typusprofils treten planktonische Foraminiferen als Andeutung für einen Übergang der Hohgant-Schiefer in die Globigerinenmergel auf. An der Basis dieser relativ mächtigen Abfolge können Sandsteine bis Mergel reich an Pectiniden auftreten. Der Begriff «Pectinidenschiefer» ist nach Herb (1988) jedoch nicht als lithostratigraphischer Begriff zu betrachten, sondern als Faziesbezeichnung für (andernorts auch in anderen stratigraphischen Niveaux erwähnte) feinsandige, etwas kalkige, häufig stark bioturbierte Mergel mit Mollusken, vor allem Pectiniden, sowie kleinen Nummuliten und kann folglich als Bezeichnung durch Beschreiben umgangen werden.

Das Verbreitungsgebiet der Wildstrubel-Fm. umfasst die Wildhorn-Decke östlich des Sanetsch-Passes und südöstlich der Hohgant-Rawil-Bruchzone, die Axen-Decke westlich der Muota sowie das Infrahelvetikum zwischen Reusstal und Piz Dolf (Fig. 1, 2, Tab. 2).

Die Wildstrubel-Fm. ist fossilarm. Auch palynologische Untersuchungen (Menkveld-Gfeller 1993) ergaben leider kein Alter. Im Gebiet westlich des Wildstrubels zeigt das Liegende, die Discus-Schicht der Klimsenhorn-Fm., Nummulitenvertreter des Bartonien. Den in den hangenden Globigerinenmergel eingelagerten «Wängenkalk»-Bänken konnte ein priabones Alter zugewiesen werden. Das Bildungsalter der Wildstrubel-Fm. der Westschweiz kann also mit Bartonien bis (?) Priabonien angegeben werden. Das Alter der Wildstrubel-Fm. wird im Berner Oberland mit Biarritzien angegeben (Steffen 1981, Bieri 1978), Aufschlüsse bei Sarnen wurden von Herb (1988) anhand von planktonischen Foraminiferen mit spätem Mitteleocaen datiert und am Kistenpass gibt Lutz (1988) anhand von kleinen Nummuliten einen Bildungsbeginn von mittlerem Biarritzien. Generell kann das Bildungsalter der Wildstrubel-Fm. also mit Mitteleocaen bis (?) Priabonien angegeben werden (Fig. 4).

Sanetsch-Formation

Die Sedimente der «überwiegend kalkigen Fazies des Priabons» (Herb 1988) werden neu in der Sanetsch-Fm. zusammengefasst. Die Sanetsch-Fm. wird von drei Members aufgebaut: Diablerets-Schichten (Hébert & Renevier 1854: facies à Diablerets; Doudoux & Coletta 1975: Couches des Diablerets), Tsanfleuron-Schichten (Menkveld-Gfeller 1993; Boussac 1911: assise gréseuse des grès et calcaires à petites nummulites) und Pierredar-Kalk (Menkveld-Gfeller 1993; Renevier 1890: Couches à petites nummulites). Die Sanetsch-Fm. wird nach dem Sanetsch-Pass nördlich von Sion benannt. Ihre Schichtglieder werden nach je einem typischen Verbreitungsgebiet bezeichnet: Dem Diablerets-Gebiet, dem Lapis de Tsanfleuron (westlich des Sanetsch-Passes) bzw. dem Gebiet der Refuge de Pierredar (nördlich des Sommet des Diablerets).

Zur Definition der Sanetsch-Fm. werden zwei Profile hinzugezogen: Typusprofil Lapis de Tsanfleuron 1 (Diablerets-Decke) und Referenzprofil Sanetsch Buvette (Wildhorn-Decke), beide in der Nähe des Sanetsch-Passes. Das Typusprofil zeigt eine charakteristische Ausbildung der Diablerets-Schichten und der Tsanfleuron-Schichten. Vor allem für die Definition des oberen Teiles der Sanetsch-Fm. wird aber zusätzlich ein Referenzprofil aufgeführt, da der Pierredar-Kalk des Typusprofils, im Gegensatz zu andern Gebieten, in nur einer Fazies ausgebildet ist.

Typusprofil Lapis de Tsanfleuron 1 (Fig. 6), LK 1286 St. Léonard

Anfangskoordinaten: 586.720/129.395

Endkoordinaten: 586.880/129.130

Lokalität: SSW der Sanetsch-Passhöhe auf den verkarsteten Lapis de Tsanfleuron, Profilbeginn im Tälchen SW von Prarochet, Profilspur in Richtung SE verlaufend, Profilende im oberen Talende von les Clojons an einem nicht markierten Weg.

Liegendes: Unterer Schrattenkalk, mit z. T. sehr grossen Karsttaschen, verfüllt mit Konglomeraten.

Hangendes: Globigerinenmergel, mit scharfem Kontakt zu den liegenden Kalken, an der Basis der Mergel treten noch Klasten von Discocyclinen und einzelne benthonische Kleinforaminiferen auf.

Mächtigkeit des Typusprofils: 29.3 m

Referenzprofil Sanetsch Buvette (Fig. 6), LK 1266 Lenk

Anfangskoordinaten: 589.010/134.610

Endkoordinaten: 588.960/134.870

Lokalität: Beginn: Nördlich des Lac de Sénin, auf der Ostseite des Endstückes der Strasse, welche zur Buvette und zur Seilbahnstation der BKW führt. Profilfortsetzung am abzweigenden Wanderweg bis zum Abhang zur Schlucht.

Liegendes: Unterer Schrattenkalk mit Rudisten, ca. 2 m tief an Karstspalten von Quarzsanden infiltriert. Grenze zu Eocaen scharf, aber gewellt.

Hangendes: Globigerinenmergel, mit Einlagerungen von «Wängenkalken» im oberen Teil.

Mächtigkeit: 85.4 m

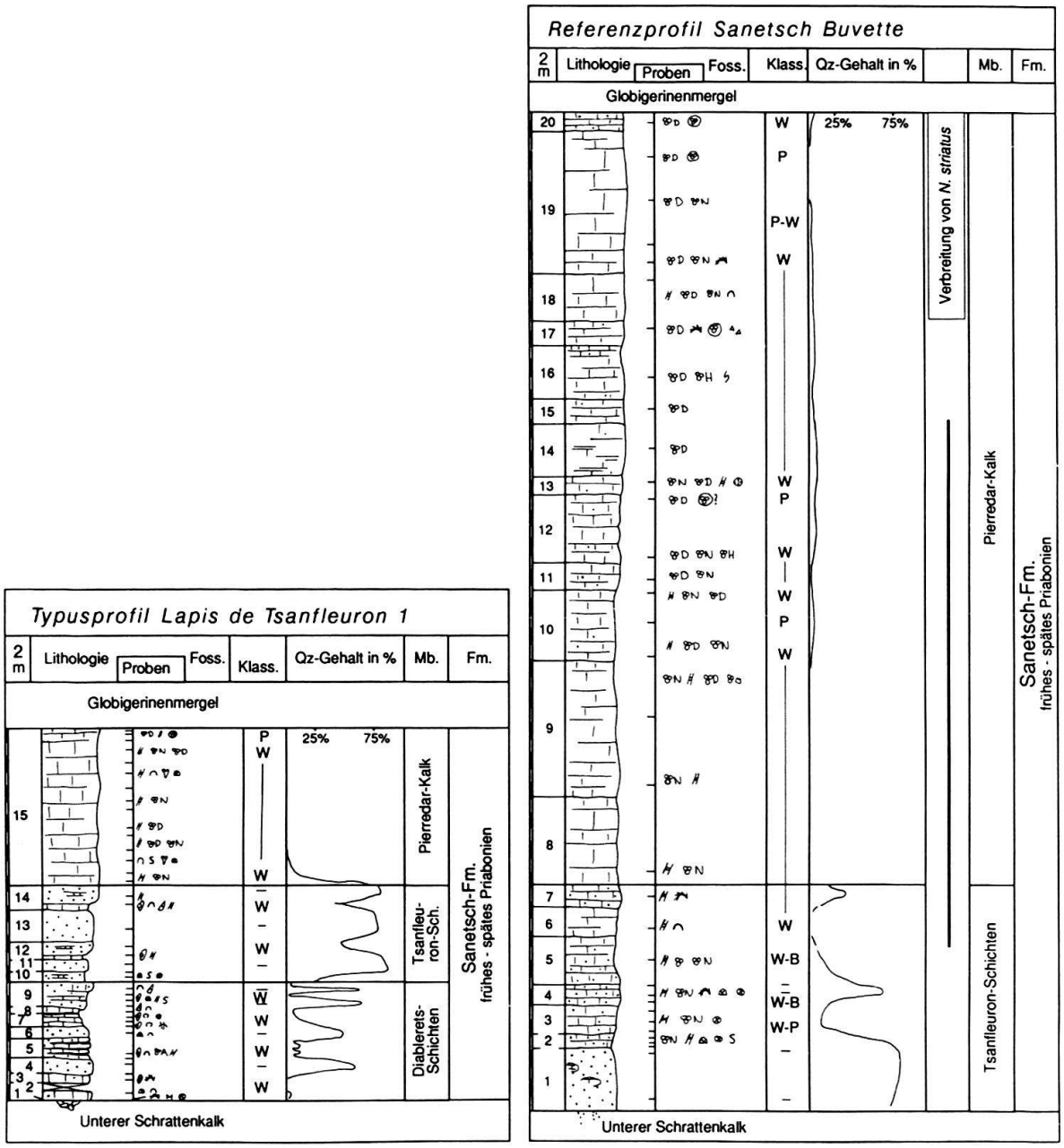

Fig. 6. Typusprofil Lapis de Tsanfleuron 1 (Diablerets-Decke) und Referenzprofil Sanetsch Buvette (Wildhorn-Decke) der Sanetsch-Fm. (Legende s. Fig. 5).

Diagnose

Die Sanetsch-Fm. folgt stets über Schrattenkalk oder Oberkreide, lokal schalten sich geringmächtige siderolithische Gesteine dazwischen. Die obersten Dezimeter der Kalke der Sanetsch-Fm. vermergeln zunehmend und leiten in die Sedimentation der Globigerinenmergel über.

Die Mächtigkeit der Sanetsch-Fm. schwankt im gesamten Verbreitungsgebiet von wenigen bis ca. 90 Meter (Rykken 1968, Martini 1970, Menkveld-Gfeller 1993).

Die Sanetsch-Fm. lässt sich in drei Members gliedern (Fig. 6): Die basalen Diablerets-Schichten, als Zeugen des Einsetzen der Transgression, werden überlagert von den Tsanfleuron-Schichten als erste vollmarine küstennahe Ablagerungen, gefolgt vom Pierredar-Kalk als Sedimente des inneren bis äusseren Schelfbereichs. Diese Abfolge wurde auch im Helvetikum der Haute-Savoie beschrieben [Pairis et al. 1984, Pairis 1988: Die von ihnen dort eingeführten «Fm. brune», «Fm. grise» und «Fm. blanche» treten lateral nicht in eindeutiger stratigraphischer Abfolge auf und die Namen entsprechen nicht den Regeln der stratigraphischen Nomenklatur, diese Begriffe sind deshalb nicht als formelle Bezeichnungen zu verwenden].

Die Diablerets-Schichten füllen ein im Dach des Schrattenkalks vorhandenes geringes Paläorelief und treten somit nur sehr lokal auf. Es sind drei Faziestypen am Aufbau der Diablerets-Schichten beteiligt: An der Basis sind sehr selten geringmächtige lakustrine Kalke mit Kohleschmitzen aufgeschlossen. Darüber folgen als zweiter Faziestyp Kalke und Sandsteine, reich an Milioliden und Ostrakoden (Abschnitte 2–6 des Typusprofils), deren Basis durch ein Austern-/Microcodien-Pflaster gebildet werden kann (Abschnitt 1 des Typusprofils). Der dritte Faziestyp, mit sandigen Kalken bis kalkigen Sandsteinen mit einer reichen Molluskenfauna, welcher oft als «Cerithien-Schichten» bezeichnet wird (Abschnitte 7–9 des Typusprofils), nimmt häufig den Hauptanteil der Diablerets-Schichten ein.

In der Literatur werden die Begriffe «Diablerets-Schichten», «Cerithien-Schichten» und «Brackwasser-Schichten» konfus verwendet, zum Teil für lithologisch ähnliche, aber oft stratigraphisch unterschiedliche Horizonte benützt oder teilweise einander gleichgesetzt. Der informelle Begriff «Cerithien-Schichten» umfasst nur einen der möglichen Faziestypen und darf deshalb nicht als Synonym des hier erstmals formell definierten lithostratigraphischen Members der Diablerets-Schichten aufgefasst werden. Die Diablerets-Schichten werden auch an einzelnen Lokalitäten der Doldenhorn- und der Gellihorn-Decke (Gfeller 1989, Arnold 1990), der Morcles-Decke (Rykken 1968), sowie der Haute-Savoie (Martini 1970, Doudoux & Colletta 1975, u. a.) beschrieben. Auch die «Formation brune» von Pairis et al. (1984) der Haute-Savoie (Massif de Platé, Massif des Bornes und Massif de Bauge) entspricht ungefähr den Diablerets-Schichten.

Vielerorts im westlichen Helvetikum werden im Liegenden der «calcaires à petites nummulites» bzw. der «überwiegend kalkigen Fazies des Priabons» sandige Sedimente als erste vollmarine Fazies beschrieben (z. Bsp. Martini 1970, Herb 1988). Bereits Boussac (1991) beschreibt im Diablerets-Gebiet einen konstant auftretenden, fossilleeren homogenen Basissandstein. Diese sandigen Ablagerungen wie auch die Sedimente der «Formation grise» (Pairis 1988) der Haute-Savoie wurden nun den Tsanfleuron-Schichten zugeordnet. Dies sind diskontinuierlich in einem prätransgressiven Relief erhalten gebliebene sandige Bänke, die stellenweise lateral durch Kalke abgelöst werden (Abschnitte 10–14 des Typusprofils). Im Referenzprofil folgt über einem fossilleeren Basissandstein (Abschnitt 1) ein Wechsel von Sandsteinen und teilweise kalkarenitischen Corallinaceenkalken (Abschnitte 2–7).

Die «überwiegend kalkige Fazies des Priabons» (Herb 1988) und der obere kalkige Anteil der «calcaires à petites nummulites» älterer Autoren werden neu als Pierredar-Kalk zusammengefasst.

Der Pierredar-Kalk schliesst die Sanetsch-Fm. nach oben ab. Stellenweise folgt er direkt auf Kreideablagerungen. Er zeigt eine abwechslungsreiche Faziesausbildung: Im

Typusprofil (Abschnitt 15) dominieren Corallinaceen, vereinzelt treten nesterartige Anhäufungen von Grossforaminiferen auf. Nach oben wird der Pierredar-Kalk im Typusprofil zusehends feinkörniger, im Dach treten planktonische Foraminiferen in den Corallinaceenkalken auf. Im Referenzprofil herrschen im unteren Teil des Pierredar-Kalks (Abschnitte 8–10) Corallinaceen gegenüber den Grossforaminiferen vor, ab Abschnitt 11 dominieren die Discocyclinen, teilweise praktisch gesteinsbildend. In Abschnitt 17 treten planktonische Foraminiferen auf, im 20. Abschnitt vermergelt der Pierredar-Kalk als Übergang in die Globigerinenmergel.

Die von Rykken (1968) beschriebenen neritischen eocaenen Kalke der Morcles-Decke können aufgrund der guten Übereinstimmung der aufgeführten Faziestypen und der stratigraphischen Abfolge zum Member des Pierredar-Kalks gezählt werden. Die eocaenen neritischen Kalke der «Formation blanche» (Pairis 1988) der Haute-Savoie können faziell und stellungsmässig ebenfalls dem Pierredar-Kalk zugeordnet werden.

Das Verbreitungsgebiet des Pierredar-Kalks umfasst die Diablerets-Decke, die Morcles-Decke, das Helvetikum der Haute-Savoie sowie den Nordwestteil der Wildhorn-Decke (Fig. 1, 2, Tab. 2).

Anhand von Untersuchungen der Grossforaminiferenfauna konnten in der westlichen Wildhorn-Decke Tsanfleuron-Schichten und Teile des Pierredar-Kalk mit frühem bis mittlerem Priabonien (Nummuliten der *striatus*-Gruppe, *N. variolarius*) und der Diablerets-Decke der Pierredar-Kalk mit mittlerem bis spätem Priabonien *(N. fabianii fabianii)* datiert werden (Menkveld-Gfeller 1993). Rykken (1968) weist dem calcaire à petites nummulites der Morcles-Decke ein generell späteocaenes Alter zu, er beschreibt aus dem unteren Teil *N. striatus* und aus dem oberen *N. fabianii.* In den couches à petites nummulites der «interneren Partien» der Haute-Savoie bestimmte Martini (1970) *N. fabianii* und somit mittleres bis spätes Priabonien, weiter «extern» (d. h. weiter nordwestlich im paläogeographischen Faziesraum) scheint die Nummulitenvergesellschaftung bereits auf Oligocaen zu deuten. Die Sanetsch-Fm. zeigt also ein generell priabones Alter, das in der Haute-Savoie bis ins Oligocaen hinaufreichen kann (Fig. 4).

Neritisches Eocaen unsicherer Stellung

Die stratigraphische und fazielle Gliederung der neritischen eocaenen Sedimente der Gellihorn-Decke sowie des Infrahelvetikums (inkl. Doldenhorn-Decke) zwischen Wildstrubel und Reusstal (Fig. 1, 2, Tab. 2) muss noch mit weiteren Untersuchungen geklärt werden. Der «Wechsel von kalkiger und sandiger Fazies» (Herb 1988, Gfeller 1989, Arnold 1990) der Doldenhorn- und Gellihorn-Decke und die «überwiegend sandige Fazies des Priabons» (Herb 1988, Titlis, Kiental) werden deshalb vorläufig noch keiner der hier neu formell definierten Formationen zugeordnet.

Diskussion

Die basalen glaukonithaltigen Sandsteine, die Küblibad-Schicht, und die stark bioturbierten feinsandigen Kalkmergel, die Hohgant-Schiefer, der Wildstrubel-Fm., konnten aufgrund ihrer faziellen Merkmale im Übergangsbereich Plattform – Becken beheimatet werden und wurden in der Zeitspanne Bartonien bis (?) Priabonien abgelagert. Die Verbreitung der Wildstrubel-Fm. wird nach Nordwesten von der WSW-ENE streichenden

Hohgant-Rawil-Bruchzone begrenzt. Abrupte laterale Wechsel der paläogeographischen Faziesverteilung und entsprechende sprunghafte Änderungen der Ablagerungstiefe im Gebiet Iffigen – Rawil bestätigen die synsedimentäre Aktivität dieser Bruchzone vom Spätlutétien bis ins mittlere Priabonien (Menkveld-Gfeller 1993).

Die Sedimente der Hohgant-Fm. deuten auf eine generelle Zunahme der Ablagerungstiefe mit der Zeit und werden faziell als Übergang von küstennahen Bildungen zu Ablagerungen der äusseren Plattform interpretiert. Den unteren Teil der Abfolge, den Hohgant-Sandstein, bilden sandig dominierte Ablagerungen, die lokal (z. B. Randkette) zyklisch, mit Einlagerungen von kohligen oder lagunären Sedimenten, ausgebildet sein können. Das Dach der Hohgant-Fm., den Gemmenalp-Kalk, bauen kalkige Sedimente auf, die in der Westschweiz, anders als in der Randkette, sandig ausgebildet sind. Wie mit Altersbestimmungen anhand von Grossforaminiferen gezeigt werden konnte, setzte die Sedimentation der Hohgant-Fm. im späten Mitteleocaen ein und dauerte bis ins späte Priabonien an. Während der Aktivität der Hohgant-Rawil-Bruchzone bildete diese die SE-Grenze des Ablagerungsraumes der Hohgant-Fm. Später wurde die Hohgant-Fm. zwischen Wildstrubel und Klimsenhorn stellenweise auch in einem schmalen Bereich südöstlich der jetzt inaktiven Bruchzone direkt über der Wildstrubel-Fm. abgelagert. Richtung Nordwesten geht die Hohgant-Fm. durch rasche Abnahme des Detritusgehaltes in die Sanetsch-Fm. über, der Übergang westlich des Follhores ist nicht aufgeschlossen. Zu keiner Zeit im Eocaen zeigen die Sedimente beidseits dieses Übergangs auffällige Unterschiede der Ablagerungstiefen, welche auf synsedimentäre Bruchaktivität hindeuten könnten (Menkveld-Gfeller 1993).

Die Sedimente der Sanetsch-Fm. zeigen wie diejenigen der Hohgant-Fm. eine generelle Zunahme der Ablagerungstiefe mit der Zeit. Die lakustrinen bis lagunären Diablerets-Schichten der Basis der Sanetsch-Fm. widerspiegeln das Einsetzen der Transgression, während die darüberfolgenden sandigen Tsanfleuron-Schichten die ersten vollmarinen Ablagerungen darstellen. Der Pierredar-Kalk im Dach der Sanetsch-Fm., mit sandarmen bis -freien Sedimenten, wurde auf dem inneren bis äusseren Schelf gebildet. Die Ablagerungen der Sanetsch-Fm. zeigen früh- bis spätpriabone, in der Haute-Savoie möglicherweise auch noch oligocaene (Martini 1970) Grossforaminiferen-Alter.

Nicht nur beim Einsetzen der Tertiär-Transgression, sondern auch innerhalb der einzelnen Schichtglieder der neritischen Ablagerungen, im Hohgant-Sandstein und Gemmenalp-Kalk der Hohgant-Fm. sowie im Pierredar-Kalk der Sanetsch-Fm., konnte eine Heterochronie, nämlich ein Jüngerwerden Richtung Nordwesten, nachgewiesen werden.

Im Anschluss an die neritische Sedimentation der Wildstrubel-, der Hohgant- und der Sanetsch-Fm. folgte meist eine Abfolge von hemipelagischen bis pelagischen Mergeln, den Globigerinenmergeln. In allen drei Formationen gehen stellenweise neritische Sedimente durch Vermergelung direkt in hemipelagische über. Auch das Einsetzen der Globigerinenmergel-Sedimentation fand im Nordwesten später als im Südosten statt und war somit heterochron.

Verdankungen

Die vorliegende Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfonds, Kredite Nr. 20-26547.89; 2000-5.055; 20-31158.91 und 11-611, unterstützt. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die anregenden Diskussionen danke ich Frau Dr. D. Decrouez, Prof. A. Pfiffner, Dr. H. Funk, Dr. A. Breitschmid sowie J. W. Menkveld herzlich.

LITERATURVERZEICHNIS

ARNOLD, P. 1990: Geologie der helvetischen Decken am Üschinegrat bei Kandersteg (Berner Oberland). Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern.

BADOUX, H., BONNARD, E. G., BURRI, M. & VISCHER, A. 1959: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Bl. St. Léonard (Nr. 35). Schweiz. geol. Komm.

BADOUX, H., GAGNEBIN, E., LOMBARD, AUG., MCCONELL, R. B., DE RAAF, M., SCHAUB, H. P. & VISCHER, A. 1962: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Bl. Lenk (Nr. 41). Schweiz. geol. Komm.

BECK, P. 1911: Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 29.

BIERI, B. 1978: Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Tertiär zwischen Vierwaldstätter- und Thunersee. Unpubl. Diss. Univ. Bern.

BOUSSAC, J. 1911: Le Nummulitique alpin. Mém. Serv. Carte géol. France.

BREITSCHMID, A. 1978: Sedimentäre Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich Interlaken. Eclogae. geol. Helv. 71, 143–157.

BRÜCKNER, W. & ZBINDEN, P. 1987: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Bl. Schächental (Nr. 83). Schweiz, geol. Komm.

BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. 1916: Geologische Spezialkarte 1:50 000, Bl. Vierwaldstättersee (Nr. 66a). Schweiz. geol. Komm.

COLOMBI, C. 1960: Stratigraphie und Mikrofauna des Helvetischen Alttertiärs nördlich von Interlaken. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.

DOUDOUX, B. & COLLETTA, B. 1975: Le synclinal Charbon-Trélod (Massif des Bauges – Savoie). Ann. Centre Univ. Savoie, Sci. Nat. II, 69–93.

GFELLER, U. 1989: Stratigraphische Untersuchungen der Doldenhorn- und der Gellihorn-Decke im Gemmipass-Gebiet. Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Bern.

GIGON, W. 1952: Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme. Verh. natf. Ges. Basel 63, 49–136.

HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., COX, A. V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G., SMITH, D. G. 1990: A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, Cambridge.

HÉBERT, E. & RENEVIER, E. 1854: Description des fossiles du terrain Nummulitique supérieur des environs de Gap, des Diablerets et quelques localités de la Savoie. Extr. Bull. Soc. statist. du Dépt. Isère, 2ième série, 3/I&II, Grenoble.

HEIM, ARN. & OBERHOLZER, J. 1917: Geologische Spezialkarte 1:25 000, Bl. Alviergruppe (Nr. 80). Schweiz. geol. Komm.

HERB, R. 1983: Eozän, p. 147–157. In: Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sediementationsproszesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. (Ed. by 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.) Eclogae geol. Helv. 76, 125–180.

– 1988: Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. Eclogae geol. Helv. 81, 611–657.

JANSSEN, H. 1988: Geologische Untersuchungen in den helvetischen Kreide- und Tertiärserien am Sigriswilergrat (Südwest-Abschnitt). Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern.

KAUFMANN, F. J. 1886: Emmen und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern – Grafenort. Beitr. geol. Karte Schweiz 24.

LEUPOLD, W. 1964: «Einsiedler Flysch» und «Einsiedler Nummulitenkalk(e)» In: Lexique stratigraphique international. Alpes Suisses et Tessin méridional. Fasc. 7c, I/II. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 322–359.

LUGEON, M. 1910: Geologische Spezialkarte 1:50 000, Bl. Les hautes alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Nr. 60). Schweiz. geol. Komm.

– 1914: Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.] 30, 1–3.

LUTZ, P.-O. 1988: Geologische Untersuchungen in den infrahelvetischen Kreide- und Tertiärserien des Kistenpass-Gebietes. Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern.

MARTINI, J. 1970: Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. Arch. Sci. (Genève) 23, 197–276.

MENKVELD-GFELLER, U. 1993: Stratigraphie und Paläogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). Unpubl. Diss. Univ. Bern.

MOLLET, H. 1916: Über die stratigraphische Stellung der eocänen Glaukonitschichten beim Küblibad am Thunersee. Mitt. natf. Ges. Bern, 1916.

OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. 1910: Geologische Spezialkarte 1:50 000, Bl., Glarneralpen (Nr. 50). Schweiz. geol. Komm.

PAIRIS, J. L. 1988: Paléogène marin et structuration des Alpes occidentales françaises. Thèse Univ. Joseph Fourier, Grenoble.

PAIRIS, J. L., CAMPEDRON, R., CHAROLLAIS, J. & KERCKHOVE, C. 1984: Alpes. In: Chapitre Paléogène (Ed. by CAVELIER et al.). Mém. Bull. Rech. géol. min. 125, 410–413.

RENEVIER, E. 1890: Monographie géologique des Hautes Alpes vaûdoises. Mat. carte géol. Suisse 16.

RYKKEN, J. 1968: The nummulitic of the Nappe de Morcles. Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 89, 193–235.

SCHAUB, H. P. 1936: Geologie des Rawilgebiets. Eclogae geol. Helv. 29, 337–407.

SCHUHMACHER, J. 1948: Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. Eclogae geol. Helv. 41, 79–88.

STEFFEN, P. 1981: Zur Stratigraphie und Paläontologie des helvetischen Eozaens in der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. Unpubl. Diss. Univ. Bern.

STUDER, B. 1834: Bemerkungen zu einem Durchschnitt durch die Luzerner Alpen. N. Jb. Min., Geogr., Geol. 5, 405.

WANNER, M. 1987: Geologie des westlichen Bürgenstocks. Unpubl. Diplomarbeit Univ. Zürich.

Manuskript eingereicht 22. Dezember 1993
Revidierte Fassung angenommen 10. Mai 1994