Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 79 (1986)

Heft: 2

Artikel: Fazielle Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs während der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz

Autor: Burger, Hans

Kapitel: 4: Paläogeographische und sedimentologische Entwicklung des Schelfs

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165843

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: 16.07.2025

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

4. Paläogeographische und sedimentologische Entwicklung des Schelfs

Die Schelfentwicklung wird nachfolgend anhand von sechs paläogeographisch-faziellen Karten des untersuchten Schelfabschnitts verdeutlicht. Die darin verwendeten Fazieszonen sind in Abschnitt 3.3 definiert. Die Abwicklungsgrundlage ist gleich wie in Figur 2, die heutige Lage der 33 Profile geht aus Figur 1 sowie dem Profilverzeichnis im Anhang am Ende des Textes hervor.

Fazielle Modelle zur Beschreibung der unterkretazischen Sedimentationsgeschichte im zentral- und ostschweizerischen Helvetikum wurden schon seit langem entwickelt, insbesondere seien die Arbeiten von ARN. HEIM (1907), ARBENZ (1934), FICHTER (1934), BRÜCKNER (1951) und CAROZZI (1954) erwähnt. Durch verfeinerte fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungsmethoden sowie durch ein dichteres Profilnetz (insbesondere im Infrahelvetikum) konnte nun ein wesentlich detaillierteres Bild über den Ablauf der Schelfentwicklung gewonnen werden.

4.1 Schelfentwicklung während des Berriasian

Im Verlauf des Berriasian wurde der helvetische Schelf im Untersuchungsgebiet von zwei Entwicklungstendenzen geprägt: von der Progradation der Karbonatplattform gegen Südosten sowie von einer regressiven Phase mit einem Vorrücken der Küste meerwärts um mindestens 25–30 km.

Situation vor Ablagerung der Öhrli- und der Palfris-Formation

Während des ältesten Berriasian wurden im südlichen und im mittleren Ablagerungsbereich die oberen Zementsteinschichten abgelagert (DIEGEL 1973). Diese zeigen typische Merkmale von Sedimenten des Aussenschelf-Bereichs. Gegen den nördlichen Ablagerungsbereich hin sind die Zementsteinschichten kalkiger entwickelt und führen calciturbiditische Einschaltungen, wie beispielsweise den Gassen-Kalk. Diese Calciturbidite dürften aus dem südlichen Randbereich der Karbonatplattform in den Aussenschelf geschüttet worden sein.

Der Plattformrand, zum Teil mit Riffbildungen, lag im südlichen Teil des nördlichen Ablagerungsbereichs, während sich der Plattformabhang etwa im Übergang vom nördlichen in den mittleren Ablagerungsbereich befand (südlichste Mürtschen- und nördliche Axen-Decke). Der Innenschelf wurde von Seichtwasserkarbonaten aufgebaut, die lithologisch teilweise noch als Zementsteinschichten erkennbar sind, teilweise aus Kalken und dolomitisch-ankeritischen Kalken bestehen. Die zeitliche Äquivalenz dieser Karbonate (obere Teile des Tros-Kalks; «heller Quintner-Kalk» von BRÜCKNER 1937, «Graspass-Schichten» von MÜLLER 1938 und MAYNC 1938) mit den Zementsteingeschichten ist nicht nachgewiesen, jedoch sehr wahrscheinlich.

Noch vor Ablagerung der Öhrli-Formation kamen Teile des nördlichen Ablagerungsbereichs zumindest zeitweilig über das Meeresspiegelniveau zu liegen: Omissionshorizonte, verkarstete und dolomitisierte Sedimentoberflächen im Liegenden der Öhrli-Formation (vgl. Fig. 4).

Ablagerungszeit der Unteren Öhrli-Mergel

Während der Sedimentation der siltig-feinsandigen Unteren Öhrli-Mergel herrschte ungefähr die gleiche Schelfgliederung wie vorgängig beschrieben, hinzu kam jedoch eine deutlich verstärkte Anlieferung von terrigenem Detritus in den Schelf: feinkörniger

Fig. 9: LEGENDE ZU DEN PROFILEN

Mikrofazies - Typen: Legende Signaturen

- MF - Typ 1
- MF - Typ 2
- MF - Typ 3A
- MF - Typ 3B
- MF - Typ 3C
- MF - Typ 3D
- MF - Typ 3E
- MF - Typ 3F
- MF - Typ 3G
- MF - Typ 4A
- MF - Typ 4B
- MF - Typ 4C
- MF - Typ 5A
- MF - Typ 5B
- MF - Typ 6A
- MF - Typ 6B
- MF - Typ 7
- MF - Typ 8
- MF - Typ 9A
- MF - Typ 9B
- MF - Typ 10A
- MF - Typ 10B
- MF - Typ 10C

Lithologie, Sedimentstrukturen, Fossilien

Neben den gebräuchlichen Lithologie - Signaturen wurden verwendet:

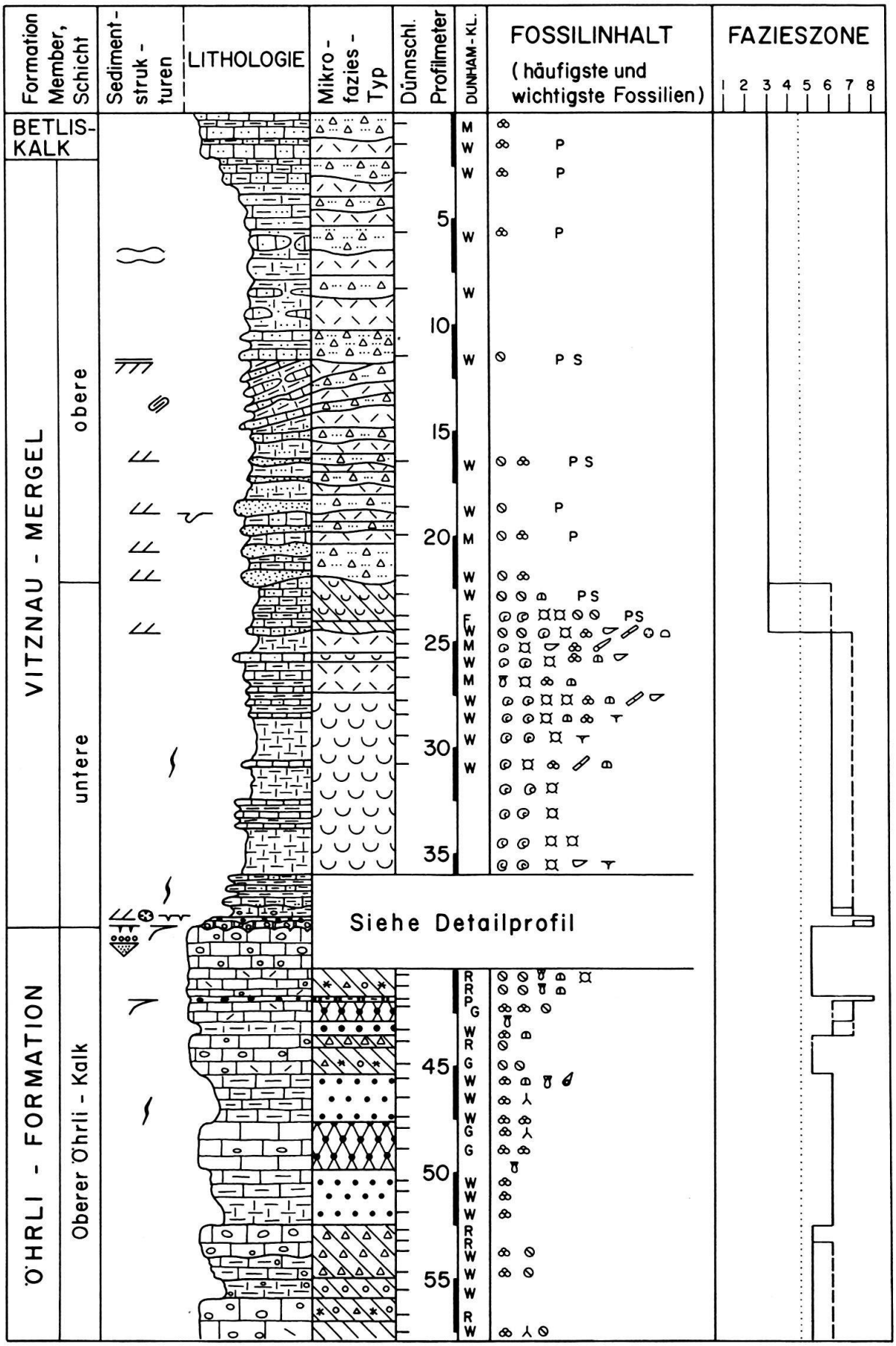
- Karbonatbrekzie
- gerundete, karbonatische Resedimente
- Residual - und Transgressions - konglomerat

- Paläokarst - Fläche
- Inkrustierte, z.T. angebohrte Fläche
- Omissionsfläche, Erosionshorizont
- Trockenrisse
- Fenstergefüge, birdseyes
- vadoser Silt
- Bodenmarken (casts)
- angebohrte Komponenten
- sedimentäre Diskordanz
- gradierte Schichtung
- Schräg- und Kreuzschichtung
- ausgeprägte Bioturbation
- Flaserstruktur Flaserschichtung
- Schichtung lateral unregelmässig
- Slump - Strukturen
- inverse Gradierung

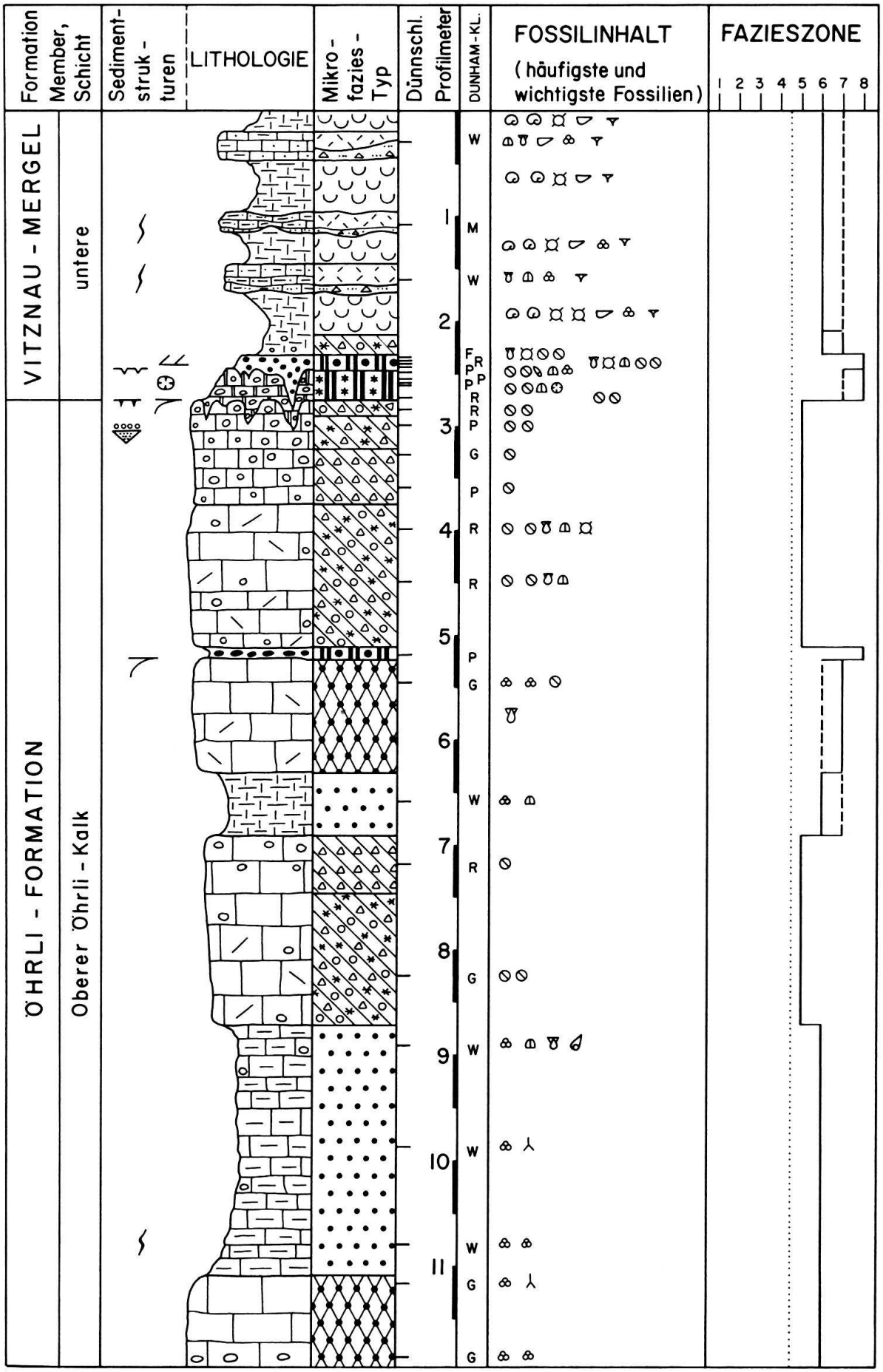
1 Fossilsymbol = Vorkommen häufig, aber unter 5%. 2 Symbole = über 5%

- Muscheln (allgem.)
- Austernschalen
- Serpuliden
- Brachiopoden
- Gastropoden
- Belemniten
- Echinodermen
- Bryozoen
- Kalkschwämme
- Spiculae
- Ostracoden
- Korallen und Hydrozoen
- Calpionellen
- gerundete Makrofossiltrümmer
- benth. Foraminif.: allgemein; haupts. Milioliden; haupts. Trocholinen
- Kalkalgen: allgemein; haupts. Dasycladac. und Codiac.; haupts. Rotalgen; haupts. Cayeuxia - Formen

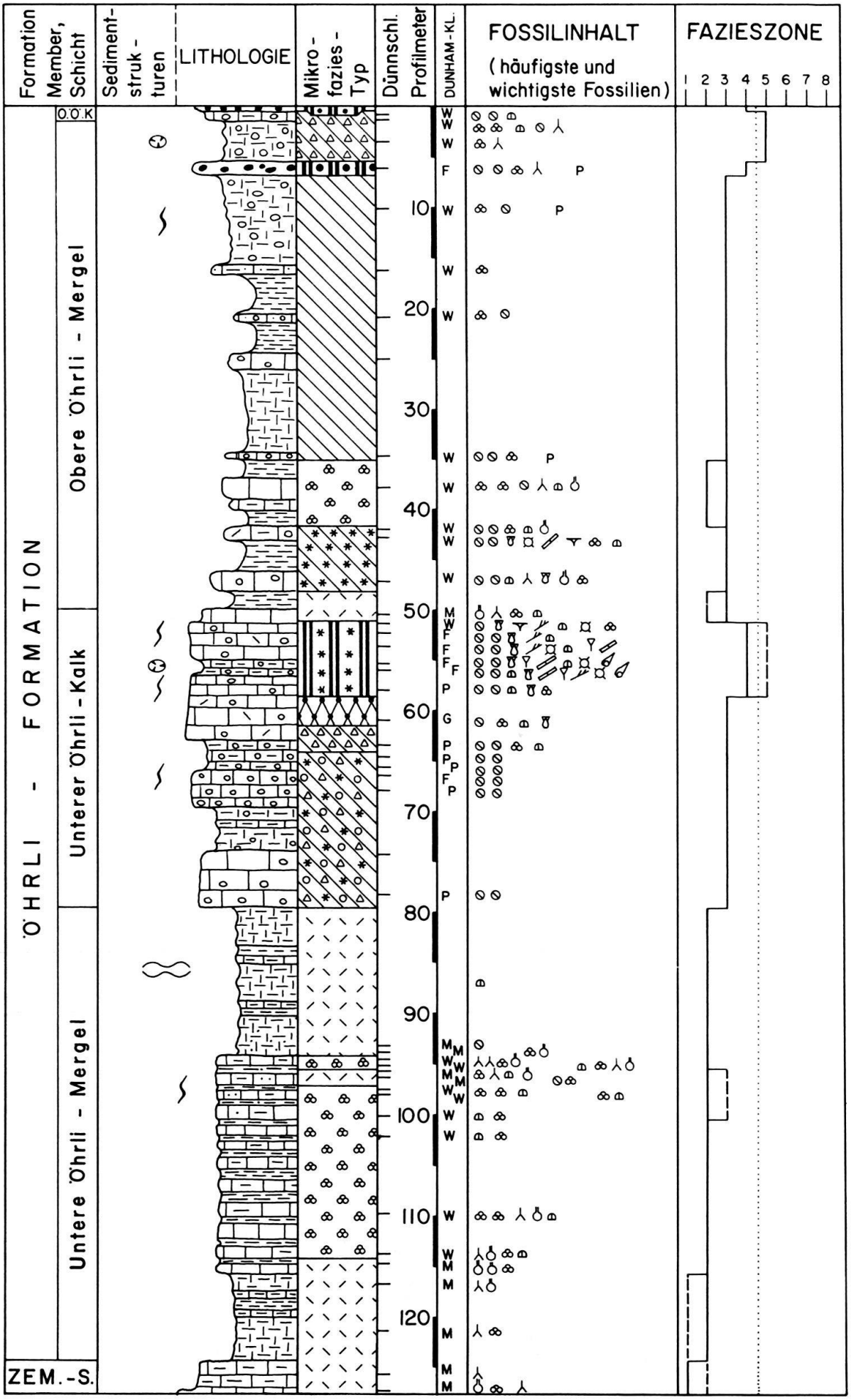
Profil VITZNAUERSTOCK (Nr. 1) Fig. 10



Detail aus Profil VITZNAUERSTOCK (Nr. 1) Fig. 11

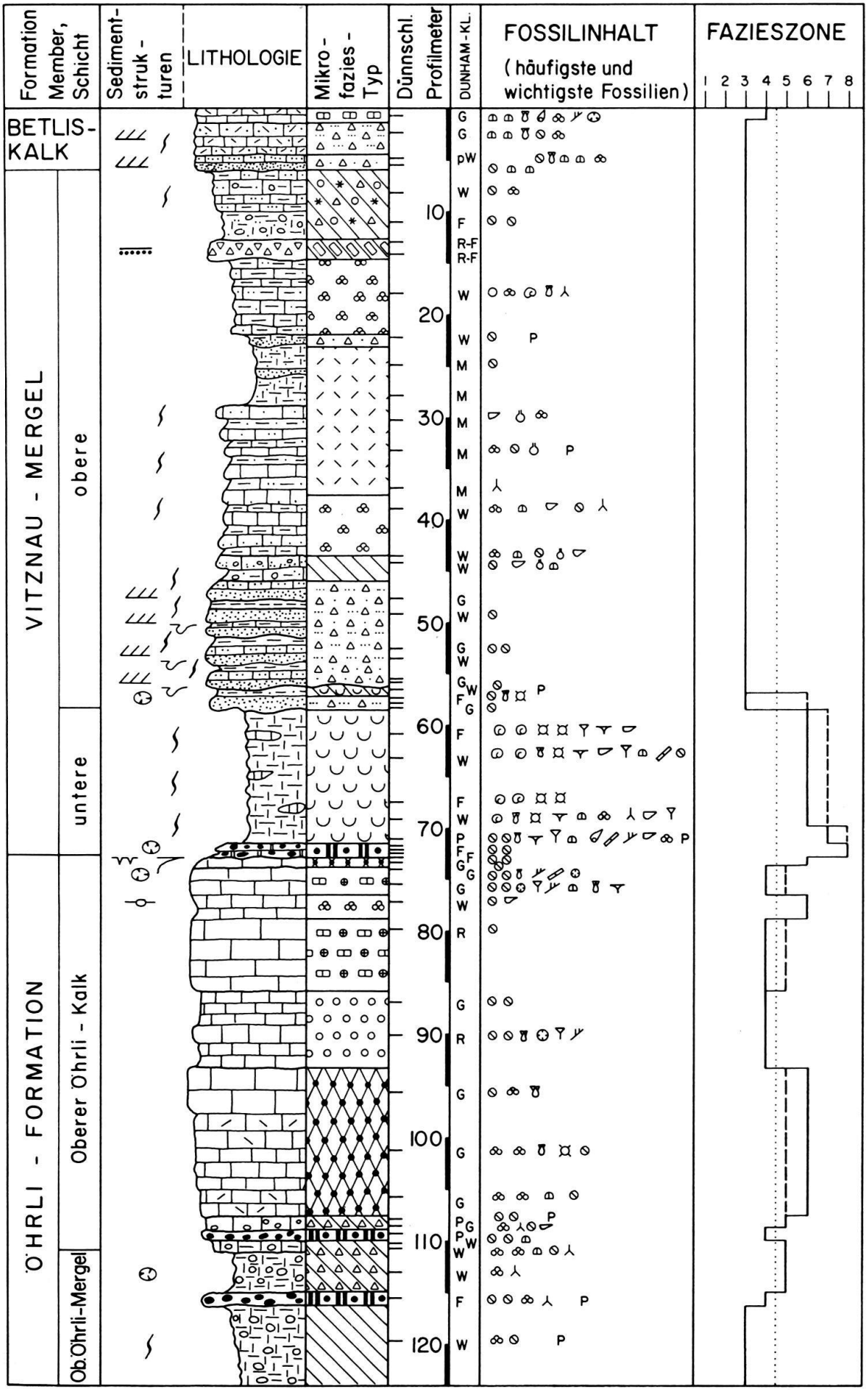


Profil DRÄCKLOCH (unterer Teil von Nr. 4) Fig. 12 a

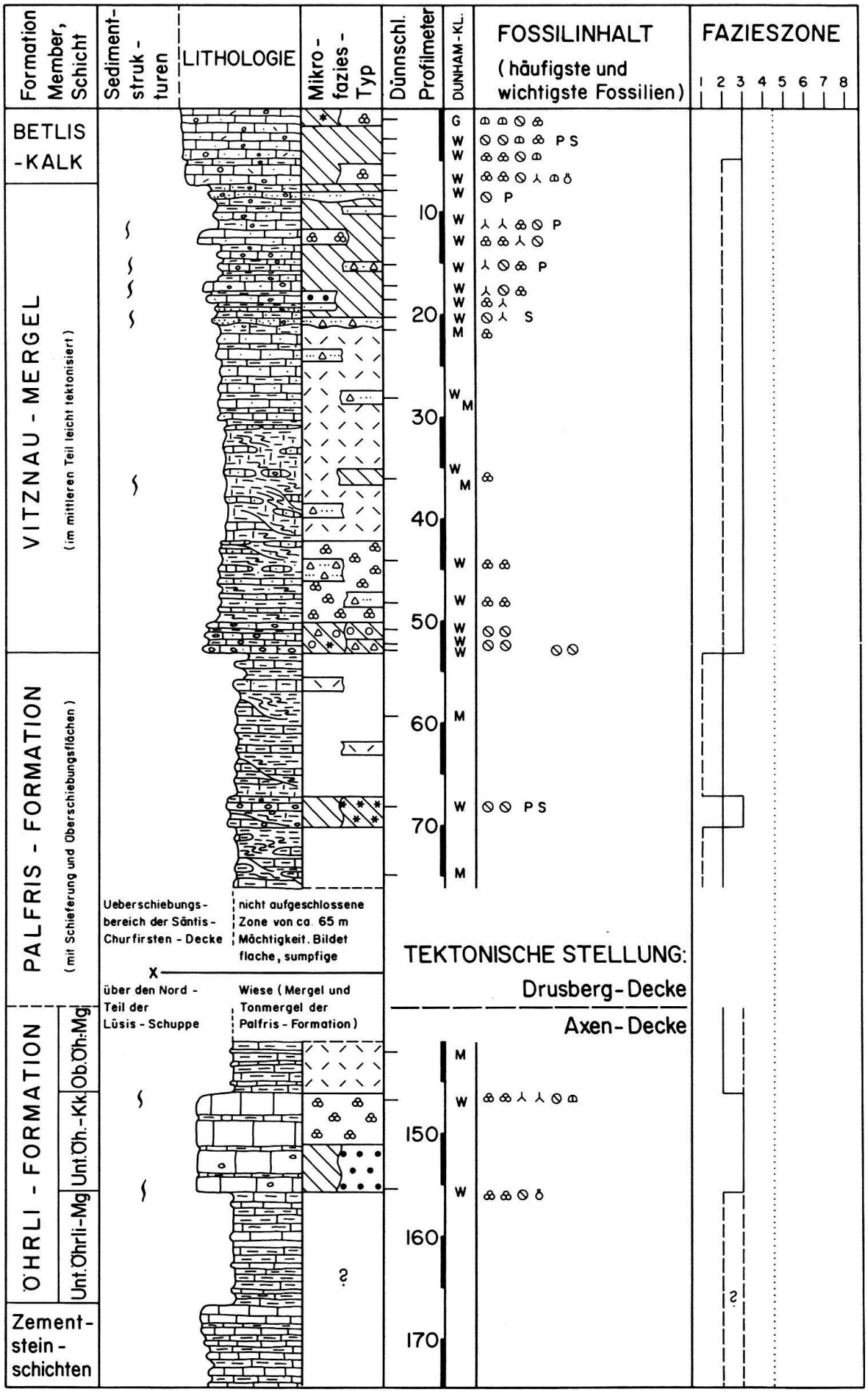


Profil DRÄCKLOCH (oberer Teil von Nr. 4)

Fig. 12 b

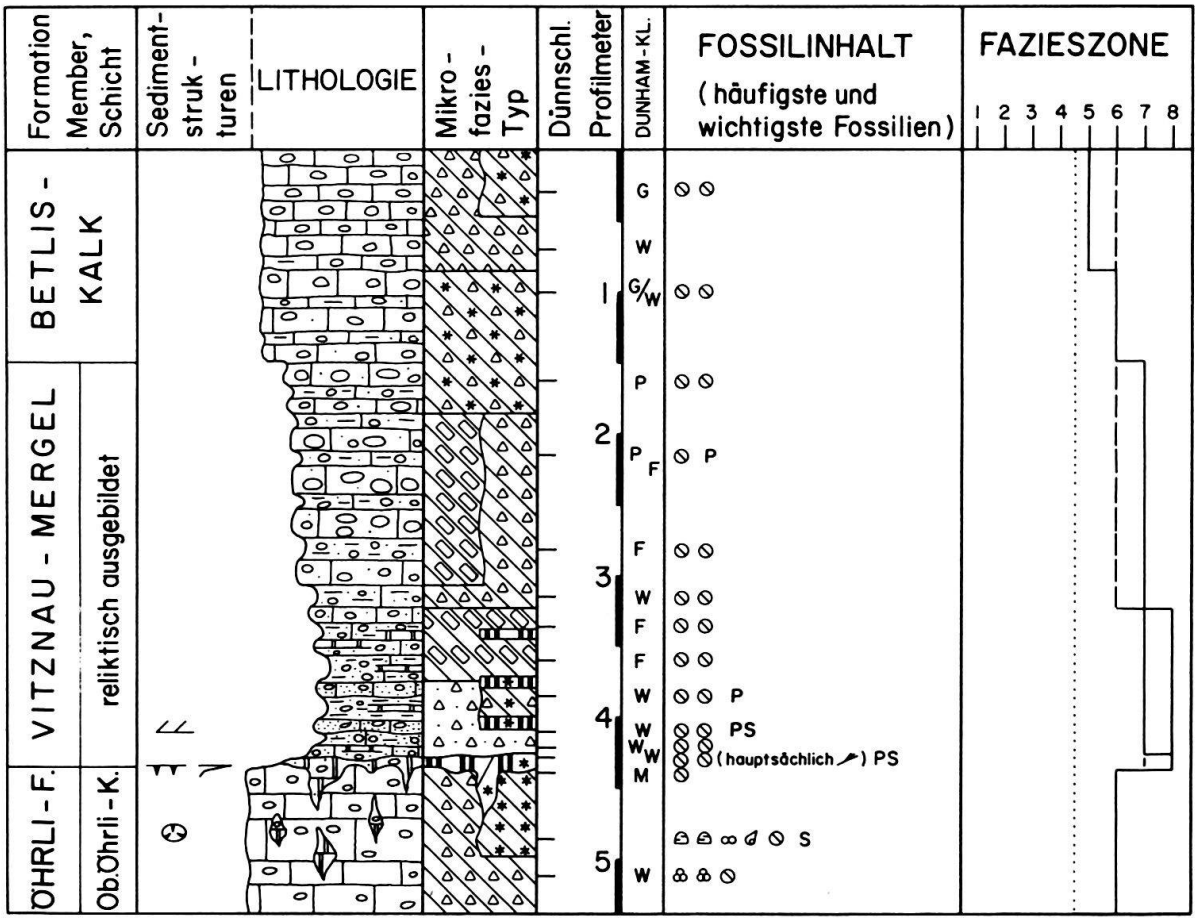


Profil PALIS - PLISA (Nr. II) Fig. 13



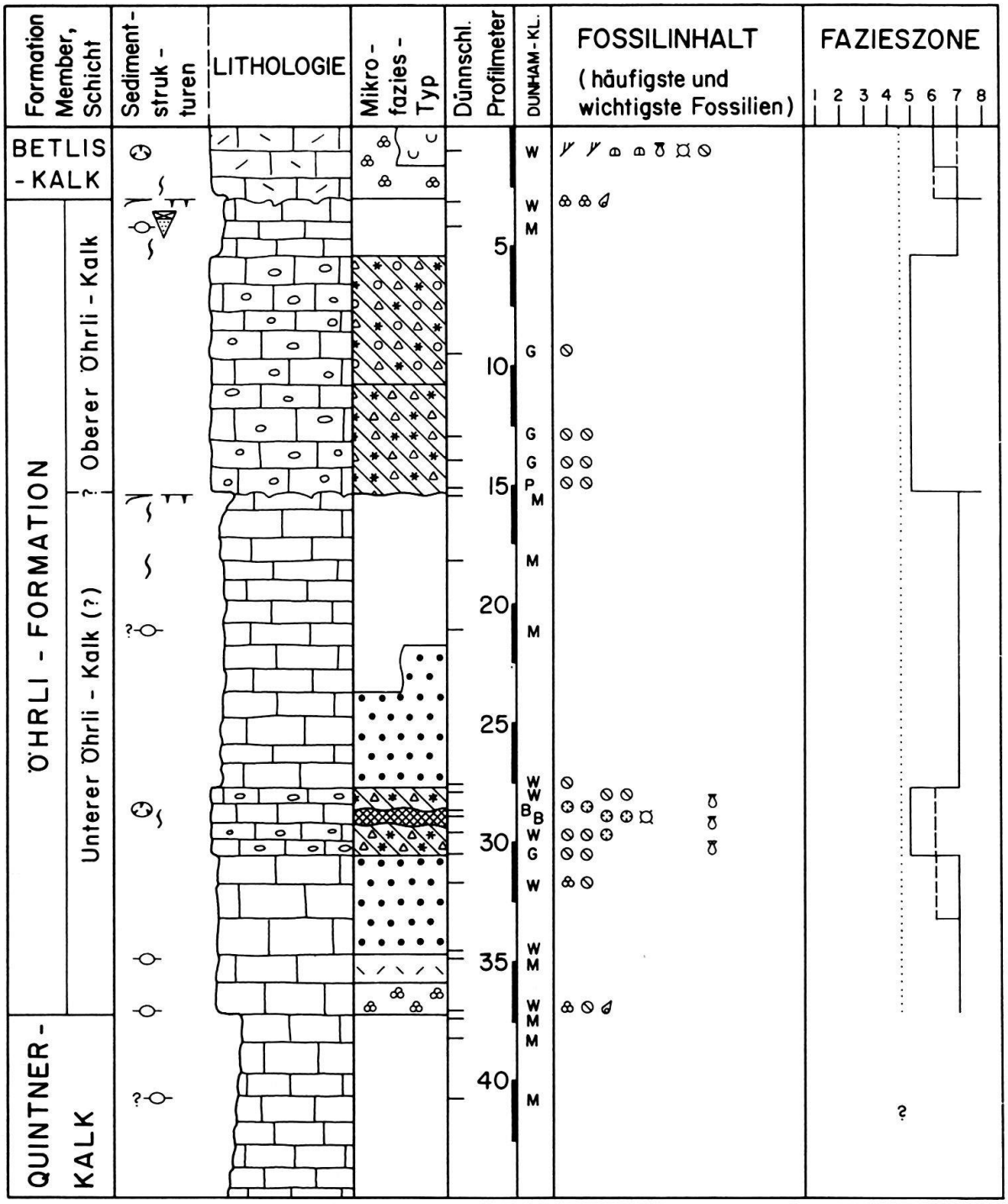
Lokalitäten der Profilaufnahme: oberhalb der Überschiebung Palis, unterhalb der

Profil MUSFALLEN (Detailprofil reliktische Vitznau-Mergel, Nr. 31) Fig. 14



Der oberste Teil des Oberen Öhrli-Kalkes ist verkarstet. Die mehrere dm tiefen Karst-Taschen und -Spalten sind mit einer dolomitisch-ankeritischen Karbonatmatrix gefüllt, worin auch konglomeratische und feinbrecciöse Komponenten von Öhrli-Kalk enthalten sind. In den basalen Schichten der reliktischen Vitznau-Mergel befinden sich ebenfalls grobe Öhrli-Kalk-Komponenten, neben Trümmern von Austernschalen und anderen Makrofossilien. Innerhalb der reliktischen Vitznau-Mergel nehmen von unten nach oben der Feinsand- und der Tongehalt, die Mächtigkeit der Mergelbänke sowie das Auftreten von dolomit- und ankerithaltigen Zwischenlagen relativ kontinuierlich ab.

Profil MUTTENCHOPF (Nr. 18) Fig. 15

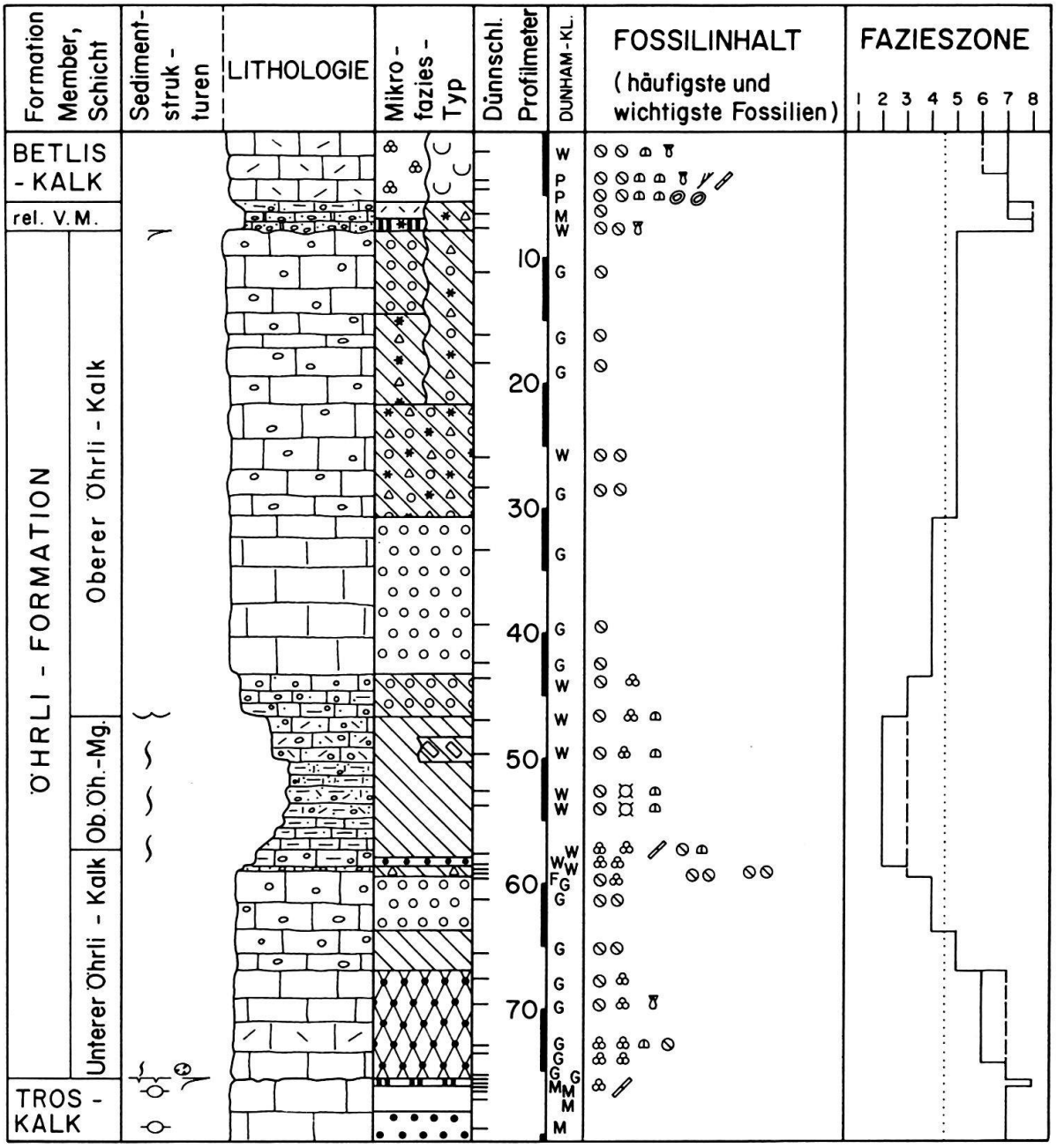


Profil stark tektonisiert, mit Längung von Komponenten, stellenweise mit Schieferung.

Ursprüngliche Mächtigkeit der Öhrli-Formation mindestens 60% grösser.

Wahrscheinlich wurde ein Teil der Sedimentstrukturen tektonisch verwischt und unkenntlich gemacht. Insbesondere sind Fazies und Sedimentstrukturen im Quintner-Kalk und in dessen Übergang zur Öhrli-Formation nicht mehr erkennbar.

Profil CHLI CHÄNEL (Nr. 23) Fig. 16

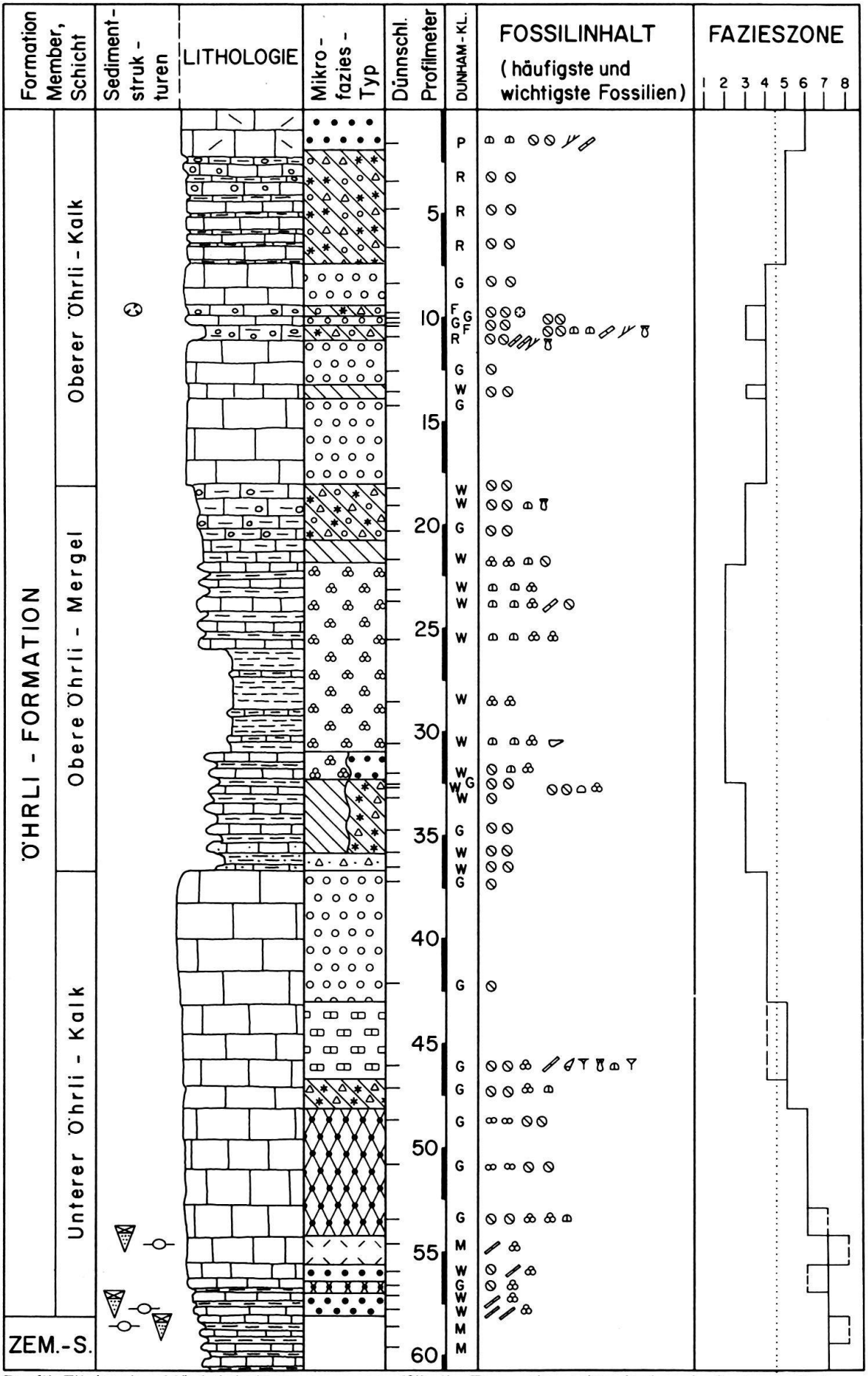


rel. V.M. = reliktische Vitznau - Mergel

Ob. Öh.Mg. = Obere Öhrli - Mergel

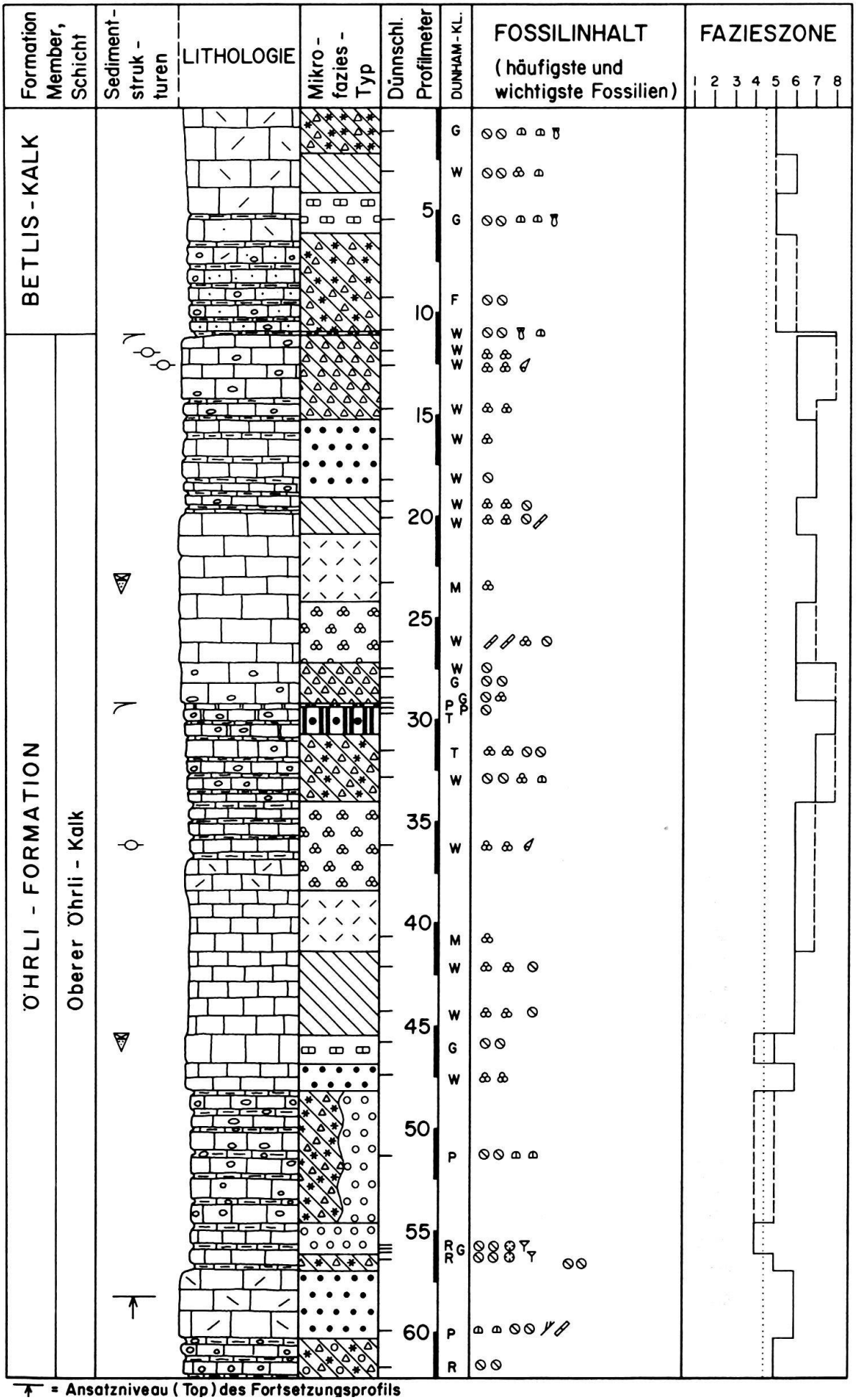
Ursprüngliche Mächtigkeit der Öhrli - Formation um etwa 1/3 bis 1/6 höher (Kalke leicht stylolithisiert, Mergel teilweise tektonisch ausgedünnt).

Profil FILZBACH, (unterer Teil von Nr. 25) Fig. 17 a



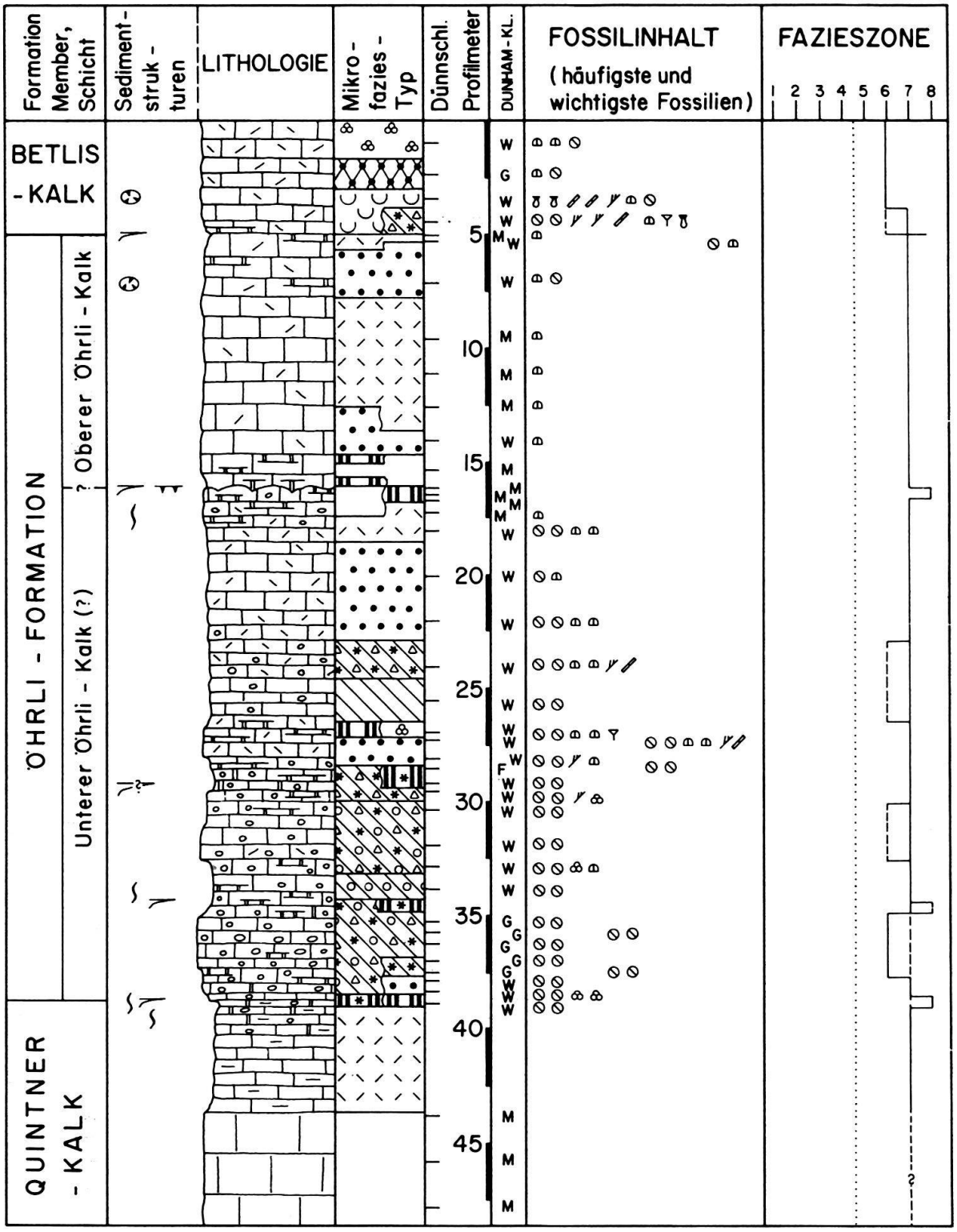
Profil Filzbach: Mächtigkeit der gesamten Öhrli-Formation tektonisch reduziert um mindestens 15-20% durch Drucklösung von Karbonat und Stauchung vom Mergeln

Profil FILZBACH (oberer Teil von Nr. 25) Fig. 17 b



↑ = Ansatzniveau (Top) des Fortsetzungsprofils

Profil FLIMSERSTEIN (Nr. 26) Fig. 18

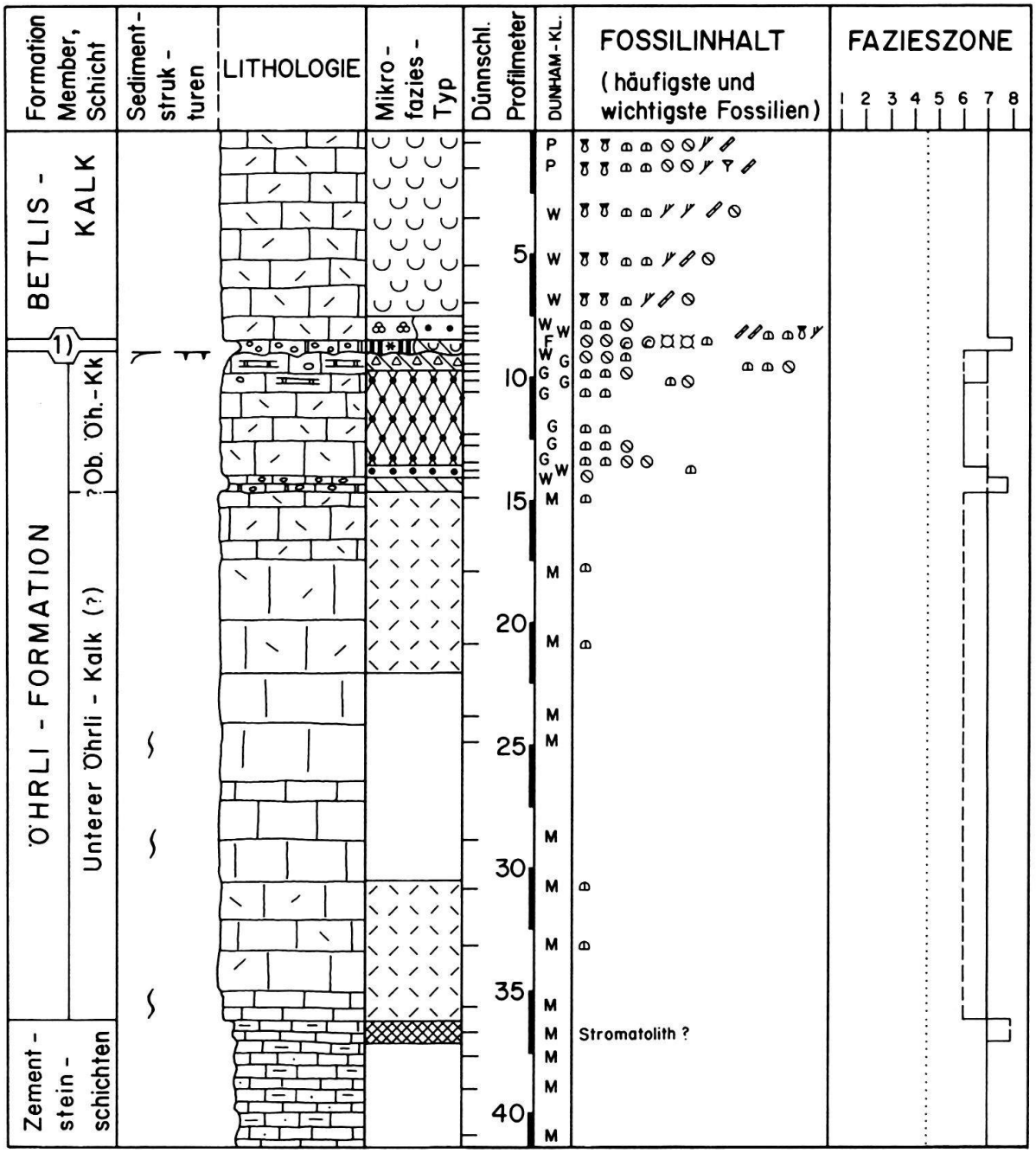


Ganzes Profil tektonisiert, Komponenten gelängt, Matrix mit Fliess-Strukturen.

Ursprüngliche Mächtigkeit der Öhrli-Formation mindestens 60-80% grösser.

Es ist anzunehmen, dass ein Teil der ursprünglich vorhandenen Sedimentstrukturen tektonisch verwischt und unkenntlich gemacht wurde.

Profil TERSOL (Nr. 28) Fig. 19



1) Reliktische Vitznau-Mergel

Der unter den Zementsteinschichten liegende Quintner-Kalk zeigt in seinen obersten 20 bis 30 Metern ein Milieu aus dem Intertidal und dem höheren Subtidal.

Die meisten Schichten der Öhrli-Formation wurden alpin-tektonisch überprägt, wodurch die ursprüngliche Mächtigkeit um etwa 30-50 % reduziert wurde, und wodurch möglicherweise weitere Sedimentstrukturen verwischt wurden.

Die oberste Serie der Zementstein-Schichten ist als Laminit ausgebildet; trotz Tektonisierung bleiben diverse Merkmale von Algen-Stromatolithen erhalten, so dass mit grosser Wahrscheinlichkeit ein Stromatolith die Zementstein-Schichten abschliesst.

Quarzsand, der in die Unteren Öhrli-Mergel einsedimentiert wurde, sowie vermehrt Tonminerale, die sowohl in den Öhrli-Mergeln als auch in der Palfris-Formation abgelagert wurden.

Während im mittleren Ablagerungsbereich sowie in südöstlichen Teilen des nördlichen Ablagerungsbereichs die Unteren Öhrli-Mergel als plattformrandnahe Aussenschelf-Sedimente abgelagert wurden, bildeten die übrigen Teile des nördlichen Ablagerungsbereichs eine Karbonatplattform. Auf dieser herrschte wechselweise Omission sowie Seichtwasser-Karbonatproduktion mit durchschnittlich geringer Sedimentationsrate (Unterer Öhrli-Kalk). Gleichzeitig wurde im südlichen Ablagerungsbereich die weitgehend sandfreie Palfris-Formation sedimentiert, sie repräsentiert die tieferen Regionen des Aussenschelfs.

Ablagerungszeit des Unteren Öhrli-Kalks (Fig. 20)

Bereits wird eine leichte Progradation der Karbonatplattform gegen SSE feststellbar: Der Plattformrand mit der Hochenergie- und Barrenzone erstreckte sich entlang der Südgrenze des nördlichen Ablagerungsbereichs. Während auf der Karbonatplattform

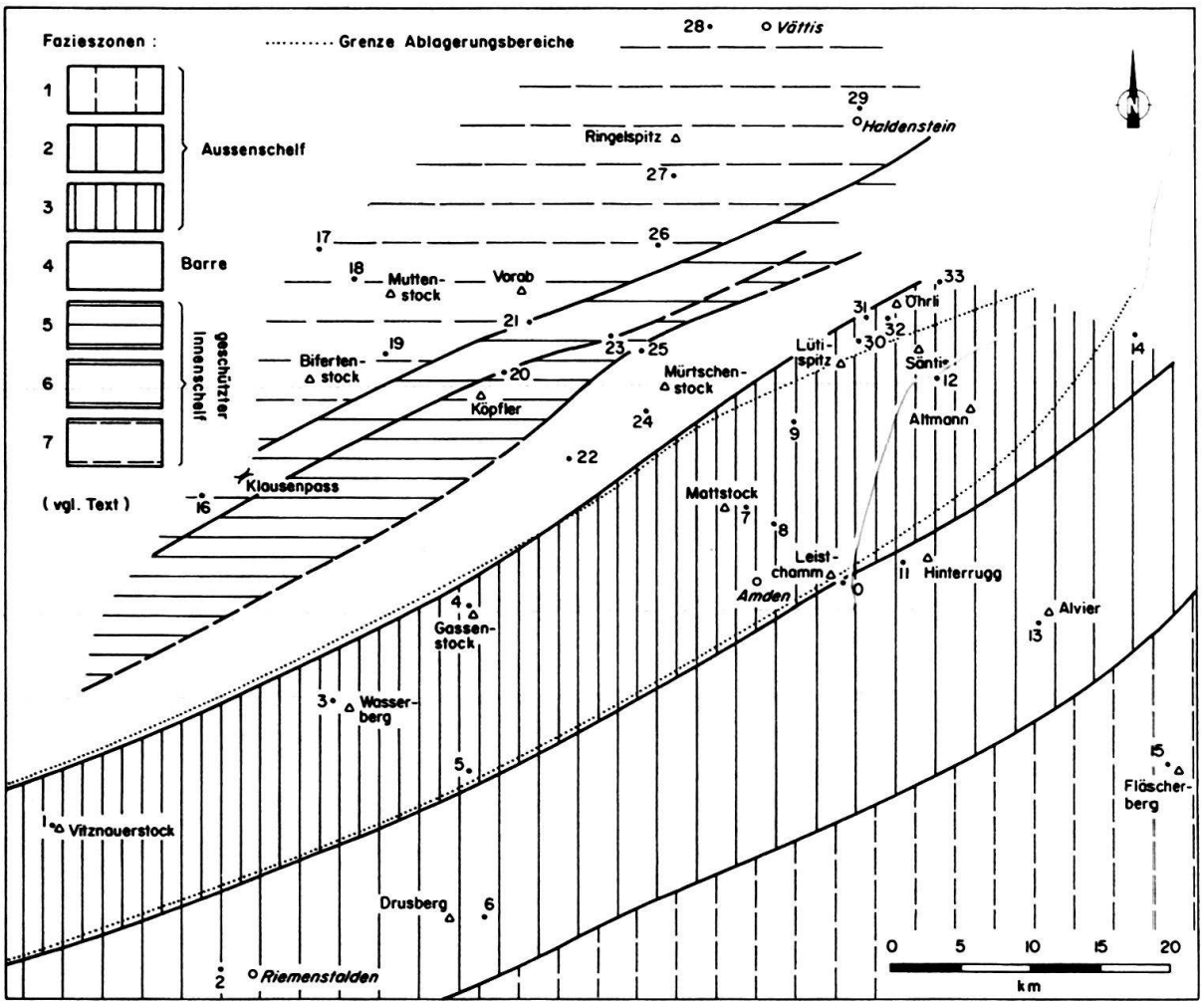


Fig. 20. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit des Unteren Öhrli-Kalks (bzw. der Palfris-Formation im Süden). Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

weiterhin Unterer Öhrli-Kalk des Flachwassertypus abgelagert wurde, bildete der mittlere Ablagerungsbereich einen rund 15 km breiten Plattformabhang, auf dem der Untere Öhrli-Kalk des Resediment-Typus entstand: Karbonatsande und Bänke mit konglomeratischen Komponenten wurden aus der Karbonatplattform ausgeschwemmt. Diese Resedimente wechsellagern mit komponentenärmeren Mikriten.

Im südlichen Ablagerungsbereich wurden weiterhin Sedimente des tieferen Aussenschelfs (Palfris-Formation) abgelagert. Einzelne dünnbankige Resediment-Ausläufer des Unteren Öhrli-Kalks reichten bis in die nördlichen Verbreitungsgebiete der Palfris-Formation.

Ablagerungszeit der Oberen Öhrli-Mergel

Gegenüber den oben beschriebenen Sedimentationsverhältnissen änderte sich zur Ablagerungszeit der Oberen Öhrli-Mergel (und der Palfris-Formation im Süden) wenig; erwähnenswert sind zwei Entwicklungen: Die Karbonatplattform progradierte um einige Kilometer weiter gegen SSE und erreichte den mittleren Ablagerungsbereich (vgl. Fig. 20 und 21). Zum zweiten schalteten sich im mittleren Ablagerungsbereich vermehrt mergelige Lagen zwischen die calciturbiditischen Lagen des Plattformabhangs. Allerdings führen auch diese Mergelzwischenlagen sehr viel karbonatische Resedimente (Profile Nr. 1, 4, 5, 9, 12, 30, 32, 33).

Damit setzen sich die Oberen Öhrli-Mergel aus einer unregelmässigen Wechsellagerung von Kalken und Mergeln zusammen, die beide reich an Karbonatsand sind, der von der Karbonatplattform in den Aussenschelf verfrachtet wurde. Somit unterscheiden sich im mittleren Ablagerungsbereich die Oberen Öhrli-Mergel vom Unteren Öhrli-Kalk lediglich durch eine intensivere Tonsedimentation. Gegenüber den Unteren Öhrli-Mergeln unterscheiden sich die Oberen Öhrli-Mergel lithologisch ebenfalls: Während die Unteren Öhrli-Mergel noch einige Prozent Quarzsand führen, fehlt dieser in den Oberen Öhrli-Mergeln praktisch vollständig, letztere führen jedoch bedeutend mehr und gröberen Karbonatsand.

Ablagerungszeit des Oberen Öhrli-Kalks (vgl. Fig. 21 und 22)

In diese Zeit fällt einerseits das weitere Vorrücken der Karbonatplattform gegen SSE über den gesamten mittleren Ablagerungsbereich hinweg und anderseits eine ausgeprägte Regression, verbunden mit einem Vorrücken der Küstenlinie bis tief in den mittleren Ablagerungsbereich hinein.

Im nördlichen Ablagerungsbereich setzt sich der Obere Öhrli-Kalk aus Seichtwasserkarbonaten des gesamten Plattform-Spektrums zusammen. In den paläogeographisch nördlichsten Teilen wurden vorwiegend Sedimente des Lagunen- und Küstenbereichs abgelagert, weiter südlich dominierten Bio- und Oosparite. Im gesamten nördlichen Ablagerungsbereich endet der Obere Öhrli-Kalk mit einer Omission, wobei es zu stellenweise tiefgreifenden Verkarstungen kam, verbunden mit einer Dolomitisierung der Sedimentoberfläche und einer partiellen Erosion der jüngsten Schichten des Öhrli-Kalks.

Im mittleren Ablagerungsbereich dominierten anfänglich noch Resedimente des Plattformabhangs; diese wurden von Flachwasserkarbonaten der progradierenden Plattform überlagert. In vielen Profilen kommt dies durch eine ausgeprägte «shallowing-

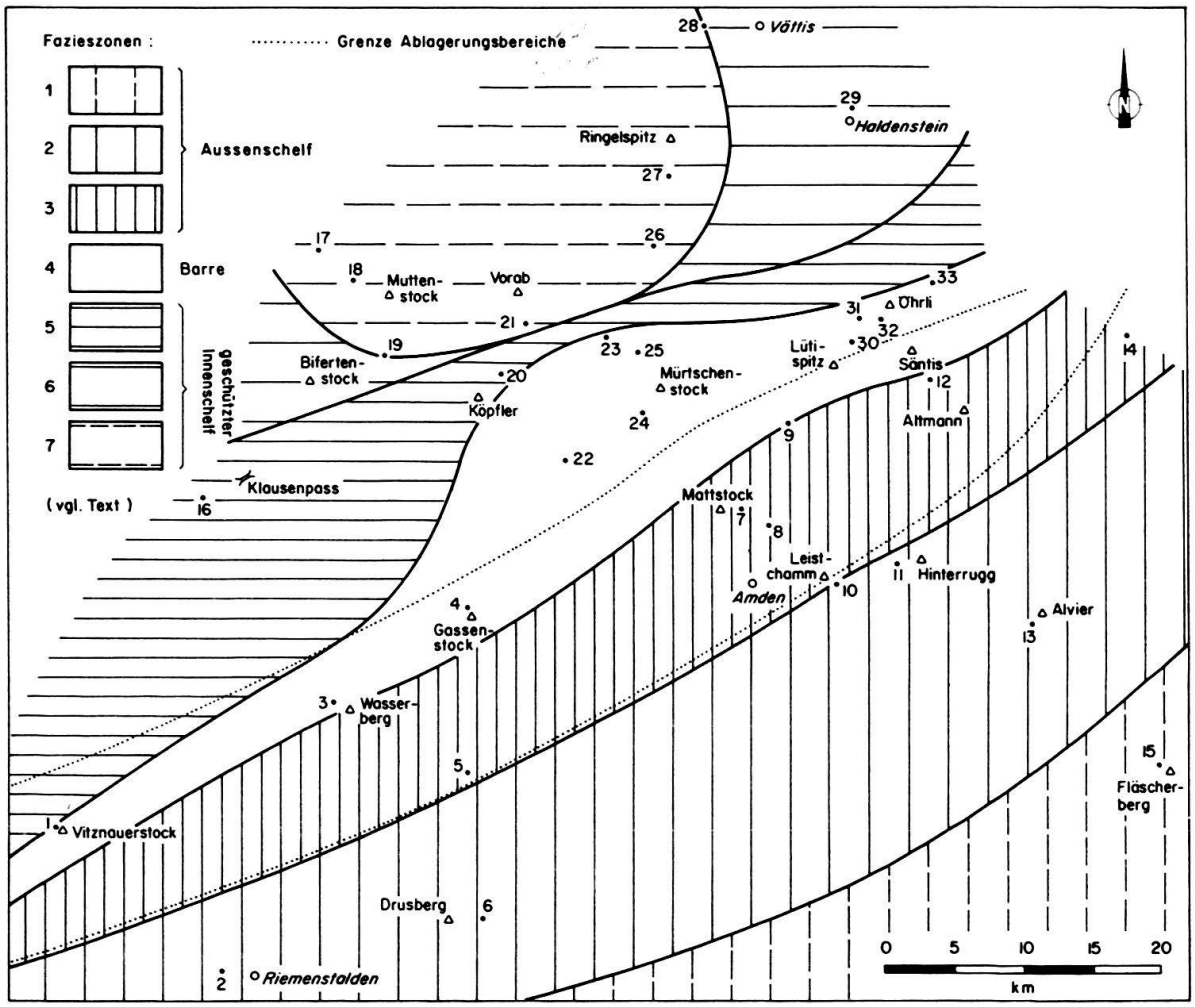


Fig. 21. Schelfgliederung zu Beginn der Ablagerungszeit des Oberen Öhrli-Kalks (bzw. der Palfris-Formation im Süden). Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

upward»-Sequenz des Oberen Öhrli-Kalks zum Ausdruck (vgl. Profiltafeln sowie Fig. 21–23).

Am Ende der Ablagerungszeit der Öhrli-Formation verlief der Südrand der Karbonatplattform etwa entlang der Südgrenze des mittleren Ablagerungsbereichs. Die Küstenlinie rückte infolge der Regression bis in den mittleren Ablagerungsbereich vor (Fig. 23). Dadurch entstanden in grossen Teilen des mittleren Ablagerungsbereichs die selben Omissions-, Dolomitisierungs- und Verkarstungserscheinungen wie im nördlichen Ablagerungsbereich. Besonders gut ist diese Omissions- und Verkarstungsfläche im Dach der Öhrli-Formation in den Profilen Nr. 1, 3, 4, 18, 20, 24, 28, 30, 31 und 32 zu beobachten.

Der südliche Ablagerungsbereich bildete den Aussenschelf und deckte sich mit dem Verbreitungsgebiet der Palfris-Formation. Die bis zum Südrand des mittleren Ablagerungsbereichs progradierende Karbonatplattform bewirkte, dass der Plattformabhang zunehmend in den südlichen Ablagerungsbereich verschoben wurde (vgl. Fig. 21–23). Dadurch gelangten karbonatische Resedimente in Form geringmächtiger Kalkbänke in die paläogeographisch nördlichsten Teile der Palfris-Formation (Profile 10, 11, 14). Diese Resedimente im oberen Teil der Palfris-Formation sind mengenmässig jedoch unbedeu-

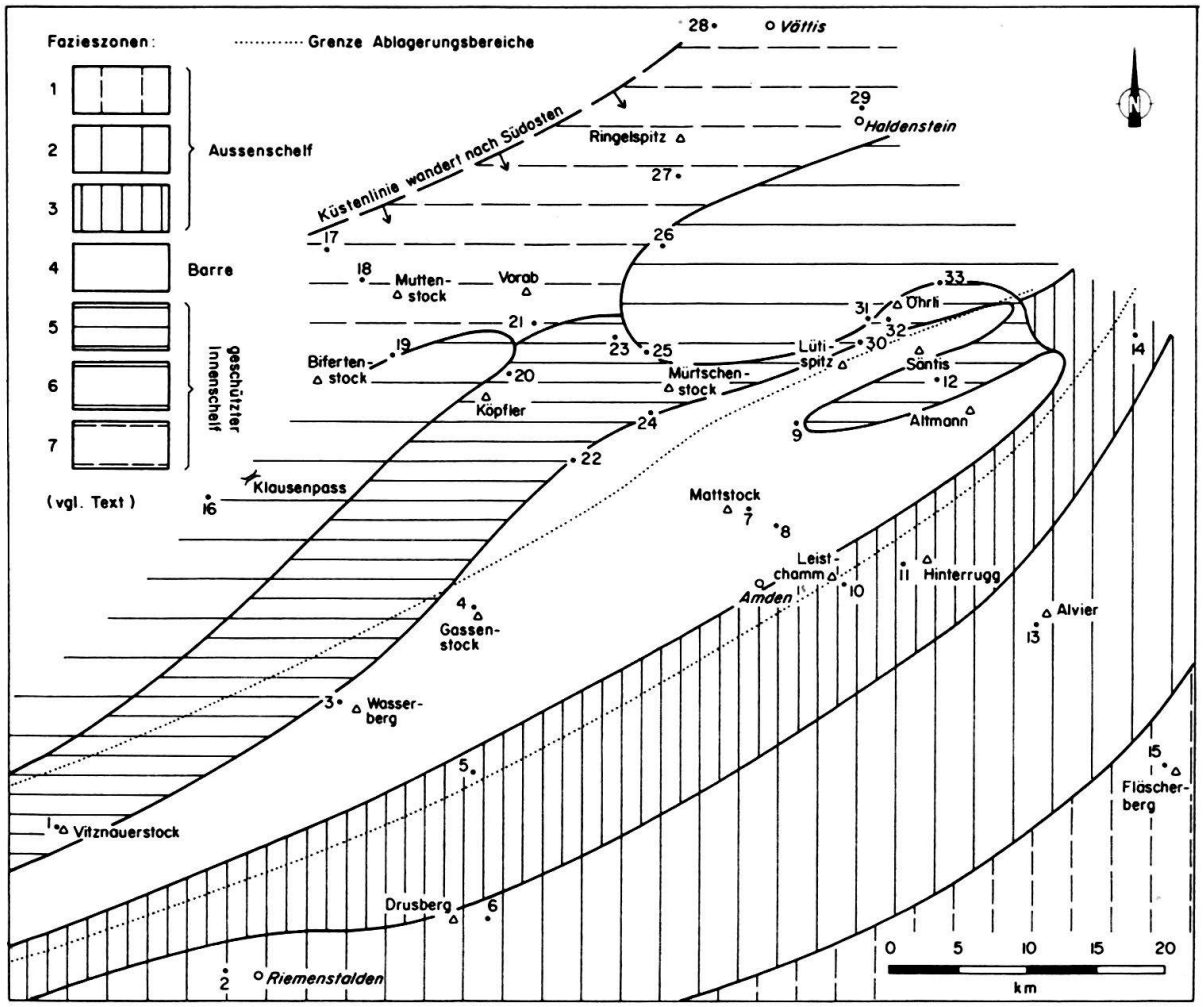


Fig. 22. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit des jüngsten Teils des Oberen Öhrli-Kalkes (bzw. der Palfris-Formation im Süden). Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

tend und keinesfalls vergleichbar mit jenen in der Öhrli-Formation des mittleren Ablagerungsbereichs. Dieser quantitative Rückgang der Resedimente dürfte wahrscheinlich eine Folge der Meeresspiegelsenkung und des Vorrückens der Küstenlinie gegen SSE sein, was eine enorme Verschmälerung der Karbonatplattform im spätesten Berriasian bewirkte. Diese auf einen Streifen von wenigen Kilometern verschmälerte Plattform (vgl. Fig. 23) vermochte dementsprechend weniger Karbonatsand in den Plattformabhang, d. h. in die Palfris-Formation, zu liefern.

4.2 Änderung der Sedimentationsbedingungen im Übergang Berriasian/Valanginian

Die Stufengrenze Berriasian/Valanginian deckt sich ungefähr mit der Formationsgrenze Öhrli-Formation/Vitznau-Mergel bzw. mit der Grenze Palfris-Formation/Vitznau-Mergel im südlichen Ablagerungsbereich (vgl. Abschnitt 2.1 sowie PANTIĆ & BURGER 1981). Dieser Übergang ist mit grossen faziellen Wechseln sowie mit einer generellen Änderung der Sedimentationsbedingungen verbunden. Als wesentlichste Ursachen dieser Änderungen werden eustatische Meeresspiegelschwankungen sowie Klimaveränderungen angenommen. Synsedimentäre Verwerfungstektonik kommt nicht als

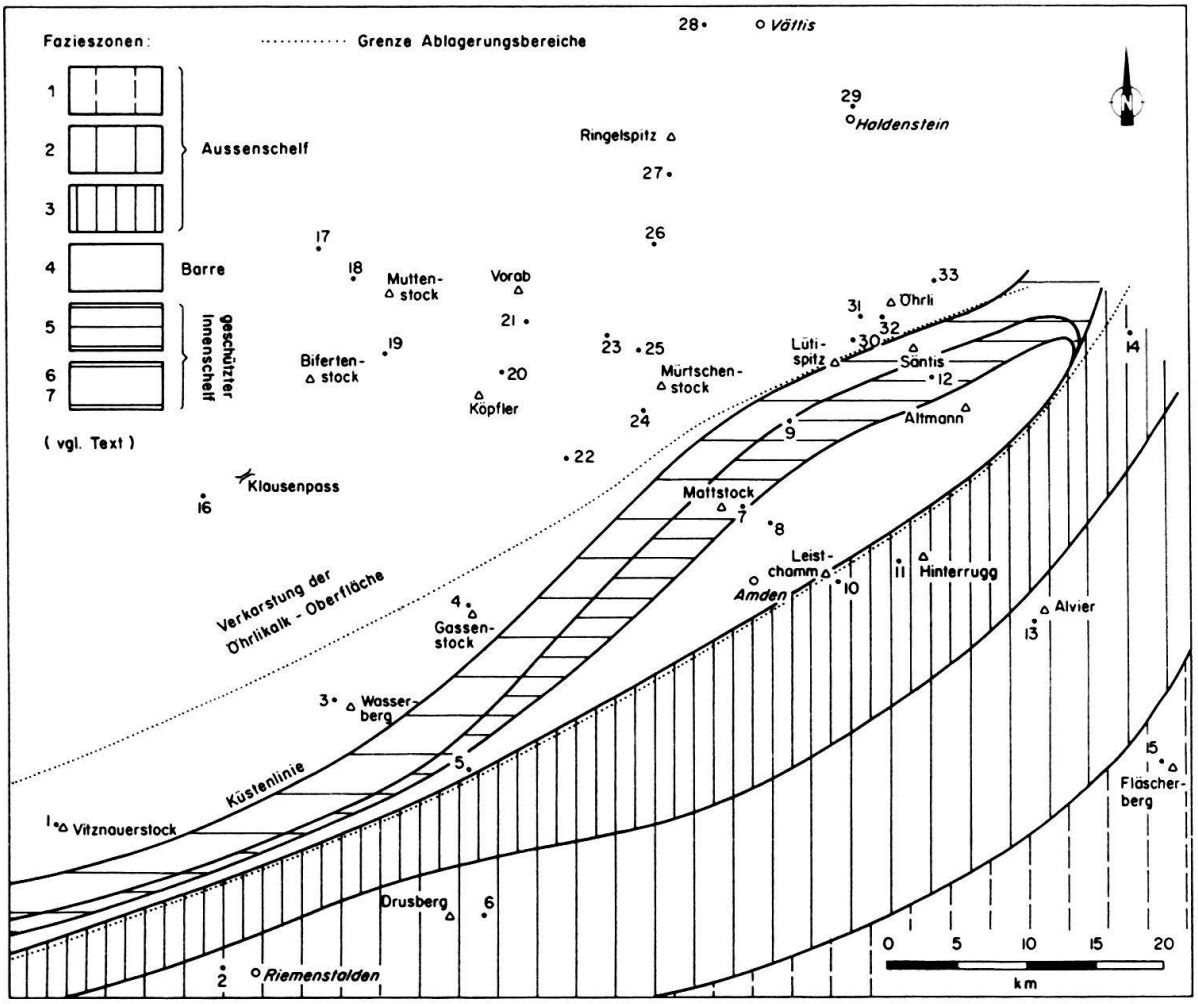


Fig. 23. Schelfgliederung vor Ablagerungsbeginn der Vitznau-Mergel. Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

Ursache dieser Sedimentationsänderungen in Frage, dürfte jedoch sowohl im Berriasian als auch im Valanginian für die unterschiedliche Entwicklung der drei Ablagerungsbereiche verantwortlich gewesen sein (Abschnitt 4.3).

Änderung des Schelfquerschnitts

Kurz vor Ablagerungsbeginn der Vitznau-Mergel besass der Innenschelf seine geringste Ausdehnung; er bildete ein schmales Band, das nicht einmal den ganzen mittleren Ablagerungsbereich umfasste (Fig. 23). Dahinter fand eine Verkarstung und Dolomitisation der Öhrli-Kalk-Oberfläche statt, begleitet von Residualkonglomerat-Bildungen und von Ansammlungen terrigenen Detritus. Mit dem Einsetzen der Sedimentation der Vitznau-Mergel verschob sich die Küstenlinie wieder in den nördlichen Ablagerungsbereich und rückte bis zum Ablagerungsbeginn des Betlis-Kalks so weit nach NNW, dass sie ausserhalb des heute aufgeschlossenen Infrahelvetikums zu liegen kam. Während der Ablagerungszeit der unteren Vitznau-Mergel vergrösserte sich zunächst nur die Plattform (mittlerer und nördlicher Ablagerungsbereich) in landwärtiger Richtung, mit dem Einsetzen der oberen Vitznau-Mergel verschob sich auch der Aussenschelf gegen NNW (Fig. 23–25).

Die Sedimentation der Vitznau-Mergel fällt somit zusammen mit einer Transgression, verbunden mit einer starken Ausdehnung des Schelfquerschnitts gegen NNW.

Fazielle Änderungen

Wie bereits in Abschnitt 2.3 beschrieben, beginnt mit dem Einsetzen der Vitznau-Mergel die Sedimentation regelmässiger, dünnbankiger Kalk-Mergel-Wechsellagerungen (Periodite, vgl. BURGER 1985, S. 169). Besonders regelmässig sind diese Periodite im Innenschelf ausgebildet, wo sie als austernreiche Flachwassersedimente die faziell andersartige Öhrli-Formation überlagern und von dieser meistens durch einen deutlichen Hiatus getrennt sind (Profile Nr. 1, 3, 4 des mittleren Ablagerungsbereichs).

Die Periodite treten auch im Aussenschelf in Form äusserst regelmässiger Kalk-Mergel-Wechsellagerungen auf, jedoch als komponentenarme und fossilarme Mikrite. Durch diese Aussenschelf-Periodite heben sich die Vitznau-Mergel markant von der tonreichen Palfris-Formation ab. Der scharfe lithologische Wechsel an dieser Formationsgrenze ist an sämtlichen untersuchten Aufschlüssen gut sichtbar, besonders bei den Profilen Nr. 6, 10, 11, 13 und 15.

Mit dem transgressiven Einsetzen der Vitznau-Mergel wurde der noch verbliebene schmale Teil des Barren- und Hochenergiebereichs von Sedimenten eines ruhigeren, jedoch nach wie vor untiefen Sedimentationsmilieus überlagert (Fig. 23 und 24).

Eustatische Meeresspiegelschwankungen

Für die Zeit der ältesten Kreide werden auch ausserhalb des Helvetikums grosse eustatische Meeresspiegelschwankungen beschrieben (HARDENBOL et al. 1981). Insbesondere wird eine weltweite, starke Regression am Ende des Berriasian angenommen, gefolgt von einer Transgression im Valanginian (VAIL et al. 1977a, b). Neuere Untersuchungen (MÖRNER 1980) zeigten, dass auch grössere kretazische Meeresspiegelschwankungen nicht immer eine weltweite Ausdehnung besassen und teilweise sogar an verschiedenen Orten gegensätzlich verliefen.

Dies führte aufgrund der vorliegenden faziellen Resultate zur Annahme, dass die relativ langsam verlaufende Tektono-Eustasie, die im Übergang Berriasian/Valanginian global als Regression, gefolgt von einer Transgression, verlief (PITMAN 1978), regional noch geoidal-eustatisch überlagert war. Die Geoidal-Eustasie kann schon innert kurzer Zeit grössere regionale Meeresspiegelschwankungen bewirken, in der Grössenordnung von ein bis zwei Dutzend Metern innerhalb von wenigen tausend Jahren (MÖRNER 1984). Dies würde den raschen faziellen Wechsel erklären, der mit dem Einsetzen der Vitznau-Mergel den gesamten mittleren Ablagerungsbereich erfasste.

Auch die innerhalb der Öhrli-Formation nachgewiesenen Meeresspiegelschwankungen, mit zum Teil deutlich ausgebildeten Omissionshorizonten, können teilweise ebenfalls gut mit Geoidal-Eustasie erklärt werden. Dabei wird besonders an kurze transgressive Zwischenphasen innerhalb von «shallowing-upward»-Sequenzen gedacht, die der Entwicklung als Folge der Progradation der Karbonatplattform zuwiderliefen.

Klimaveränderungen

Für die Zeitwende Berriasian/Valanginian wird in den paläoklimatischen Untersuchungen eine globale Abkühlung postuliert (PEARSON 1978, FRAKES 1979). Im Helvetikum besitzen wir für diese Zeit lediglich einen klimatischen Datenpunkt, er stammt aus den basalen Vitznau-Mergeln: Aufgrund der Palynomorphen-Assoziation kann für das küstennahe Hinterland des helvetischen Schelfs ein subtropisch-humides Klima angenommen werden (PANTIĆ & BURGER 1981).

Eine Korrelation dieser palynologischen Klimabestimmung mit den tonmineralogischen Ergebnissen der Untersuchung aller drei Formationen (BURGER 1982) erlaubt eine paläoklimatische Rekonstruktion für die Zeit des Berriasian und des ältesten Valanginian: Das stets gleichbleibende Mengenverhältnis Chlorit/Kaolinit im Tonmineralspektrum der Palfris- und der Öhrli-Formation weist auf eine im Berriasian ungefähr gleichbleibend hohe kontinentale Verwitterungstätigkeit im Hinterland des Schelfs hin. Alle untersuchten Profile der Vitznau-Mergel zeigen ein mit der stratigraphischen Abfolge kontinuierlich änderndes Tonmineralspektrum: Zunahme des Chloritanteils bei gleichzeitiger Abnahme des Koalinitanteils in der Abfolge von unten nach oben (vgl. BURGER 1982). Dieser Sachverhalt lässt sich am besten mit einer Abnahme der Verwitterungstätigkeit im Hinterland erklären, was auf eine im frühen Valanginian einsetzende Klimaveränderung hinweist: Das im Berriasian subtropisch-humide Klima wäre zu Beginn des Valanginian allmählich einem kühleren, evtl. auch trockeneren Klima gewichen.

Diese Klimawechsel-Interpretation würde nicht nur mit den paläoklimatischen Daten aus anderen Regionen gut übereinstimmen, sie fügt sich auch gut ins Bild einer nicht nur qualitativen, sondern auch quantitativen Zeitabhängigkeit der terrigenen Detrituszufuhr in den helvetischen Schelf (vgl. Abschnitt 6.1).

Wieweit die Klimaveränderung zu Beginn des Valanginian in einem kausalen Zusammenhang mit dem etwa gleichzeitig erfolgten Wechsel von einer regressiven in eine transgressive Phase steht, müsste durch überregionale paläogeographische Vergleiche abgeklärt werden.

4.3 Schelfentwicklung während des frühesten Valanginian (Fig. 24 und 25)

Das Einsetzen der Vitznau-Mergel markiert die Wende von einer regressiven zu einer transgressiven Phase der Schelfentwicklung sowie das Ende der Progradation der Karbonatplattform. Im frühesten Valanginian rückten die Küstenlinie und der Innenschelf vorerst nur bis zur Nordgrenze des mittleren Ablagerungsbereichs vor (untere Vitznau-Mergel). Der Aussenschelf dehnte sich erst später gegen Norden aus (obere Vitznau-Mergel) und machte ebenfalls an der Nordgrenze des mittleren Ablagerungsbereichs Halt. Kurz vor dem Einsetzen der Sedimentation des Betlis-Kalks kam auch der nördliche Ablagerungsbereich wieder vollständig unter den Meeresspiegel zu liegen.

Das schon im Berriasian erkennbare, im untersten Valanginian jedoch weit ausgeprägtere Zusammenfallen von Grenzen der Faziezonen mit den Grenzen der Ablagerungsbereiche dürfte zumindest teilweise auf synsedimentäre Verwerfungstektonik entlang der Grenzen der Ablagerungsbereiche zurückzuführen sein. Abgesehen von der lithostratigraphischen Ausbildung, teilweise auch vom faziellen und sedimentologischen Entwicklungsablauf des Schelfs, gibt es auch direkte Indizien auf aktive Verwerfungstek-

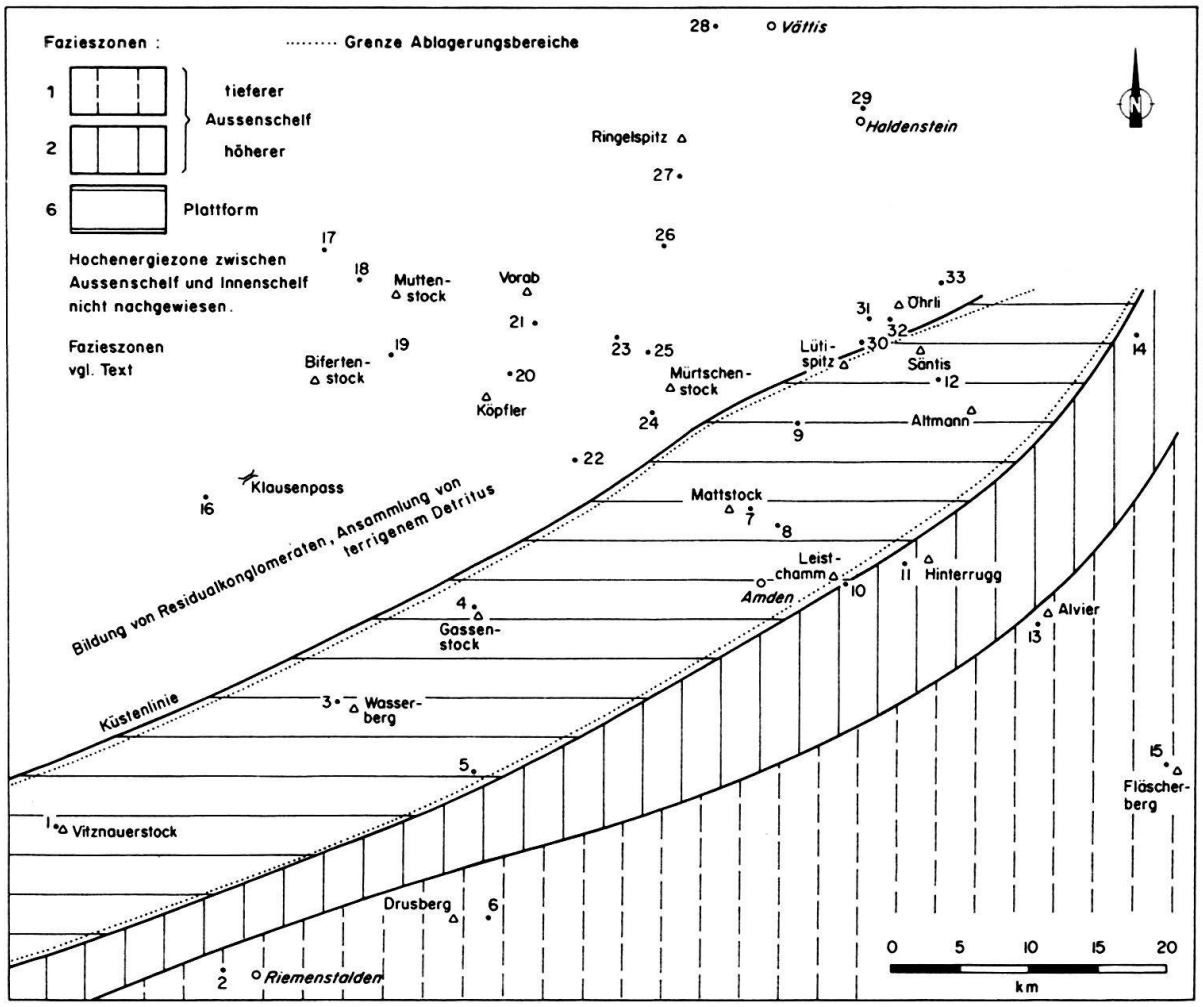


Fig. 24. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit der unteren Vitznau-Mergel. Bechreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

tonik: synsedimentäre Brekzienbildungen im Oberen Öhrli-Kalk (Profil 32), Slump-Strukturen und stratigraphische Diskordanzen in den Vitznau-Mergeln (mittlerer Ablagerungsbereich) sowie eine 2 m mächtige, gradierte Brekzie von nicht einmal kantengerundeten Öhrli-Kalk-Komponenten im obersten Teil der Vitznau-Mergel (Profil Nr. 4, das knapp südlich einer Ablagerungsbereichs-Grenze liegt). Einen detaillierten Überblick über die mesozoische Subsidenzgeschichte der einzelnen Schelfbereiche und den Einfluss synsedimentärer Tektonik auf die Schelfentwicklung im östlichen Helvetikum gibt FUNK (1985).

Ablagerungszeit der unteren Vitznau-Mergel (Fig. 24)

Während der Nordrand des Aussenschelfs ungefähr stationär blieb, dehnte sich der Innenschelf rasch bis zum Nordrand des mittleren Ablagerungsbereichs aus (Fig. 23 und 24). Dabei wurde der subaerische Teil der Öhrlikalk-Oberfläche diskordant überlagert, wobei sich dolomitisch-ankeritische Mikrite, zum Teil mit Transgressions- und Residualkonglomeraten, ausbildeten (basale Vitznau-Mergel). Die unteren Vitznau-Mergel erstreckten sich als faziell monotone, austern- und mikrofossilreiche Kalk-Mergel-Wech-

sellagerung über den gesamten mittleren Ablagerungsbereich. Obwohl diese unteren Vitznau-Mergel in einer untiefen Zone (euphotischer Bereich) abgelagert wurden, war das Milieu trotzdem überwiegend sauerstoffarm bis anoxisch, schon dicht unterhalb der Sedimentoberfläche sogar euxinisch (vgl. BURGER 1982, S. 402–404). Ein Hochenergiebereich ist für diesen Sedimentationszeitraum nicht nachgewiesen, d. h. nicht aufgeschlossen. Er dürfte als schmales Band an der Grenze mittlerer/südlicher Ablagerungsbereich gelegen haben.

Im südlichen Ablagerungsbereich bildeten sich zwar dieselben dünnbankigen, regelmässigen Kalk-Mergel-Wechsellagerungen wie weiter nördlich, jedoch ohne entsprechenden Komponenteninhalt. Diese monotonen, meist monomikritischen Vitznau-Mergel des Aussenschelfs besitzen weder einen austern- noch einen turbiditführenden Teil, weshalb sie sich nicht in eine untere und eine obere Serie gliedern lassen.

Ablagerungszeit der oberen Vitznau-Mergel (Fig. 25).

Die Küstenlinie durchquerte in dieser Zeit den gesamten nördlichen Ablagerungsbereich in Richtung NNW. Ausser einem basalen Transgressions- und Residualkonglome-

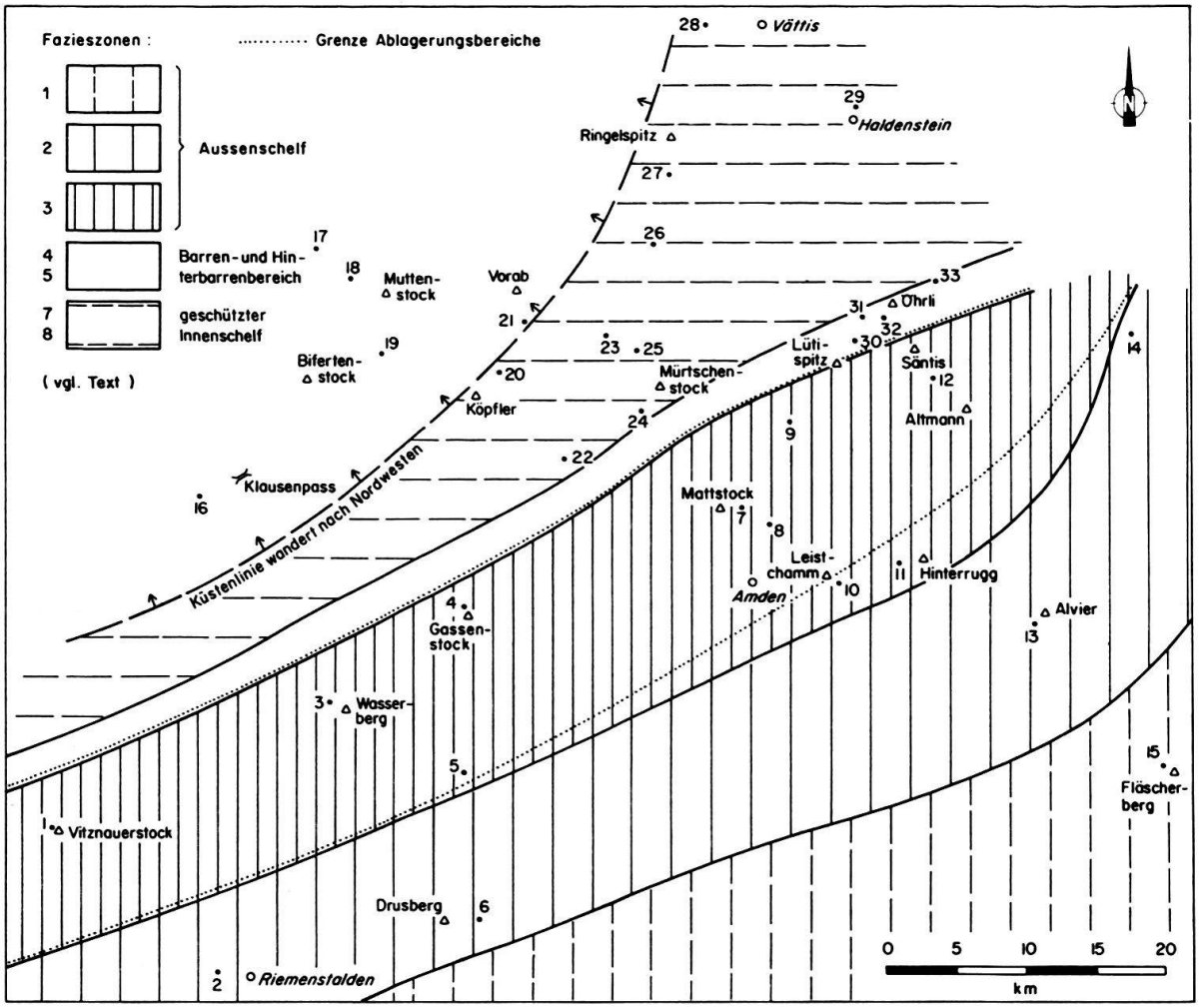


Fig. 25. Schelfgliederung zur Ablagerungszeit der oberen Vitznau-Mergel. Beschreibung der Fazieszonen in Abschnitt 3.3.

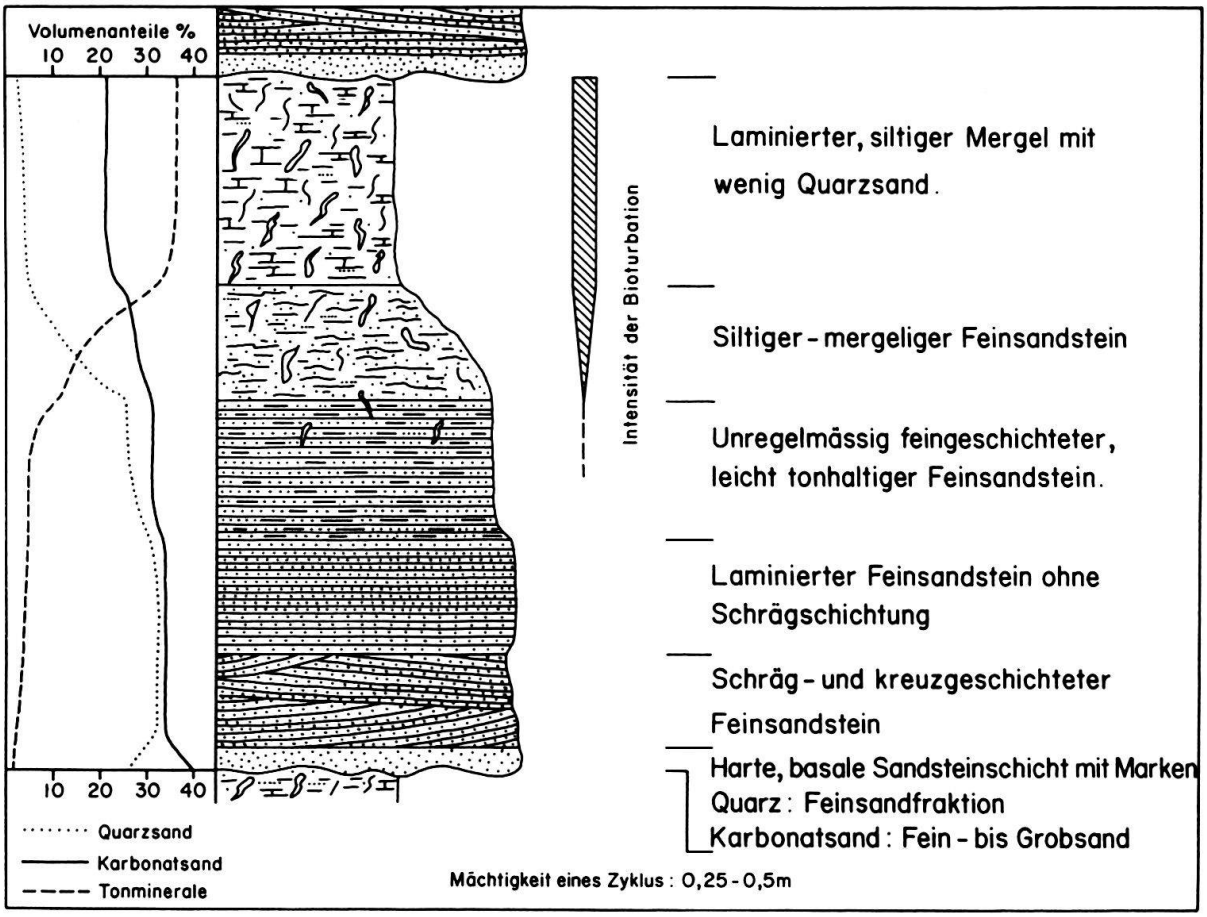


Fig. 26. Kleinturbidit aus dem basalen Teil der oberen Vitznau-Mergel: schematische lithologisch-sedimentologische Darstellung eines Zyklus.

rat sowie geringmächtigen, sandigen Kalk-Mergel-Wechsellagerungen (reliktische Vitznau-Mergel) blieb im nördlichen Ablagerungsbereich jedoch nichts von der Formation erhalten. In mehreren Aufschlüssen des Infrahelvetikums fehlen die Vitznau-Mergel sogar vollständig. An diesen Stellen wird die dolomitisierte, teilweise verkarstete Öhrlikalk-Oberfläche vom Betlis-Kalk diskordant überlagert (vgl. Fig. 15, 17, 18 sowie STRASSER 1979, 1982).

Auch der Aussenschelf und mit ihm der Plattformrand (Hochenergiezone) verschoben sich landwärts: Während sich letzterer dem Südrand des nördlichen Ablagerungsbereichs entlangzog, kam der gesamte mittlere Ablagerungsbereich in den Aussenschelf zu liegen. Dies war mit einer völligen Änderung der Sedimentationsbedingungen verbunden. Die austernreichen Flachwassermikrite wurden von austernfreien Mikriten abgelöst, die einerseits umgelagerten Karbonatsand aus dem Plattformbereich, anderseits quarz- und karbonatsandreiche Turbidite enthalten (Fig. 26).

Diese jeweils wenige Dezimeter mächtigen Turbidite sind in allen Profilen des mittleren Ablagerungsbereichs in grosser Zahl anzutreffen. Die unterste dieser Turbidit-Sequenzen bildet die Basis der oberen Vitznau-Mergel; gegen oben nimmt die Häufigkeit der Turbidite ab. Aufgrund ihrer stratigraphischen Stellung, ihrer lateralen Verbreitung

sowie der Abnahme ihrer Mächtigkeit und ihres Sandgehaltes gegen die offene Tethys zu muss angenommen werden, dass diese Kleinturbidite den gesamten mittleren Ablagerungsbereich von der landwärtigen Seite ausgehend überdeckten. Die Profile des proximalen Bereichs (Nr. 4, 9, 12) besitzen an der Basis jeder Turbiditsequenz 1–3 dezimetermächtige Sandsteinbänke mit Strömungsmarken und einer basalen, wenige Millimeter mächtigen grobkörnigeren Lage (BURGER & STRASSER 1981, Tf. 1). Darüber folgen schräg- und kreuzgeschichtete Sandsteinlagen, die von feinlaminierteren Lagen abgelöst werden und allmählich in Mergel übergehen (BURGER 1982, Fig. 5, sowie Fig. 26 dieser Arbeit). Die Profile des distaleren Bereichs (Nr. 1, 3, 7, 8) besitzen Turbidite mit weniger ausgeprägten Basalschichten, zudem sind Mächtigkeit und Sandgehalt der Turbidite geringer als im proximalen Bereich. Die Profile im Übergang zum südlichen Ablagerungsbereich (Nr. 5, 10 und 11) besitzen nur noch geringmächtige Sandlagen, basale Strömungsmarken fehlen.

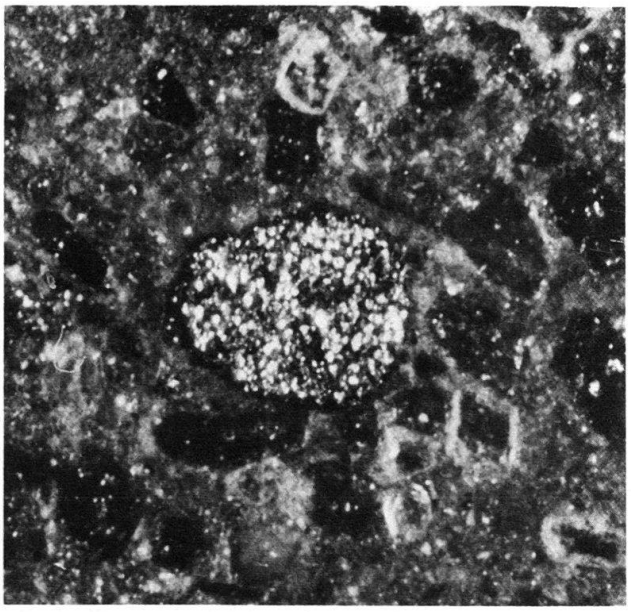


Fig. 27. Subaquatisch umgelagertes, transportgerundetes Pyritkorn (Bildmitte). Das Pyritkorn zeigt einen schmalen, oxidierten Verwitterungsrand und einen unverwitterten Innenbereich. Im selben Schliff diagenetischer, völlig verwitterungsfreier Pyrit. Vergrösserung × 140.

Ein besonderes Phänomen in den basalen, grobkörnigeren Lagen dieser Turbidite sind subaquatisch umgelagerte, gerundete Pyritkörner, die eine angewitterte (oxidierte) Schale und einen unverwitterten Kern besitzen (Fig. 27). Sie liegen im Dünnschliff unmittelbar neben frischen, frühdiagenetisch gebildeten Pyritkörnern, was eine postsedimentäre Oxidation der Körner ausschliesst. Diese vorwiegend im proximalen Bereich der Turbidite auftretenden, transportgerundeten, resedimentierten Pyritkörner dürften aus aufgearbeiteten, mit diagenetischem Pyrit durchsetzen Mergellagen des Innenschelf-Bereichs stammen. Die randliche Weiteroxidation der umgelagerten Pyritkörner wurde schon kurz nach der Resedimentation infolge des unter der Sedimentoberfläche vorherrschenden euxinischen Milieus gestoppt (BURGER 1982, S. 389 und 402). Die frühdiagenetische Pyritisierung erfasste auch einen Teil der umgelagerten Pyritkörner, wodurch diese randlich zumindest teilweise von neugebildetem Pyrit wieder umwachsen wurden.

Als Auslösungsmechanismus der Turbidite kommt eine verstärkte Subsidenz des mittleren Ablagerungsbereichs gegenüber dem nördlichen in Frage (antithetische Bruch-

staffeln infolge einer Zerrungstektonik). Dies würde auch das fast schlagartig veränderte Ablagerungsmilieu im Übergang untere/obere Vitznau-Mergel erklären: Durch das blockartige Absenken des mittleren Ablagerungsbereichs kam dieser milieumässig in den Aussenschelf zu liegen. Das plötzliche Vorhandensein des vielen Quarzsandes in den oberen Vitznau-Mergeln dürfte auf eine Mobilisierung von Küsten- und Deltasand durch das Absinken des mittleren Ablagerungsbereichs zurückzuführen sein (vgl. auch Kapitel 6).

Im Übergang vom mittleren in den südlichen Ablagerungsbereich enden die Turbiditsequenzen. Obwohl die Vitznau-Mergel des südlichen Ablagerungsbereichs im oberen Teil vereinzelt feinsandhaltige Lagen führen, ist eine Unterteilung in untere und obere Vitznau-Mergel nicht möglich.

5. Vergleichsmöglichkeit mit rezenten und kretazischen Schelfmeeren

Der untersuchte Schelfabschnitt des Helvetikums zeigt für die Zeit der frühesten Kreide Ähnlichkeiten mit rezenten Schelfmeeren. Bei einem näheren Vergleich, in dem neben Grösse und Querschnittgliederung auch die klimatischen Verhältnisse sowie das angrenzende Hinterland berücksichtigt werden, bleiben jedoch nur wenige rezente Schelfgebiete mit ähnlichen faziellen und sedimentologischen Verhältnissen (vgl. EMERY 1969, BLANCHET & MONTADERT 1981).

Im Vordergrund steht dabei neben dem südbrasilianischen Schelf im Abschnitt Vitória–Curitiba und dem venezolanischen Schelf vor allem der nordwestaustralische Sahul-Schelf (GINSBURG & JAMES, in BURK & DRAKE 1974). Dieser enthält im Abschnitt zwischen dem Kap Lévêque und dem Kap Londonderry viele Gemeinsamkeiten mit dem helvetischen Unterkreide-Schelf: Im Übergang zwischen einer kontinentalen Landmasse und einem relativ schmalen Ozean gelegen, besitzt er einen bis 160 km breiten, flachen, faziell reich gegliederten Innenschelf mit kleinen Inseln und geht über in einen rund 80 km breiten Aussenschelf (LOGAN et al. 1970). Dieser grenzt extern an den bathyalen Teil der Timor-See. Das Hinterland des Sahul-Schelfs wird im beschriebenen Abschnitt von einem 500 km tiefen Hügelland mit Erhebungen bis zu knapp 1000 m Höhe gebildet (Kimberley Hills). Dieses liefert terrigenes Verwitterungsmaterial zur Küste, das vergleichbar ist mit dem im helvetischen Unterkreide-Schelf angetroffenen (vgl. ANDEL & VEEVERS 1967, sowie Kapitel 6). Auch das Klima – subtropisch bis tropisch, überwiegend humid – stimmt in beiden Schelfgebieten gut überein.

Interessante Vergleichsmöglichkeiten ergeben sich auch mit kretazischen Schelfen, insbesondere mit solchen des Nordatlantiks (VON RAD & SARTI 1986): So beginnt im nordwestafrikanischen Schelf die äussere Karbonatplattform bereits im Berriasian blockweise abzusinken, ebenfalls vergleichbar ist dessen Schelfquerschnitt mit einer progradierenden Plattform. Sehr ähnlich auch die nachfolgende Entwicklung: Eine transgressive Phase seit Beginn des Valanginian, kombiniert mit weiterem blockweisem Absinken von Schelfabschnitten, brachte den grössten Teil dieser Karbonatplattform in den Aussenschelf zu liegen. Dadurch wurde die Entwicklung der Plattform weitgehend unterbrochen und die karbonatische Sedimentation durch eine siliziklastisch-hemipelagische Sedimentation abgelöst, mit Bildung von Hartgrund- und Turbidit-Lagen (VON RAD & SARTI 1986).