

## Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg)

VON WERNER PILLER UND HARALD LOBITZER \*)

Mit 3 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 91, 92, 123, 124, 125

Schlüsselwörter

*Loferer-Leoganger Steinberge  
Steinplatte  
Steinernes Meer  
Hochkönig  
Obertrias  
Karbonatplattform*

### Abstract

Reinvestigation of the Steinplatte reef-complex and microfacies studies in adjacent carbonate plateaus (Loferer- resp. Leoganger Steinberge, Steinernes Meer, Hochkönig) show that these areas were part of a continuous large carbonate platform during the Upper Triassic. The present situation — isolated massifs — is due to erosion, folding and faulting but not to Alpine nappe — tectonics. More detailed studies of the Steinplatte reef-complex generally confirm the description given by OHLEN (1959) but require a new facies-interpretation (Fig. 2).

### Einleitung

Mit der Bearbeitung des Steinplatte-Riffkomplexes wurde durch OHLEN (1959) in der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen die moderne Riff-Forschung eingeleitet. Das Steinplatte-Riff gilt seitdem als ein Modell obertriassischer Riffbildung und ist als solches in die internationale Literatur eingegangen (z. B. WILSON, 1975). Da aber in den vergangenen zwei Jahrzehnten ein großer Wissensfortschritt auf dem Gebiete der Riffbearbeitung zu verzeichnen war und bei OHLEN einige offene Fragen geblieben sind, schien eine neuerliche Untersuchung dieses Gebietes als wünschenswert. In den Jahren 1977 und 1978 wurde parallel zu der Überarbeitung des Steinplatte-Riffkomplexes auch damit begonnen, die südlich bzw. südöstlich anschließenden Obertrias-Karbonatplattformen (Loferer- und Leoganger Steinberge, Steinernes Meer, Hochkönig, Abb. 1) näher zu untersuchen. Die regionalen Zusammenhänge zwischen diesen Kalkplateaus sollen im folgenden Bericht eine vorläufige Darstellung erfahren.

### Steinplatte

Bereits erste Untersuchungen auf der Steinplatte (Abb. 1) zeigten, daß das von OHLEN (1959) aufgestellte Konzept prinzipiell richtig ist (Abb. 2): Über einem Sockel aus Hauptdolomit bzw. Kössener Schichten im NW und Dachsteinkalk im SE befindet sich der Steinplatte-Komplex, in dem eine Riffzone (im engeren Sinn), ein riffnahes und

\*) Anschrift der Verfasser: Dr. WERNER PILLER, Institut für Paläontologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/2, A-1010 Wien;

Dr. HARALD LOBITZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

rifferneres Hinterriff, ein Vorriff und ein dazugehöriges Becken unterschieden werden können. Diese Zonen weisen eine Streichrichtung von SW nach NE auf, und die Verzahnung der Faziesbereiche ist gut zu studieren, da der gesamte Bereich eine relativ ungestörte Lagerung aufweist, wenn man von einer Kippung nach N bis NE absieht.

Die Sedimente des Beckens werden durch Kössener Schichten repräsentiert, bei denen es sich im NW um feinkörnige, teilweise hornsteinführende, fossilarme, dunkle Kalke mit Mergelzwischenlagen handelt. Gegen SE (in Richtung zum eigentlichen Riff) werden diese Kalke unwesentlich heller, jedoch zunehmend grobkörniger und der Fossilinhalt, insbesondere Krinoidendetritus, nimmt deutlich zu. Außerdem treten die Mergellagen immer mehr in den Hintergrund, bis sie vollständig fehlen.

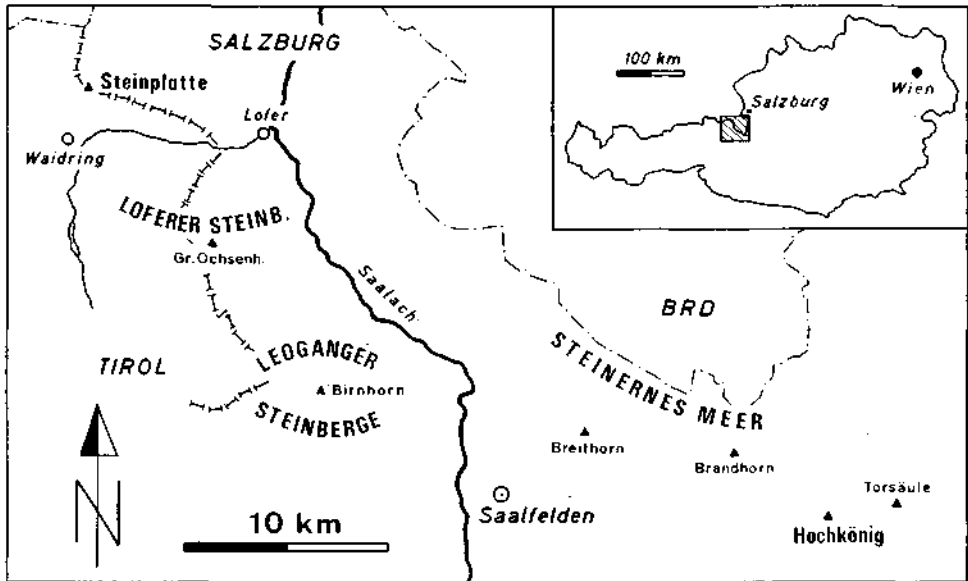


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes

Das Einfallen der Schichten, die im rifferneren Becken ziemlich flach liegen, wird gegen das Riff hin immer steiler und erreicht in den krinoidenreichen Kalken bis zu 35 Grad.

Weiter gegen SE zu finden sich dann in diesen Krinoidenkalken auch verschiedene Fragmente von Riffbildern, deren Häufigkeit gegen das Riff hin immer mehr zunimmt. Diese Zone ist dem Vorriff zuzuordnen. Die Ausdehnung dieses Bereiches deckt sich allerdings nicht mit der wie sie von OHLEN für das Vorriff angegeben wird: Die Grenzziehung zur Becken-Fazies, die wegen des fließenden Überganges unscharf ist, stimmt zwar mit der bei OHLEN überein, aber die Grenze zum eigentlichen Riff liegt wesentlich weiter im NW, nämlich noch mehrere hundert Meter NW des Steinplatte-Gipfels (Abb. 2). Außerdem sind in diesem Vorriffbereich keine Breccien vorhanden wie bereits VORTISCH (1926, S. 51f.) beobachtete. Die von OHLEN (1959) und ZANKL (1971) für diesen Bereich als typisch beschriebenen „Vorriffbreccien“ sind vielmehr in das riffnahe Hinterriff zu stellen!

Der Übergang von der Vorriff-Zone in das eigentliche Riff ist scharf ausgebildet

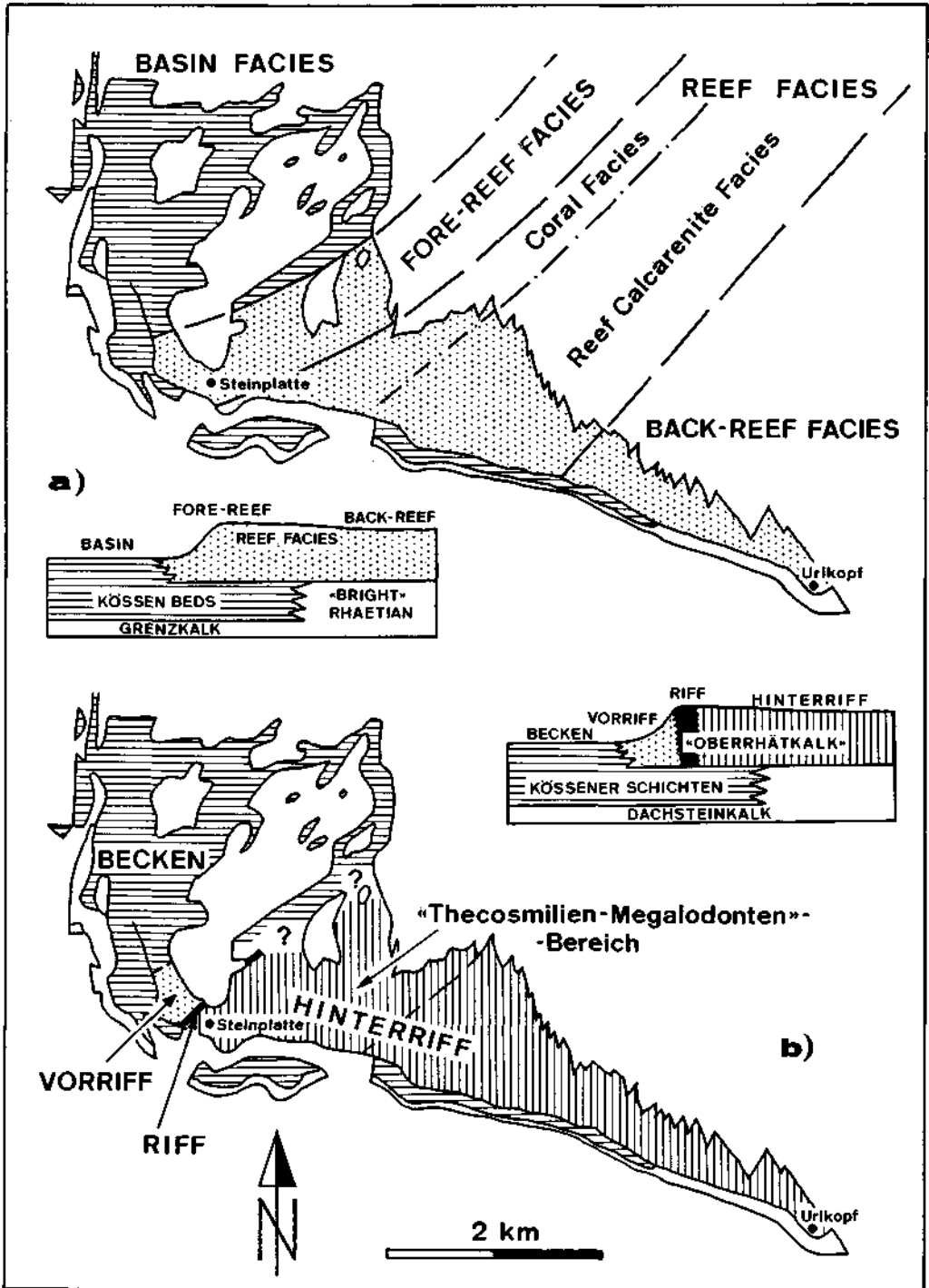


Abb. 2: Vergleich der Faziesverteilung des Steinplatte Riff-Komplexes. Kartenskizze nach HAHN (1910).  
 a) nach OHLEN (1959, Ausschnitt aus Taf. 2); b) Neufassung

und wird durch das Auftreten bivalvenreicher Krinoidenkalke charakterisiert, die teilweise als Lumachellen ausgebildet sein können. Auf diesen Lumachellenbereich, der nur eine Breite von wenigen Metern erreicht, folgt eine Zone, die durch eine reiche Fauna und Flora mit hoher Diversität gekennzeichnet ist. Neben verschiedenen Korallen („*Montlivaltia*“, „*Thamnasteria*“, „*Astraeomorpha*“, *Procycolites*, „*Thecosmilia*“ *clathrata* Form A sensu OHLEN 1959) ist vor allem die Häufigkeit von Sphinctozoen (*Salzburgia*, *Paradenigeria*, *Follicatena*) auffällig. Daneben sind Hydrozoen (*Spongiomorpha*, *Stromatomorpha*, *Disjectopora*), div. Bryozoen und Tabulozoen, Solenoporaceen, *Lithocodium* (= Problematikum A OHLEN), *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER sowie verschiedene Mikroproblematika sehr häufig. Die Breite dieser Zone ist ebenfalls relativ gering und erreicht, soweit bisher bekannt ist, maximal 50 Meter. Direkt anschließend folgt dann gegen SE ein Thecosmilien-gürtel, in dem die hochwüchsige „*Thecosmilia*“ *clathrata* Form B (sensu OHLEN 1959) alle anderen Organismen dominiert, und eine relativ dichte Hecke gebildet haben muß. Daneben sind noch die hochwüchsige Koralle *Pinacophyllum*, sowie als Riffbewohner die inkrustierende Foraminifere *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL häufig anzutreffen.

Diese Korallenbauten werden gegen SE zu etwas lockerer und relativ rasch sind zwischen den Thecosmilienstöcken auch Megalodonten zu finden. Auf Grund des Auftretens der Megalodonten, sowie der mikrofaziellen Ausbildung des Sedimentes (Detritus von Riffbildern der starke Mikritisierung zeigt, Onkoide) und der Foraminiferenfauna (große Involutinidae und Duostominidae) sind diese Gesteine bereits in den riffnahen Hinterriffbereich einzuordnen. Dieser riffnahe Hinterriffbereich beginnt ebenfalls noch NW des Steinplatte-Gipfels. Am Steinplatte-Gipfel selbst sind bereits Sedimente mit Megalodonten vorhanden. Hier ergeben sich also größere Diskrepanzen zwischen der Darstellung von OHLEN und der hier vertretenen Meinung, da OHLEN den Steinplatte-Gipfelbereich sogar noch in die Vorriff-Zone stellt und den „Thecosmilien-Megalodonten“-Bereich als Riff im engeren Sinn betrachtet (vgl. Abb. 2). Die Thecosmilien-Megalodonten-Vergesellschaftung bildet mit mehr als 1/2 km einen relativ breiten Bereich in dem außerdem noch Areale vorkommen, die eine Assoziation von Rifforganismen mit hoher Diversität zeigen, wie sie auch an der Riffvorderseite vorliegt. Diese Assoziationen haben sich offensichtlich in ruhigeren, wahrscheinlich etwas tieferen Bereichen innerhalb der Lagune ausbilden können.

Im SE und E dieses Thecosmilien-Megalodonten-Bereiches folgt dann eine Fazieszone, die durch gröberkörnige Arenite, die sparitisch zementiert sind, charakterisiert wird. Neben teilweise häufigen Megalodontenvorkommen sind auch hier Thecosmilienknospen und vereinzelt Areale mit Organismenassoziationen, die der vorderen Riffzone entsprechen, anzutreffen. An diese Arenitfazies, die hauptsächlich durch Detritus aus der Thecosmilien-Megalodonten-Zone gebildet wird, schließen sich Bereiche an, die der Grapestone-Fazies, der Pellet-Schlamm-Fazies oder der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies (sensu PILLER, 1976) zuzuordnen sind. Zu erwähnen ist dabei auch das Auftreten von höherem Ooidanteil in der Grapestone-Fazies südlich der Loferer Alm, sowie der hohe Anteil von Foraminiferen der Gattungen *Aulotortus* und *Triasina* in den anderen Faziesbereichen. In den östlichsten Anteilen (W Urkopf) konnten auch die ersten Algenstromatolithe gefunden werden, die dem Gezeitenbereich entstammen. Die genaue Faziesverteilung konnte bisher noch nicht festgelegt werden, am E-Rand (Urkopf) herrschen jedenfalls bereits feinkörnige Involutiniden-Kalke vor, in denen insbesondere die große Häufigkeit der Triasinen auffällt. Im E des Urkopfes befinden sich dann Dachsteinkalke, die zur höheren tektonischen Einheit der Reiteralm gehören und nur in den tieferen Partien sind Dachsteinkalke des Tirolikums vorhanden, die gegen E bzw. SE abtauchen.

Betrachtet man nun diese Verhältnisse auf der Steinplatte, so ergibt sich natürlich sofort die Frage, wohin und in welcher Form sich die Flachwasserlagune der östlichen Steinplatte fortsetzt. Dazu erscheint es zunächst notwendig, die südlich und südöstlich der Steinplatte liegenden Areale näher zu untersuchen (Abb. 1). Dabei kommt einem der in den Nördlichen Kalkalpen einmalige Glücksfall zu Hilfe, daß diese Gebirgsstöcke, nämlich die Loferer- und Leoganger Steinberge und das Steinerne Meer, innerhalb des Tirolikums ohne nennenswerte Störungen relativ autochthon zueinander liegen (vgl. TOLLMANN, 1969, S. 127).

### Loferer Steinberge

Als direkt an die Steinplatte im S anschließender Gebirgsstock wären zunächst die Loferer Steinberge zu beleuchten. Von FISCHER (1964) wurde hier seine bahnbrechende Arbeit über die Ablagerungsbedingungen und die Loferer Zyklik des gebankten Dachsteinkalkes durchgeführt. In jüngster Zeit war dieses Gebiet Ziel weiterer sedimentpetrographischer und auch erster isotopenchemischer Untersuchungen (GÖKDAG, 1974). Dadurch sind die Kenntnisse über diese Region bereits so groß, daß schon jetzt einige sichere Angaben über die regionalen Zusammenhänge möglich sind.

Die Basis der Loferer Steinberge wird wie die der Steinplatte von Hauptdolomit gebildet. Dieser Hauptdolomit wird durchgehend von gebanktem Dachsteinkalk überlagert der hier die typische Ausbildung der Loferer Fazies erkennen läßt. Das Basisglied A zeigt meist einen grünen, tonigen Kalk, der häufig aber keine eigenständigen Bänke bildet, sondern nur als Hohlraumfüllung im darunterliegenden Glied C auftritt (vgl. GÖKDAG, 1974, S. 11f.). Glied B tritt ziemlich regelmäßig auf, kann relativ große Mächtigkeiten (2—3 m) erreichen, und ist größtenteils durch Algenstromatolithe vertreten. Häufig treten auch Prismen- und Blattrisse auf, wie sie ausführlich von FISCHER (1964) und GÖKDAG (1974) beschrieben wurden. Die Bänke, die zu Glied C zu stellen sind, zeigen meist Bio- oder Biopelmikrite, in denen sich eine große Zahl von Megalodonten befindet; sie stellen teilweise reine Involutinidenmikrite dar. Nur in den hangendsten Partien treten auch Korallenstöcke („*Thecosmilia*“) häufiger auf.

### Leoganger Steinberge

Eine den Loferer Steinbergen vergleichbare Situation liegt in den Leoganger Steinbergen vor, die bisher aber noch nicht in fazieller Hinsicht untersucht wurden. Auch hier wird die Basis des Massivs, das eine Kippung nach N bis NE aufweist, von Hauptdolomit gebildet, der an der Südseite, bedingt durch die Kippung, relativ weit hinaufreicht. Der überlagernde gebankte Dachsteinkalk zeigt ebenfalls eine deutliche Ausbildung in Loferer Fazies wobei Glied A wieder vorwiegend aus grünem, tonigen Kalk besteht, der hauptsächlich in Hohlräumen der darunterliegenden Bänke zu finden ist. Glied B wird großteils von Algenstromatolithen gebildet. Die im Subtidal gebildeten Bänke zeigen sowohl megalodontenreiche Bio- bis Biopelmikrite als auch Biosparite und führen auch hier in den hangenden Anteilen Thecosmilienstöcke. Sie sind, soweit bisher Aussagen möglich sind, in die Schlamm- bzw. Kalkalgen-Foraminiferen-Detritusfazies (sensu PILLER, 1976) einzuordnen. Auffallend ist das Auftreten von mikrostalaktitischem Zement, der in den Loferer Steinbergen fehlt. Die Bänke der Leoganger Steinberge tauchen nach N und NE in das Saalachtal ab und scheinen ohne nennenswerte Störung mit denen des Steinernen Meeres in Verbindung zu stehen. Denn wie die Schichten der Leoganger Steinberge tauchen auch die des Steinernen Meeres gegen das Saalachtal ab.

## Steinernes Meer

Das Steinerne Meer, das unter den zu untersuchenden Gebieten die größte Karbonatplatte darstellt, zeigt ebenfalls an der Basis Hauptdolomit, der von gebanktem Dachsteinkalk überlagert wird, wobei der Hauptdolomit an den Südabstürzen dieses Massivs wieder weiter hinaufreicht. Was die faziellen Verhältnisse des Dachsteinkalkes anbelangt, so stellen sie tatsächlich die Fortsetzung der Leoganger Steinberge dar, nur ist ein deutlicher Fazieswechsel von W gegen E festzustellen. Durch die Arbeiten von FISCHER (1964), der auch hier Untersuchungen über die Loferer Zyklik anstellte, und von SPECKMANN & ZANKL (1969), sind hier außerdem bessere Kenntnisse vorhanden als in den Leoganger Steinbergen.

Im Westabschnitt ist die Loferer Zyklik recht gut ausgebildet, wobei aber auffällig ist, daß Glied A größtenteils von rotgefärbten tonigen Kalken gebildet wird, im Gegensatz zum Vorherrschen der grünen Farbe in den Loferer und Leoganger Steinbergen. Gegen E wird Glied A immer seltener um dann nahezu vollständig auszufallen (etwa im Gebiet des Brandhorns, Abb. 1). Glied B tritt im W-Teil des Steinernen Meeres sehr regelmäßig auf, erreicht auch beachtliche Mächtigkeiten, wird aber gegen E zu weniger häufig bzw. auch geringer mächtig und verschwindet im Bereich des Brandhorns oder etwas östlich davon nahezu vollständig. Die Farbe dieser Bänke ist hier häufig rosa bis weiß, im Gegensatz zu den grauen Bänken von Glied B in den Loferer Steinbergen. Blatt- und Prismenrisse, die im Gebiet des Breithorns noch sehr häufig und gut ausgebildet sind, nehmen nach E zu ebenfalls ab. Auffällig ist das häufigere Auftreten von mikrostruktivem Zement, sowie eine weniger starke Dolomitisierung als in den Loferer Steinbergen. Außerdem liegt die Korngröße der Sedimente häufiger im Arenitbereich, insbesondere gegen E zu. Eine ähnliche Änderung ist auch in den Bänken zu beobachten, die im Subtidal gebildet wurden. Während die Sedimente im W noch feinkörnig sind und meist auch einen im allgemeinen höheren Mikritanteil aufweisen, werden sie gegen E zunehmend gröberkörnig mit zurücktretender Mikritmatrix. Die Sedimente sind größtenteils in die Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies und in die Grapestone-Fazies (sensu PILLER, 1976) zu stellen. Im Bereich zwischen Marterlkopf und Torscharte ist dann ein nahezu vollständiges Fehlen der Glieder A und B zu beobachten, die Bankmächtigkeiten nehmen zu, ebenso die Korngröße des Sedimentes, das nur noch aus reinen Biospariten mit Intraklasten bis Intrabiospariten besteht. Die Biogene werden durch Kalkalgen (Dasycladaceen, Solenoporaceen), Korallenfragmente, große Foraminiferen (Involutinidae, Duostominidae) und Molluskenschalenreste bestimmt. Seltener sind auch Sphinctozoen- oder Hydrozoenfragmente anzutreffen. Die Korngrößen liegen im grobarenitischen bis feineruditischen Bereich und die Komponenten sind meist sehr gut bis gut gerundet.

## Hochkönig

Im SE des Steinernen Meeres schließt dann das Massiv des Hochkönigs an, das schon seit MOJSISOVICS (1874) und BITTNER (1884) als Dachsteinkalk bekannt ist, und durch seine Ammonitenführung auch in stratigraphischer Hinsicht interessant erscheint. Weitere Mitteilungen über dieses Riff stammen von HEISSEL (1951) und ZAPFE (1962).

Wenn man vom E-Rand des Steinernen Meeres (oberhalb der Torscharte) Richtung E auf das Hochkönig-Massiv blickt, fällt auf, daß die Dachsteinkalkbänke, die auch im Steinernen Meer bereits mächtiger werden, im Bereich des Hochseiler noch wesentlich an Mächtigkeit zunehmen. Östlich davon wird die Schichtung dann bereits undeutlich und geht am Hochkönig selbst vollständig verloren. Dieser wird aus massigem Dach-

steinriffkalk aufgebaut, der — soweit bisher bekannt ist — typische Riffassoziationen mit Schwämmen, Korallen, Hydrozoen, Bryozoen, Tabulozoen und Solenoporaceen erkennen läßt. Außerdem weist er charakteristische radialfaserige Hohlraumzementation auf. Diese massigen Kalke gehen gegen E (östlich der Torsäule) in undeutlich gebankte Breccien über. Deren Komponenten stellen Schutt aus dem Riff dar, der bereits vor der Erosion verfestigt war. Diese Breccienkomponenten (bis mehrere dm im Durchmesser) sind häufig durch dicke, radialfaserige Zemente verkittet, die den „Großoolithen“ der Wettersteinriffkalke aus der Mitteltrias ähneln.

### Paläogeographie

Wenn auch die Detailuntersuchungen erst in den Anfängen stehen, erscheint es bereits jetzt gerechtfertigt zu sein, ein vorläufiges Bild über die Paläogeographie des untersuchten Gebietes zu entwerfen (vgl. Abb. 3).

Es ist wohl eine gesicherte Tatsache, daß die fünf besprochenen Massive in der Obertrias einer geschlossenen Karbonatplattform angehörten, die eine NW—SE-Erstreckung von ca. 40 km aufwies. Der Rand dieser Karbonatplattform wurde im SE durch das mächtige Riff des Hochkönigs gebildet. Dieser Riffgürtel, dessen nähere Untersuchung noch aussteht, scheint eine NE—SW gerichtete Streichrichtung zu besitzen und war als Barriere gegen die Tethys hin entwickelt. Der Einfluß dieses offen-marinen Bereiches wird durch die Ammonitenvorkommen im Riffbereich dokumentiert (BITTNER, 1884). Dem Riffgürtel selbst ist ein Vorriffbereich mit typischen Breccien aus Riffmaterial vorgelagert. Ein Faziesübergang von diesem Vorriffbereich in die Sedimente des Beckens scheint nicht mehr vorhanden zu sein. Im W und NW des Riffgürtels schließt sich der Bereich des riffnahen Hinterriffbereiches an, der vom Gebiet des Hochseiler bis an den Ostrand des Steinernen Meeres reicht. Er wird gekennzeichnet durch undeutlich gebankte bis dickbankige Grobarenite, die einen hohen Anteil von aufgearbeitetem Riffdetritus beinhalten.

Die riffnahen Grobarenite leiten in das ausgedehnte Areal der riffernen Lagune über, die sich vom Ostrand des Steinernen Meeres über die Leoganger- und Loferer Steinberge bis zum Ostrand der Steinplatte erstreckte. In dieser Lagune ist eine deutliche Differenzierung in zwei Großbereiche festzustellen, die den abnehmenden Tethys-Einfluß dokumentiert. Im Ostteil des Steinernen Meeres liegen deshalb Verhältnisse vor, die auf einen Flachmeerbereich schließen lassen, der durch gute Durchlüftung und Durchlichtung gekennzeichnet war. Diese Verhältnisse führten einerseits zu einer teilweise dichten Besiedlung durch Kalkalgen (Dasycladaceen, Cyanophyceen), andererseits zu einem Ausschwemmen des feinkörnigen Sedimentanteiles. Dadurch kam es großteils zur Bildung von grainstones, häufig Algenspariten. Große Flächen innerhalb dieses Bereiches mußten außerdem zeitweilig trockengefallen sein oder sich nahe der Niedrigwasserlinie befunden haben, was zur Bildung von mikrostalaktitischen Zementen führte. Weiter gegen NW änderten sich die Bedingungen insofern, als die Zufuhr von Frischwasser geringer wurde, was zunächst zur Bildung von schlecht ausgewaschenen Biospariten führte und in weiterer Entfernung zur Ablagerung von schlammigen Sedimenten, die jetzt als Biomikrite oder Biopelmikrite vorliegen. Gleichzeitig war damit eine Verarmung der Organismen verbunden, die hier hauptsächlich durch Megalodontiden, Gastropoden, porostromate Cyanophyceen und Foraminiferen der Familie Involutinidae vertreten sind. Außerdem kam es hier zur Ausbildung einer echten Insellandschaft, wofür das seitliche Übergehen der Algenstromatolithe „in normale Kalkmikrite“ innerhalb von Glied B (GÖKDAG, 1974, S. 42) spricht.

Am Ostrand der Steinplatte ändert sich das Bild dann wieder in umgekehrter Rich-

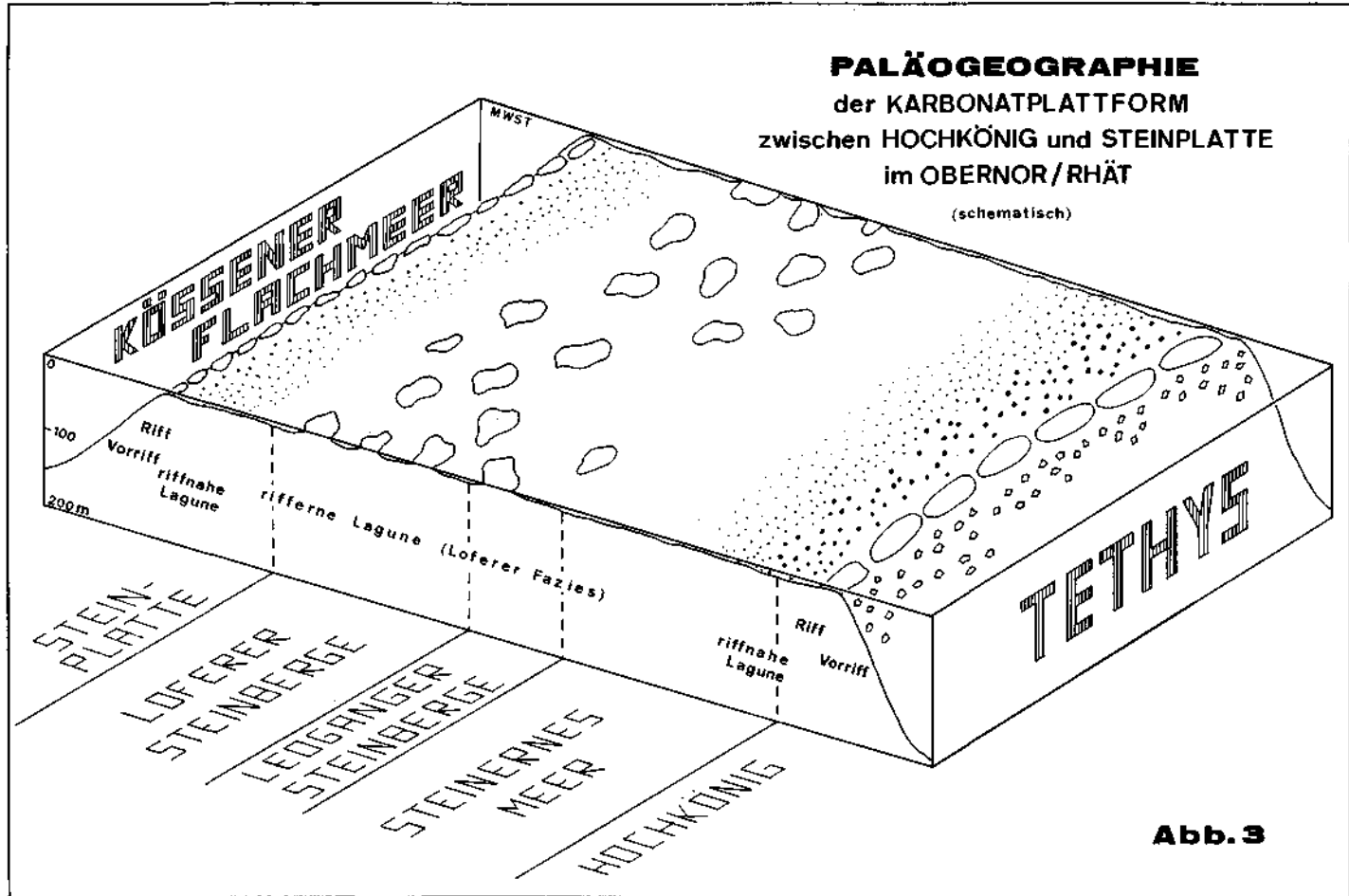


Abb. 3



tung, als es zum Abnehmen und völligen Verschwinden der Bänke aus dem Gezeitenbereich kommt, sodaß die Sedimente allmählich wieder gröberkörnig werden, der Schlammanteil abnimmt und der Biogeninhalt mannigfaltiger wird. Vor allem Kalkalgen treten wieder in größerer Häufigkeit auf, was wieder für eine bessere Durchlüftung und Durchlichtung spricht. Weiter gegen NW zu ähneln die Sedimente jenen, wie sie auf der Rückseite des Hochkönigriffes vorhanden sind, allerdings sind die Zonen auf kleineren Raum zusammengedrängt und die Arenite des riffnahen Hinterriffbereiches sind weniger charakteristisch ausgebildet als die Grobsande am Hochkönig und im Ostteil des Steinernen Meeres. Diese Sande werden zum Großteil durch Detritus aus dem Steinplatte-Riff gebildet, das die Karbonatplattform gegen NW hin abschließt. Dieses Riff ist ebenfalls als Barriere entwickelt, aber um eine Größenordnung von etwa 1 : 10 kleiner als das Riff am Hochkönig. Außerdem sind am Hochkönig radialfaserige Zemente ausgebildet, die mehrphasig bis zu mehrere cm große, unregelmäßige Hohlräume auskleiden. Dieser Zementationstyp tritt auf der Steinplatte stark in den Hintergrund. Der Vorriffbereich des Steinplatteriffes unterscheidet sich ebenfalls deutlich von dem am Hochkönig, da es hier nicht zu einer Riffbreccienbildung kam. Hier wurde vergleichsweise relativ wenig Material in den Vorriffhang eingeschüttet, obwohl auf Grund der Hangneigung (bis 35 Grad) durchaus mehr und gröberes Material zu erwarten wäre. Dieser Vorriffbereich geht allmählich in die Beckensedimente der Kössener Schichten über. Die Streichrichtung des Riffgürtels verläuft SW—NE und damit etwa parallel zu der am Hochkönig. Allerdings ist die Riffaußenseite nicht gegen die Tethys hin gerichtet, sondern zu einem Flachmeer, in dem die Kössener Schichten sedimentiert wurden (Kössener Flachmeer, Abb. 3). Frischwasser-Zulieferung aus der Tethys über heute nicht mehr rekonstruierbare „Verbindungskanäle“, die die Karbonatplattform durchschnitten, bewirkte einen mehr oder weniger intensiven Faunenaustausch.

Nach dieser Darstellung scheinen also genügend Belege vorhanden, daß die Riffe der Steinplatte und des Hochkönigs derselben Karbonatplattform angehören. Dies steht im Gegensatz zur Meinung von GÖKDAG (1974, S. 68), der zwar Loferer Steinberge und Paß Strub (Teil des Steinplatte-Komplexes) als zur selben Karbonatplattform gehörig annimmt, aber bereits im Gebiet von Lofer eine durch spätere Tektonik verlorengegangene Riffbarriere konstruieren will. Für die weiteren Untersuchungen wird es notwendig sein, einerseits die beiden Riffe näher zu studieren und deren — bereits beobachtete — Unterschiede und ihre Ursachen herauszuarbeiten. Andererseits soll die Faziesverteilung innerhalb der ausgedehnten Karbonatplattform eingehender untersucht werden, um sowohl in paläontologischer als auch in paläogeographischer Hinsicht ein geschlossenes Bild zu erlangen.

#### Literatur

- BITTNER, A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. — Zur Stellung der Hallstätter Kalke. — *Verh. Kaiserl.-königl. Geol. R.-A.*, S. 99—113, Wien 1884.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. — *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169, S. 107—149, 38 Abb., Lawrence 1964.
- GÖKDAG, H.: Sedimentpetrographische und isotopenchemische ( $O^{18}$ ,  $C^{13}$ ) Untersuchungen im Dachsteinkalk (Oberror-Rät) der Nördlichen Kalkalpen. — *Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn*, 156 S., 7 Abb., 10 Diagr., 1 Anl., 33 Taf., Marburg 1974.
- HAHN, F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. II. Teil. — *Jb. Geol. R.-A.*, 60, 4, S. 637—712, 16 Abb., 4 Taf., Wien 1910.
- HEISSEL, W.: Aufnahmen auf den Kartenblättern 124/1 Saalfelden, 124/2 Dienten, 124/3 St. Georgen im Pinzgau, 124/4 Taxenbach, 125/1 Werfen, 125/2 Bischofshofen, 125/3 St. Johann i. P., 125/4

- Wagrain der neuen österreichischen Karte 1 : 25.000, früher Blatt St. Johann i. P., 5050 der österreichischen Spezialkarte 1 : 75.000 (Bericht 1950). — Verh. Geol. B.-A., 1950—51, 2, S. 26—27, Wien 1951.
- MOJSISOVICS, E. VON: Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. — Jb. Geol. B.-A., 24, 1, S. 81—134, 5 Abb., Wien 1874.
- OHLEN, H. R.: The Steinplatte Reef Complex of the Alpine Triassic (Rhaetic) of Austria. — Diss. Univ. Princeton, 123 S., 3 Abb., 20 Taf., Princeton 1959.
- FILLER, W.: Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal; Oberösterreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, S. 113—152, 15 Abb., 1 Taf., Wien 1976.
- SPECKMANN, P. & ZANKL, H.: Das Steinerner Meer — geologischer Zeuge einer tropischen Flachsee. — Jb. österr. Alpenver., 94, S. 85—92, 4 Abb., München 1969.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61 (1968), S. 124—181, 1 Taf., Wien 1969.
- VORTSCH, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil. — Jb. Geol. B.-A., 74, S. 1—64, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1926.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. — XIII+471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin—Heidelberg—New York (Springer), 1975.
- ZANKL, H.: Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. — S. 147—185, 20 Abb., in: MÜLLER, G. (Hrsg.): Sedimentology of parts of Central Europe, guide book, Frankfurt (Kramer), 1971.
- ZAPFE, H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien (exkl. Riffbildner) und deren stratigraphische Auswertung. — Verh. Geol. B.-A., S. 346—361, 2 Abb., Wien 1962.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt im Februar 1979.