

Österreichische Akademie der Wissenschaften
Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen
Band 2

Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias
The Stratigraphy of the Alpine-Mediterranean Triassic

Symposium Wien, Mai 1973

Schriftleitung
o. Prof. Dr. **Helmuth Zapfe**



Springer-Verlag
Wien New York

Vorwort

Vom 21.—23. Mai 1973 fand in Wien im Rahmen des „International Geological Correlation Programme“ (IGCP) ein Symposium über die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias statt. Die Finanzierung dieser Tagung erfolgte durch das IGCP, das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung sowie die Österreichische Akademie der Wissenschaften. Die Österreichische Akademie der Wissenschaften ermöglichte vor allem die Herausgabe dieses Bandes. Allen diesen Institutionen sei an dieser Stelle der geziemende Dank ausgesprochen.

Die in diesem Band enthaltenen 30 Arbeiten beinhalten vorwiegend die Vorträge der Tagungsteilnehmer, teils wurden sie auch unmittelbar im Anschluß an die Tagung von Fachkollegen zum Druck eingereicht und betreffen das Thema des Symposiums.

Die stratigraphische Erforschung der pelagischen Trias ist seit dem letzten Jahrzehnt in raschem Fortschreiten begriffen. Es war deshalb das Ziel der Wiener Tagung, zunächst nur einen Überblick über den Wissensfortschritt und den Forschungsstand in den einzelnen Regionen und Ländern zu geben. Dieser Überblick soll zunächst nur die Möglichkeit geben, die Meinungen der Fachleute verschiedener Länder zu vergleichen und eine Grundlage für weitere Diskussionen zu schaffen. Es wurde Wert darauf gelegt, für den westlichen Teil der Tethys möglichst zahlreiche zusammenfassende Darstellungen für verschiedene Länder zu veröffentlichen, die — wenn möglich — übersichtliche Tabellen der regionalen Trias-Stratigraphie enthalten. Darüber hinaus behandeln zahlreiche Arbeiten stratigraphische Gliederungen auf der Basis von Ammoniten und anderen Fossilgruppen (u. a. Mikropaläontologie). Eine Reihe regionaler Studien ist stratigraphischen Detailfragen einzelner Gebiete gewidmet.

Das Bild, das sich aus der Gesamtheit der Beiträge ergibt, ist von Vollständigkeit weit entfernt. Es vermittelt aber einen Einblick in den Kenntnisstand der einzelnen Regionen und es enthüllen sich auch zahlreiche offene Probleme und Wissenslücken. Nicht zuletzt zeichnen sich die derzeitigen Arbeitsgebiete der Triasforschung vieler Länder ab. Ohne Zweifel ist es das Ziel aller dieser Bemühungen in der Zukunft, nach einer Periode stürmischer Entwicklung zu einem neuen möglichst einheitlichen internationalen stratigraphischen System der Trias zu gelangen. Ob dieses Fernziel jemals vollkommen verwirklicht werden kann, ist ungewiß. Trotzdem muß es angestrebt werden. Das Wiener Symposium und diese Publikation sollen ein Schritt in diese Richtung sein.

HELMUTH ZAPPE

Preface

A Symposium on the "Stratigraphy of the Alpine-Mediterranean Triassic" took place in Vienna from May 21st until 23rd, 1973 under the aegis of the International Geological Correlation Programme. The convention was supported by the IGCP, the Austrian Ministry of Science and Research, and the Austrian Academy of Sciences. Sincere gratitude is here expressed to all three institutions, and especially to the Austrian Academy of Sciences for making possible publication of this volume.

The 30 papers included in this volume comprise mainly the lectures of the participants; they were partly communicated by colleagues immediately after the meeting and relate to the topic of the Symposium.

Stratigraphic research on the pelagic Triassic has proceeded quickly during the last decade. Thus the principal aim of the Vienna Symposium was to present a survey of the progress of knowledge and the research position in several regions and countries. Above all this survey is intended to enable different authoritative opinions to be compared and to create a basis for further discussions. Great importance was attached to the publication of numerous synoptic descriptions for the western part of the Tethys, which—where possible—contain clear tables of the regional Triassic stratigraphy. Furthermore, a number of contributions deal with stratigraphic correlation on the basis of ammonites and other fossil groups (e.g. micropaleontology). The stratigraphical details of particular areas are dealt with in a series of regional studies.

The overall picture resulting from contributions is far from complete, but it conveys a glimpse of the present position in the different regions and it has also revealed numerous problems and gaps in knowledge. Now at last Triassic research in many countries is progressing. The aim of all this work is, without doubt, after a period of rapid development, to reach in the future a new hopefully unified international stratigraphic system for the Triassic.

It is uncertain if this aim can ever be achieved. Nevertheless, it is to be strived for. The Vienna Symposium and this volume are a step in that direction.

HELMUTH ZAPPE

Inhaltsverzeichnis

(nach Autoren)

ALLASINAZ, A., GUTNIC, M. & POISSON, A.: La formation de l'Isparta Çay: Calcaires à Halobies, Grès à plantes et Radiolarites d'âge Carnien (?)—Norien (Taurides—Région d'Isparta—Turquie)	11
ASSERETO, R.: Aegean and Bithynian: proposal for two new Anisian substages . . .	23
BALOGH, K.: Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn	41
BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich)	45
BUDUROV, K. & TRIFONOVA, E.: Die Conodonten- und Foraminiferen-Zonen in der Trias des Ostbalkans	57
BUSER, S.: Die Entwicklung der Triassschichten in den westlichen Karawanken . . .	63
COUREL, L.: Bibliographie récente des travaux de stratigraphie réalisés en France sur le Trias	69
DRUCKMAN, Y.: Triassic paleogeography of Southern Israel and the Sinai Peninsula . .	79
FABRICIUS, F.: Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies	87
GANEV, M.: Stand der Kenntnisse über die Stratigraphie der Trias Bulgariens . . .	93
GUPTA, V.: Permo-Triassic boundary in the Himalaya	97
HERAK, M.: Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den Dinariden Kroatiens	101
HIRSCH, F. & GERRY, E.: Conodont- and ostracode-biostratigraphy of the Triassic in Israel	107
JACOBSSHAGEN, V. & TIETZE, K. W.: Biostratigraphische Probleme im Skyth/Anis-Grenzbereich auf der Insel Chios (Ägäis)	115
KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. & BYSTRICKÝ, J.: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten	125
KRYSTYN, L.: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias	137
MARCOUX, J.: "Alpine type" Triassic of the Upper Antalya Nappe (Western Taurids—Turkey)	145
MELLO, J.: Facial development and facial relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern part of Gemerids)	147
MUTHAC, V. & PEDA, I.: Die mediterrane Trias Rumäniens	157
PISA, G.: Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias (nach Arbeiten von ASSERETO, BOSELLINI, CASATI, GAETANI, LEONARDI, NARDIN, PIA, PISA und ROSSI)	159
RAMOVŠ, A.: Die Trias in Jugoslawien	161
RIEBER, H.: Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) der Tessiner Kalkalpen	167
TCHY, G.: Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven)	177
TOLLMANN, A.: Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen . . .	183
TOZER, E. T.: Definitions and limits of Triassic stages and substages: suggestions prompted by comparisons between North America and the Alpine-Mediterranean region	195
URLICHS, M.: Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien)	207

VÉGH-NEUBRANDT, E.: Korrelations-Probleme der ungarischen Trias	223
WIEDMANN, J.: Zum Problem der Definition und Abgrenzung von Obernor (Sevat) und Rhät	229
ZAKHAROV, Y. D.: The importance of palaeobiogeographical data for the solution of the problem on the Lower Triassic division	237
ZAPFE, H.: Trias in Österreich	245

Inhaltsverzeichnis

(nach Sachgebieten)

Regionale stratigraphische Übersichten

Österreich:

- ZAPFE, H.: Trias in Österreich 245
TOLLMANN, A.: Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen 183

Italien:

- PISA, G.: Stratigraphische Tabelle der südalpiner Trias (nach Arbeiten von
ASSERETO, BOSELLINI, CASATI, GAETANI, LEONARDI, NARDIN, PIA, PISA und
ROSSI) 159

ČSSR:

- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. & BYSTRICKÝ, J.: Übersicht über den gegenwärtigen
Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten 125
MELLO, J.: Facial development and facial relations of the Slovak Karst Middle and
Upper Triassic (West Carpathians, southern part of Gemerids) 147

Ungarn:

- BALOGH, K.: Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn 41
VÉGH-NEUBRANDT, E.: Korrelations-Probleme der ungarischen Trias 223

Jugoslawien:

- RAMOVŠ, A.: Die Trias in Jugoslawien 161
BUSER, S.: Die Entwicklung der Triassschichten in den westlichen Karawanken 63
HERAK, M.: Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den
Dinariden Kroatiens 101

Rumänien:

- MUTIHAČ, V. & PREDÁ, I.: Die mediterrane Trias Rumäniens 157

Bulgarien:

- GANEV, M.: Stand der Kenntnisse über die Stratigraphie der Trias Bulgariens 93

Frankreich:

- COUREL, L.: Bibliographie récente des travaux de stratigraphie réalisés en France
sur le Trias 69

Türkei:

- MARCOUX, J.: „Alpine type“ Triassic of the Upper Antalya Nappe (Western
Taurids—Turkey) 145

Israel:

- DRUCKMAN, Y.: Triassic paleogeography of Southern Israel and the Sinai Peninsula .. 79

Stufen- und Unterstufen-Gliederung der alpin-mediterranen Trias

- GUPTA, V.: Permo-Triassic boundary in the Himalaya 97
ZAKHAROV, Y. D.: The importance of palaeobiogeographical data for the solution of
the problem on the Lower Triassic division 237
TOZER, E. T.: Definition and limits of Triassic stages and substages: suggestions
prompted by comparisons between North America and the Alpine-Mediterranean
region 195

JACOBSHAGEN, V. & TIETZE, K. W.: Biostratigraphische Probleme im Skyth-Anis-Grenzbereich auf der Insel Chios (Ägäis)	115
ASSERETO, R.: Aegean and Bithynian: proposal for two new Anisian substages	23
RIEBER, H.: Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) der Tessiner Kalkalpen	167
URLICHS, M.: Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien)	207
KRYSTYN, L.: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias	137
WIEDMANN, J.: Zum Problem der Definition und Abgrenzung von Oberror (Sevat) und Rhät	229
FABRICIUS, F.: Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies	87

Stratigraphische Gliederungen nach verschiedenen Fossilgruppen und
Mikrofossilien

ALLASINAZ, A., GUTNIC, M. & POISSON, A.: La formation de l'Isparta Çay: Calcaires à Halobies, Grès à plantes et Radiolarites d'âge Carnien (?)—Norien (Taurides—Région d'Isparta—Turquie)	11
BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich)	45
TICHY, G.: Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven)	177
BUDUROV, K. & TRIFONOVA, E.: Die Conodonten- und Foraminiferen-Zonen in der Trias des Ostbalkans	57
HIRSCH, F. & GERRY, E.: Conodont- and ostracode-biostratigraphy of the Triassic in Israel	107

La formation de l'Isparta Çay: Calcaires à Halobies, Grès à plantes et Radiolarites d'âge Carnien (?) — Norien (Taurides — Région d'Isparta — Turquie)

PAR A. ALLASINAZ*, M. GUTNIC†**, A. POISSON**

2 pls. et 3 figs.

Abstract: The Isparta Çay formation is characterized by a typical sedimentary succession and an original structural position. It belongs to the "Nappe médiane d'Antalya". An uninterrupted section of this formation (about 1400 m. thick), is well exposed in the valley of the Isparta river, and along the Antalya road 15 km. South of Isparta.

The sequence is mainly composed of pelagic sediments: micritic Halobias limestones (with Halobias, Radiolarias, Ammonites and Aulacoceras) regularly stratified in beds of 10 to 20 cm. thick, with cherts and clayey joints, and thin bedded redish radiolarites with local manganeseiferous impregnation. These rocks are irregularly intercalated with bottom transported coarse sediments including: breccias, conglomerates, calcarenites and sandstones with plants débris. These deposits, containing neritic carbonates fragments coming from a marginal environment, are interpreted as due to brief turbiditic events.

In this sequence has been found the following succession of Halobias species, from bottom to top: *Halobia styriaca* MOJS., *H. superba* MOJS.?, *H. charlyana* MOJS., *H. austriaca* MOJS., *H. halorica* MOJS., *H. lineata* (MÜNSTER), *H. paralineata* KITTL. The 2 later species were found with *Juvavites* sp.

The major interest of this section lies in the presence of many superimposed horizons of Halobias ranging in age from Carnian to Norian.

Introduction — cadre structural

La région de l'Isparta Çay représente au centre de la courbure d'Isparta un secteur clé où s'observe la position relative des 3 grands ensembles structuraux des Taurides (J. H. BRUNN et al. — 1971).

- l'autochtone qui constitue l'épine dorsale calcaire de la chaîne.
- les nappes d'Antalya, ou nappes externes, qui chevauchent l'autochtone de l'extérieur (Sud) vers l'intérieur (Nord) (J. F. DUMONT et al. — 1972).
- les nappes lyciennes, ou nappes internes, qui chevauchent les deux ensembles précédents de l'intérieur (Nord) vers l'extérieur (Sud).

Dans la section de la rivière d'Isparta (Isparta Çay), on observe la superposition de ces trois ensembles selon la succession suivante, de bas en haut (M. GUTNIC & A. POISSON — 1970).

— l'autochtone, représenté ici par la formation de l'Erenler Tepe (calcaires massifs du Sénomien), surmontée par la formation de Çamlidere (détritique grossier de type olistostrome d'âge Sénomien supérieur).

— une première unité allochtone (la formation de l'Isparta Çay qui fait l'objet de cette note) charriée sur l'autochtone crétacé. Elle appartient à la nappe médiane d'Antalya.

— le néoautochtone miocène inférieur, transgressif et nettement discordant sur la formation de l'Isparta Çay dont il cache le contact anormal sur l'autochtone crétacé

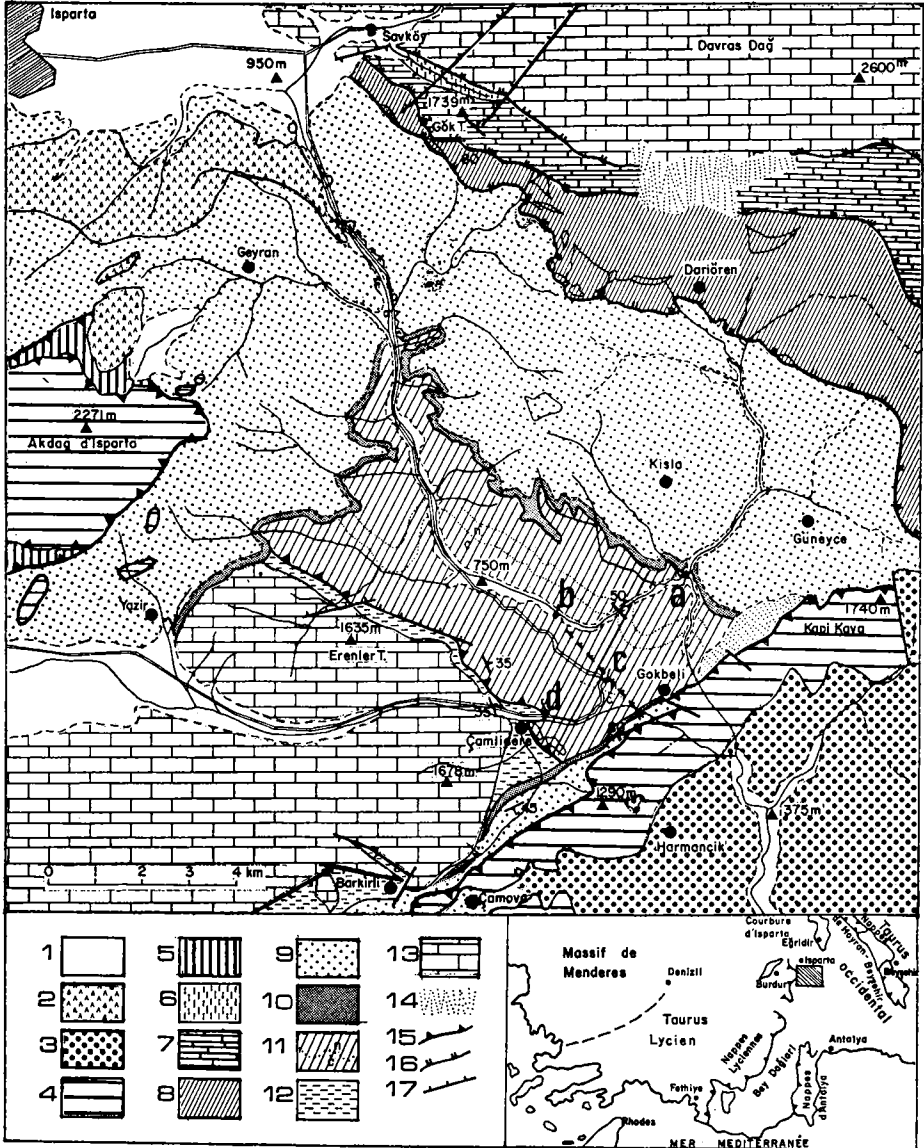
* Istituto di Geologia, 15, Piazzale Gorini, 20133 Milan (Italie).

** Equipe de Recherche associée au CNRS „Asie Alpine Occidentale“ bâtiment 504 — 91405 Orsay (France).

qu'il recouvre largement. Ce Miocène débute par une grosse barre de calcaire d'âge Aquitanien et se poursuit par 1000 m de flysch d'âge Burdigalien.

— la seconde unité allochtone (Akdağ d'Isparta) chevauche le flysch précédent. Elle représente un promontoire avancé des nappes lyciennes orientales (Trias à Crétacé supérieur).

Fig.1



La formation de d'Isparta Çay

A. Definition: formation sédimentaire d'âge Carnien-Norien comportant des niveaux de radiolarites, calcaires à Halobies, grès à plantes et brèches granoclassées.

B. Position structurale: Cette formation chevauche l'autochtone Crétacé et est recouverte en transgression par le Miocène inférieur (néo-autochtone). Elle appartient à la nappe médiane d'Antalya.

C. Locus typicus: la formation décrite affleure au Sud d'Isparta dans un dôme en partie dégagé de sa couverture miocène par le torrent d'Isparta (Isparta Çay) (fig. 1) et ses affluents.

D. Lithologie: deux sections, d'affleurement continu, ont été étudiées en détail au point de vue succession des faciès. Ils sont figurés dans la coupe (fig. 2).

Le caractère le plus frappant de ces sections réside dans la rythmicité de leurs dépôts. On ne rencontre dans cette formation qu'un nombre très restreint de faciès, répétés selon une périodicité irrégulière. Ces faciès types sont les suivants:

1. Les Calcaires à Halobies:

Ils représentent le terme le plus original de la série sédimentaire.

Macroscopiquement, on les rencontre sous deux aspects:

— en bancs réguliers à patine jaunâtre de 5 à 20 cm d'épaisseur séparés par des joints marneux d'épaisseur variable.

— en bancs d'aspect plus massif, à stratification masquée par un débit noduleux. Les nodules sont une section rhomboïdale. L'espace qui les sépare peut être silicifié.

Legende de la Figure 1

En encart, situation et cadre structural du secteur étudié.

Formations post et tardi-tectoniques:

1 — Quaternaire. 2 — Volcanisme récent. 3 — Conglomérats tortoniens de l'AKSU ÇAY.

Allochtone lycien oriental:

4 — Calcaires de l'Akdağ d'Isparta. 5 — Ophiolites de l'Akdağ d'Isparta.

Ecaillés du Davras (Savkoy-Dariören):

6 — Flysch de Savkoy. 7 — Marno-calcaires de l'Eocène.

8 — Ophiolites, radiolarites, calcaires à Halobies et petits copeaux d'Eocène et de Miocène.

Néoautochtone Miocène:

9 — Flysch burdigalien. 10 — barre calcaire aquitanaïenne.

Allochtone d'Antalya:

11 — Formation de l'Isparta çay avec la limite Carnien (?) — Norien. (n—c)

Autochtone inférieur:

12 — Formation de Çamlidere (Senonien supérieur)

13 — Formations de l'Erenler Tepe et du Davras Dağ (Sénonien)

14 — Eboulis

15 — Charriages

16 — Accidents du Davras Dağ

17 — Failles.

Microscopiquement; rien ne distingue ces deux types; dans les 2 cas il s'agit d'une vase calcaire très fine (micrite) plus ou moins riche en organismes ou fragments d'organismes divers: Radiolaires, Ostracodes, Spicules de Spongiaires, «filaments» correspondants à des sections de coquilles fines (sans structure conservée) pouvant être attribuées à 2 types d'organismes: des Ammonites et surtout des Halobies.

Le faciès noduleux correspond donc à des conditions de sédimentation identiques à celles du faciès régulièrement stratifié. L'aspect noduleux est secondaire et acquis au cours de la diagénèse précoce, probablement par glissement les uns sur les autres de lits de vase encore molle.

Ces Calcaires à Halobies contiennent fréquemment des accidents siliceux. Il s'agit de nodules à contours nets quelquefois, le plus souvent à bords diffus, avec tout autour une zone de transition montrant le sédiment originel en partie seulement silicifié. Ces nodules ont une origine secondaire.

La teneur en éléments détritiques fins (taille des grains inférieure à 50 μ) de ces calcaires, varie de moins de 1%, à 12% dans les échantillons traités (résidu après attaque acide modérée). La fraction grossière (grains de plus de 50 μ) est, pour les mêmes échantillons, presque toujours négligeable et au plus de 1%. Les minéraux argileux présentent la même association que celle que l'on trouve dans les marnes (voir ci-dessous).

Conditions de dépôt: Les organismes associés aux Halobies dans ces sédiments, sont en majorité des organismes planctoniques (Radiolaires) ou d'autres organismes pélagiques (Ammonites). Les conditions de dépôt sont celles d'un milieu éloigné du rivage dont la profondeur ne peut être précisée (très nettement inférieure cependant à la limite de dépôt des carbonates).

2. Les Marnes:

Des marnes feuilletées constituent les joints (plus ou moins épais) qui séparent les bancs calcaires.

Une étude préliminaire aux rayons X de quelques échantillons de ces marnes a révélé parmi les minéraux argileux une association à base d'illite et de smectite avec des traces de chlorite. La kaolinite n'a pas été mise en évidence de manière certaine dans ces échantillons.

La faible cristallinité de l'illite (évaluée d'après la largeur du pic à mi-hauteur de la raie 001), la présence de feuillets de smectite, et la faible importance de la chlorite, constituent autant d'indices qui indiquent que ce matériel n'a pas subi une évolution diagénétique très poussée.

3. Les faciès siliceux:

Les niveaux siliceux se présentent dans cette formation sous divers aspects. Dans la coupe de la figure 2 ils ont été représentés sous un même figuré.

Il faut en fait distinguer deux types de roches dans ces niveaux siliceux, dérivant de 2 types de sédiments originels très différents:

— d'une part, celles dérivant d'un dépôt direct de silice, ayant englobé de nombreux tests de Radiolaires, et évolué au cours de la diagénèse par cristallisation en calcédonite. Ce sont les radiolarites vraies (radiolarian cherts).

— d'autre part, celles dérivant de sédiments calcaires (calcarénites, micrites) quelquefois riches en Radiolaires également. Ce sont des pseudo-radiolarites.

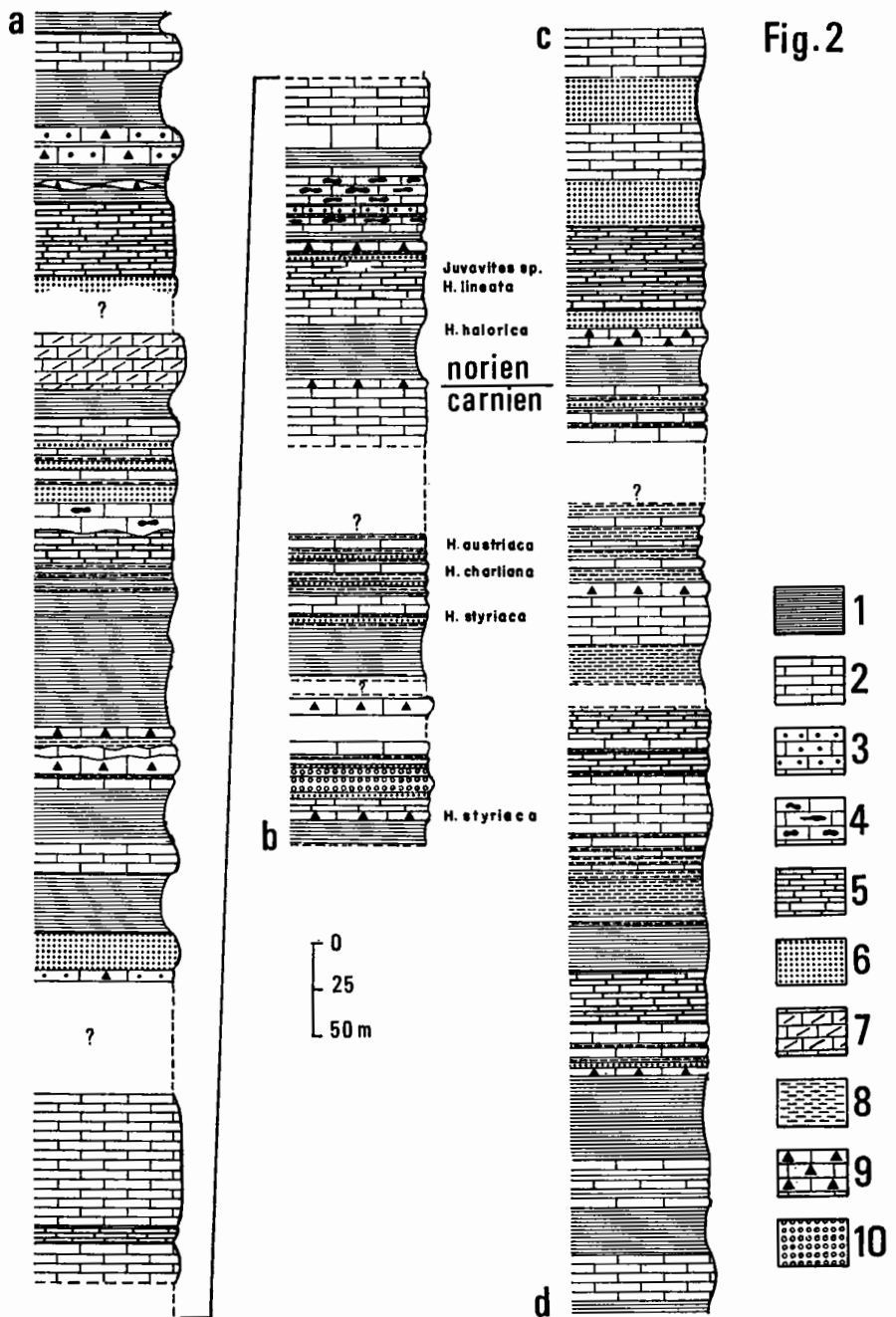


Fig. 2. (1) radiolarites, (2) calcaires à Halobies, (3) calcarenites, (4) calcaires à cherts, (5) calcaires noduleux, (6) grès à plantes, (7) calcaires dolomitiques, (8) marnes, (9) brèche calcaire, (10) brèche grossière-conglomérats.

Les radiolarites vraies : se présentent sur le terrain en niveaux jaspeux épais (10 à 75 m) très régulièrement stratifiés en petits bancs de 5, à 15 ou 20 cm d'épaisseur. Leur couleur rouge passe au rouge sombre et même au noir, dans les niveaux imprégnés de manganèse. Les bancs sont diaclasés et présentent une cassure esquilleuse franche de jaspes. Les joints qui les séparent, également siliceux, sont finement feuilletés.

Au microscope, on remarque la présence de Radiolaires, quelquefois très abondantes, jointives ou presque, et disposées en lits réguliers, ou dispersées dans la matrice. Cette dernière présente un aspect vitreux finement craquelé en lumière naturelle et révèle sa nature cristallisée (calcédonite) en lumière polarisée.

A l'échelle microscopique également on observe dans certains bancs jaspeux apparemment purement siliceux, de petites plages de calcite dans lesquelles se sont développés de beaux rhomboédres (dolomie?). Le sédiment originel n'était donc pas totalement siliceux. Ces plages ont été partiellement silicifiées probablement au cours de la phase de cristallisation de la pâte siliceuse qui les entourait. La présence de rhomboédres témoigne cependant d'un stade de diagenèse antérieur, probablement très précoce. Des phénomènes de ce genre semblent relativement fréquents dans les séries très siliceuses (E. C. Dapples — 1967).

Les pseudo-radiolarites : présentent macroscopiquement le même aspect que les vraies ; en particulier, elles constituent des bancs continus, régulièrement interstratifiés dans la série. Néanmoins elles ne forment pas des niveaux aussi épais.

Dans ce type de roche la silicification est secondaire. Elle est plus ou moins complète. Le sédiment originel subsiste généralement, soit sous forme de plages de micrite, soit à l'état de grains isolés (calcarénites).

De telles quantités de silice ne peuvent être extraites de l'eau de mer qu'à condition qu'il y en ait quelque part dans le bassin une source importante. Pour certains auteurs cette source réside dans les éruptions sous-marines de laves basiques.

La coupe levée le long de l'Isparta Çay, ne montre pas d'intercalation d'épisodes éruptifs. D'énormes coulées de laves sont cependant connues dans le bassin pamphylien auquel se rattache le secteur de l'Isparta Çay (J. F. Dumont et al 1972).

4. Les grès à plantes :

Ils n'ont pas dans la formation la même importance que les calcaires à Halobies ou que les radiolarites. Ils ne représentent que 15% de l'épaisseur de la coupe. On les observe à différents niveaux dans la formation. Ils présentent une stratification, régulière à l'échelle de l'affleurement, mais lenticulaire à l'échelle du bassin.

Macroscopiquement ils sont disposés en bancs de 10 à 40 cm d'épaisseur, à patine jaunâtre, avec des joints marneux. Les traces fossiles que l'on y a découvertes jusqu'à présent sont essentiellement des débris de plantes, réduites à l'état de moules charbonneux, disposés à plat, et soulignant le litage. Par ailleurs, quelques Halobies ont été découvertes dans ces grès ainsi que des tubes qui ont été attribués à des Dentales.

Microscopiquement ils présentent l'aspect d'un grès fin quartzeux sans matrice, à ciment calcaire. Les grains sont composés presque exclusivement de quartz (0,5 à 2 mm) associés à des paillettes de muscovite, à quelques grains de feldspath et à d'assez rares grains de minéraux silicatés à forte biréfringence. Les fins débris charbonneux de plantes sont disposés en lits discontinus.

L'assemblage minéralogique, contenu dans ces grès, à base de quartz dominant et de muscovite (beaucoup moins abondante), donc pauvre en espèces minérales, correspond selon toute vraisemblance à la fraction résiduelle très évoluée d'un matériel d'origine externe

au bassin. Cette évolution devrait se traduire par une usure poussée des grains qui ne s'observe pas à l'échelle de la lame mince. En effet, la plupart des grains présentent à leur périphérie des arêtes vives séparées par de petits golfes qui sont autant de traces de dissolution. Le ciment calcaire moule en effet les grains, et l'aspect non usé que présentent la plupart d'entre-eux correspond donc à une inversion morphologique liée aux processus diagénétiques de litification (cimentation par de la calcite).

Ce matériel correspond donc probablement à des sédiments d'origine externe au bassin ayant peut être transité sur ses plages avant d'être entraînés vers des zones plus profondes. Les figures de stratification oblique et entrecroisée, que l'on y observe quelquefois, montrent que leur mise en place peut s'être faite sous l'action de courants.

5. Les conglomérats, brèches et calcarénites,

ne constituent que quelques niveaux dans la série.

Macroscopiquement ces niveaux se présentent en bancs massifs grisâtres, d'épaisseur variable et à grain apparent. Nettement granoclassés ils débent généralement par des brèches (plus ou moins grossières et à figures de charge à leur base) et se poursuivent par des microbrèches passant à des calcarénites fines.

Microscopiquement, les faciès les plus fins (calcarénites) révèlent une structure de type grainstone avec ciment calcaire, ou de type packstone à matrice micritique. Les grains sont de nature variée. On y reconnaît des intraclastes, des pellets, quelques oolites. Parmi les bioclastes on remarque la fréquence des algues: *Dasycladacées* (*Acicularia*?) *Polygonella*, *Solenoporacées* (*Cayeuxia*?), des formes encroûtantes (oncoïdes), et des fragments d'Echinodermes (piquants d'oursins, surtout). On trouve également des Gastéropodes et des débris de gros Lamellibranches (*Megalodontes*?). Les Foraminifères sont extrêmement rares et indéterminables (débris de *Lituolidae* ou de *Nodosariidae*). Cette association appartient à un milieu de vie probablement très peu profond, tout à fait incompatible avec le lieu de dépôt. Il y a donc eu transport de ce matériel de sa zone d'origine vers une zone plus profonde du bassin sous forme de coulées turbides.

6. Rôle des organismes — Position stratigraphique

Les organismes planctoniques sont essentiellement représentés par les Radiolaires; on les rencontre en très grand nombre dans les faciès autochtones: jaspés et micrites. Leur pullulement est lié à la présence de quantités importantes de silice dans l'eau, elle-même en rapport avec les éruptions volcaniques sous-marines affectant d'autres parties du bassin.

Seules les Halobies et les Céphalopodes présentent un intérêt stratigraphique. Les Céphalopodes (*Ammonites* et *Aulacoceras*) sont relativement abondants; ils n'ont cependant qu'un intérêt stratigraphique restreint, leur mode de fossilisation ne permettant pas de les dégager. Seul un genre (*Juvavites* sp.) a pu être déterminé avec certitude jusqu'à présent. Il caractérise le Norien et complète très utilement les informations fournies par les Halobies.

Les Halobies sont présentes dans tous les niveaux de calcaires micritiques (et quelquefois dans les grès). Elles se présentent soit à l'état de fragments remaniés («filaments») soit en concentrations d'empreintes externes pressées les unes sur les autres, et parallèles à la stratification. La présence de coquilles est plutôt rare.

Le nombre des espèces n'est pas très élevé mais les individus peuvent être très nombreux (jusqu'à constituer de véritables lumachelles), cimentées par de la calcite, pratiquement sans matrice. Ces empilements résultent alors vraisemblablement de l'action de courants.

Fig. 3. — Tableau de distribution des principales espèces d'*Halobia* du Trias supérieur.








CARNIEN			NORIEN			DISTRIBUTION	
inférieur	moyen	supérieur	inférieur	moyen	supérieur	ESPECES	▽
						<i>Halobia</i>	
						<i>Halobia</i>	
						<i>Halobia</i>	
						<i>Halobia</i>	
						<i>Halobia</i>	
						<i>Halobia</i>	
						<i>Halobia</i>	

FIG. 3

La faune déterminée se répartit de la manière suivante de bas en haut :

Halobia styriaca MOJS. avec *H. superba* MOJS.

Halobia charlyana MOJS.

Halobia austriaca MOJS.

Halobia halorica MOJS.

Halobia lineata (MÜNSTER), avec *H. paralineata* KITTL et avec *Juvavites* sp.

Halobia styriaca MOJSISOVICs a une très grande diffusion géographique (Alpes, Appenin méridional, Sicile, Hongrie, Yougoslavie, Grèce, Indochine). Elle a été attribuée par la plupart des auteurs à la zone à *Trachyceras aonoides* (Carnien moyen). Elle vient d'être découverte au Feuerkogel dans la zone à *Mojsisovicsites kerri* (L. KRZYSTYN 1973)*.

Halobia charlyana MOJS. a été attribuée également par la plupart des auteurs à la zone à *T. aonoides*. Elle est connue dans les Alpes, l'Appenin méridional, l'Indochine, le Yun-Nan.

Halobia austriaca MOJS. a une très grande diffusion géographique (Alpes, Appenin méridional, Grèce, Carpathes orientales, Hongrie, Himalaya, Indochine, Japon, Amérique du Nord). Elle est attribuée à la zone à *Tropites subbullatus* (Carnien supérieur).

Halobia halorica MOJS. (= *H. insignis* GEMM.) très caractéristique par ses côtes radiales typiques est répandue en Europe, Asie et Amérique. Elle est attribuée au Norien inférieur.

Halobia lineata MOJS. est connue dans les Alpes, en Albanie, Grèce, Indochine, Amérique du Nord. Sa position stratigraphique précise à l'intérieur du Norien est discutée.

Juvavites sp. caractérise le Norien.

Une succession identique d'espèces d'Halobies a pu être reconstituée par P. DE CAPOA BONARDI (1970) grâce à la synthèse de plusieurs coupes de la série calcaro-silico-marneuse de Lucanie (Appenin méridional).

La coupe de l'Isparta Çay a l'avantage de présenter une succession continue de niveaux représentant le Carnien et le Norien, et l'association Halobies-Ammonites (ces dernières assez difficiles à déterminer il est vrai). Cette coupe peut donc être considérée comme une coupe de référence importante dans l'établissement d'une échelle stratigraphique basée sur la succession de zones d'Halobies. Une telle échelle se révèle essentielle pour la chronostratigraphie du Trias supérieur dans les séries où les Céphalopodes sont très rares ou absents. Le tableau (fig. 3) propose une succession chronostratigraphique d'espèces d'Halobies établie d'après la coupe de l'Isparta Çay et d'après les coupes décrites par P. DE CAPOA BONARDI en Lucanie.

Cette succession proposée est susceptible d'être modifiée en fonction des découvertes possibles de marqueurs stratigraphiques précis (Ammonites, Conodontes). C'est l'un des objectifs des travaux en cours, qui porteront également sur l'étude des rapports biostratigraphiques entre les espèces d'Halobies de la partie supérieure de la coupe (passage Carnien-Norien) et l'étude des rapports morphologiques et phylogénétiques entre *H. austriaca*, *H. halorica* et *H. lineata*.

Conclusion et résumé

En résumé, dans le secteur de l'Isparta Çay parmi les apports sédimentaires on distingue :

* Cette découverte pourra nous amener à décaler dans le temps la succession des zones que nous proposons plus bas, s'il se révèle que cette espèce est confinée au Norien inférieur.

— des sédiments d'origine autochtone résultant de processus de précipitation chimique et biochimique.

— et des sédiments d'origine allochtone détritiques.

Les premiers ont conduit aux radiolarites et aux calcaires à Halobies, leur vitesse de sédimentation était faible.

Les seconds ont été mis en place à partir des rives du bassin soit par des processus très rapides de coulées turbides grossières (brèches granoclassées) soit sous l'action de courants (grès) et de phénomènes de décantation (marnes). Les divers faciès résultants se superposent et s'imbriquent latéralement les uns dans les autres, ceci se manifeste par une grande variation des successions verticales possibles d'une région à l'autre. Celle qui a été proposée ici (fig. 2) ne représente donc qu'un exemple de superposition. L'un des intérêts de cette coupe réside dans la richesse de sa faune d'Halobies répartie dans le Carnien et le Norien.

Le secteur de l'Isparta Çay s'insère dans le domaine plus vaste du bassin pamphylien, et, compte tenu de ce qui précède il doit correspondre plus précisément au bas du talus continental.

L'unité sédimentologique de la partie centrale du bassin pamphylien réside dans la grande extension de certains faciès fondamentaux : calcaires à Halobies, radiolarites et grès à plantes. Ces faciès s'intercalent latéralement dans des coulées de laves (coulées massives ou en pillows).

Remerciements

Ce travail a été entrepris dans le cadre des accords de coopération passés entre le Centre National de la Recherche Scientifique (C. N. R. S. Paris) et l'Institut d'Etudes Géologiques et de Prospection Minière de Turquie (M. T. A. — Ankara) que nous remercions d'avoir bien voulu autoriser la publication de ces résultats.

Tav. 1.

Fig. 1. — *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS). Valve droite. Isparta. Inst. Paleont. Milan; X 1.

Fig. 2. — *Halobia austriaca* MOJSISOVICS. Lumachelle. Isparta. Inst. Paleont. Milan; X 1.

Fig. 3. — *Halobia charlyana* MOJSISOVICS. Lumachelle. Isparta. Inst. Paleont. Milan; X 1.

Tav. 2.

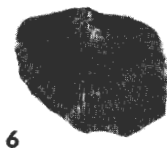
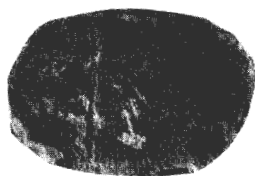
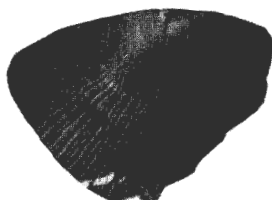
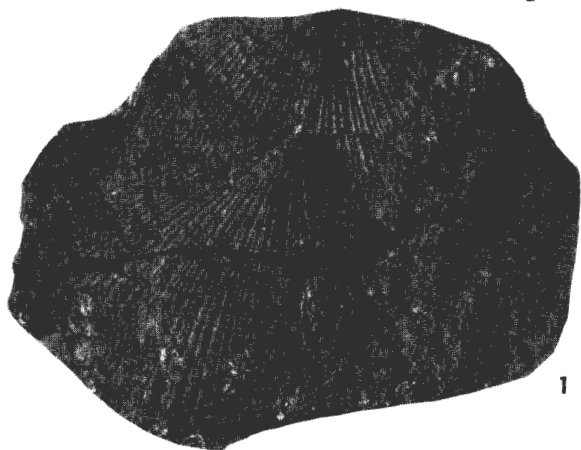
Figs. 1, 2, 3. — *Halobia halorica* MOJSISOVICS. Isparta. Inst. Paleont. Milan; X 1.

Figs. 4, 5, 6. — *Halobia lineata* (MÜNSTER). Isparta. Inst. Paleont. Milan; X 1.

Fig. 7. — *Juvavites* sp. Isparta. Inst. Paleont. Milan; X 1.

Tav. 1





Bibliographie

- BRUNN, J. H., DUMONT, J. F., de GRACIANSKY, P. C., GUTNIC, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., MONOD, O. & POISSON, A. (1971): Outline of the geology of the Western Taurides, in: „Geology and History of Turkey“ — Guidebook for the 13th field-session of the PESL — A. S. CAMPBELL Ed. — p. 225—255 — Tripoli.
- DAPPLES, E. C. (1967): Silica as an agent in diagenesis. In: Diagenesis in sediments — LARSEN, G. and CHILINGAR, G. V. Ed. — Elsevier Amsterdam.
- DE CAPOA-BONARDI, P. (1970): Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino meridionale). Studio paleontologico e biostratigraphico. Mem. Soc. Natur. Napoli, Boll. 78, 1969, 127 p.
- DUMONT, J. F., GUTNIC, M., MARCOUX, J., MONOD, O. & POISSON, A. (1972): Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Définition du Bassin Pamphylien: un nouveau domaine à ophiolites à la marge externe de la chaîne taurique. Z. Deutsch Geol. Ges. 123, p. 385—409.
- GUTNIC, M. & POISSON, A. (1970): Un dispositif remarquable des chaînes tauriques dans le Sud de la courbure d'Isparta (Turquie). C. R. Ac. Sciences Paris, 270, p. 672—675.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). Verh. Geol. B.-A. 1973/1, 113—153.

Agean and Bithynian: Proposal for Two New Anisian Substages

By RICCARDO ASSERETO

8 Figures

Adresse: Prof. Dr. R. ASSERETO, Istituto di Geologia, Università di Milano, Milano, Italy

Abstract

Three ammonoid zones are recognized in unusually complete sections of early Middle Triassic marine pelagic rocks exposed on the Kokaeli Peninsula (Turkey) and on the Island of Chios. These zones are grouped into two substages named in ascending order Aegean and Bithynian. Superposition of the Aegean Substage on the Lower Triassic is well proven on the Island of Chios where beds with Aegean ammonites conformably overlie beds with a late Lower Triassic *Subcolumbites* fauna. The relationship between Bithynian and the overlying Pelsonian are well displayed by superposition of fossiliferous beds on the Kokaeli Peninsula. The new substages represent a stratigraphic interval that has been improperly known in the literature as "Hydasopian", a chronostratigraphic unit much older, of Lower Triassic age. Their introduction therefore fills the need for named subdivisions and provides a standard for rocks of early Middle Triassic age throughout the world. On the basis of the new data it is proposed to enlarge the scope of the Anisian Stage to include the new substages and to divide it into two parts: an Upper Anisian based on the Illyrian and Pelsonian substages, and a Lower Anisian founded on the new Bithynian and Aegean substages. The lower boundary of each Anisian substage is defined in terms of beds at a type locality.

Introduction

Unusually complete and fossiliferous sections of marine early Middle Triassic beds have been found near Gebze on the Kokaeli Peninsula (Turkey) (ASSERETO, 1972) and on the Island of Chios (Greece) (BENDER, 1970; BESENECKER et al., 1968) (fig. 1). These sequences represent an unnamed stratigraphic interval younger than Lower Triassic, but older than the Anisian, as originally defined by WAAGEN and DIENER (in MOJSISOVICS et al., 1895), with which the Middle Triassic begins. This chronostratigraphic interval, for which no unquestioned ammonites have been known in the Mediterranean province, has traditionally been named "Hydasop" in the European literature. But this name is inappropriate because the strato-type of the Hydasopian is much older, of Lower Triassic age.

The objects of this paper are: (i) to show that Gebze and Chios sections provide a record for the unnamed interval; (ii) to illustrate how these sequences may constitute a basis for distinction of standard zones useful in expressing age relations and in defining higher rank chronostratigraphic units that fill the need of named subdivisions for the interval; (iii) to review the chronostratigraphic nomenclature of the Anisian in the light of the new data.

The author is deeply grateful to friends and colleagues Drs. M. GAETANI, N. SILBERLING, W. SWEET and T. TOZER for the stimulating discussions had on the problems dealt with in this paper, during the last years and for reading and criticising early drafts of this work. Thanks are due to Prof. JACOBSHAGEN who kindly put the BENDER collection at the writer's disposal and discussed with him the generic and specific determinations

given by that author, and the stratigraphic problems of the Island of Chios. The author also wishes to thank all colleagues who kindly replied to the questionnaire on the problems dealt with in this work. Financial support to this research was given by the "Centro Studi per la Stratigrafia delle Alpi" of the Italian "Centro Nazionale delle Ricerche".

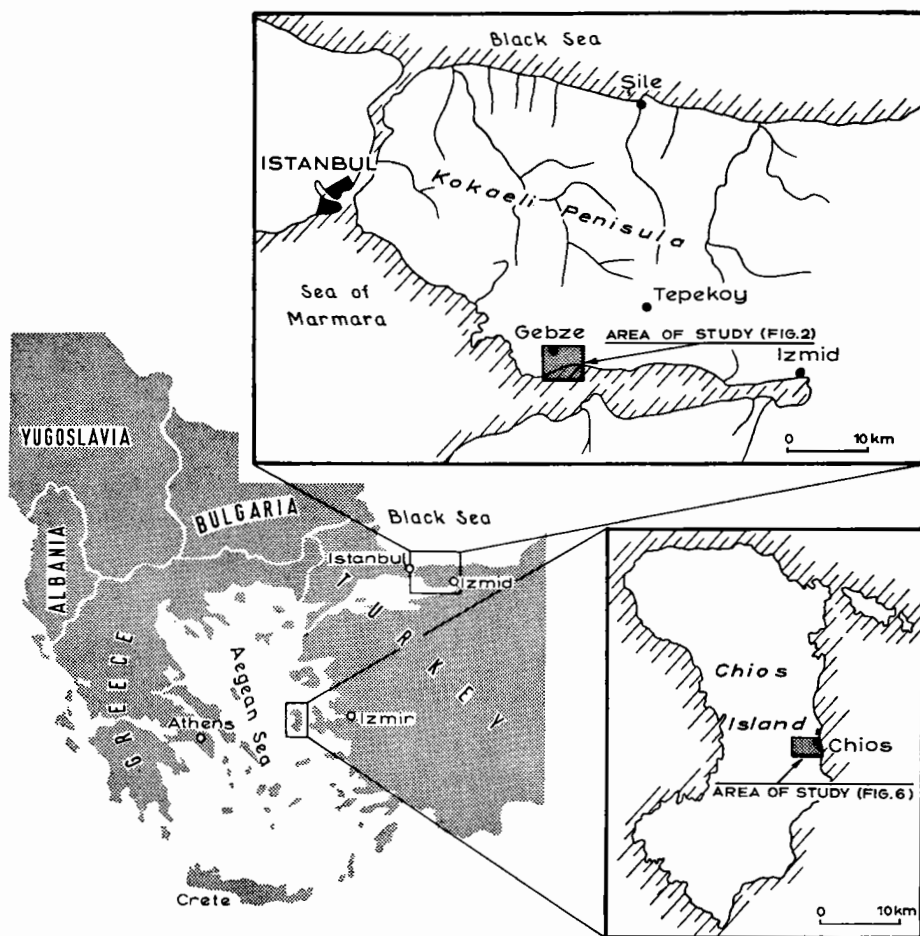


Fig. 1. Index map of the eastern Mediterranean region showing location of the studied areas.

Analysis of the Sequences

Kokaeli Peninsula

In the Kokaeli Peninsula, Turkey (figs. 1, 2) richly fossiliferous localities with early Middle Triassic ammonoids occur along the Istanbul-Izmid railway line, east of the Gebze station (TOULA, 1896; ARTHABER, 1914).

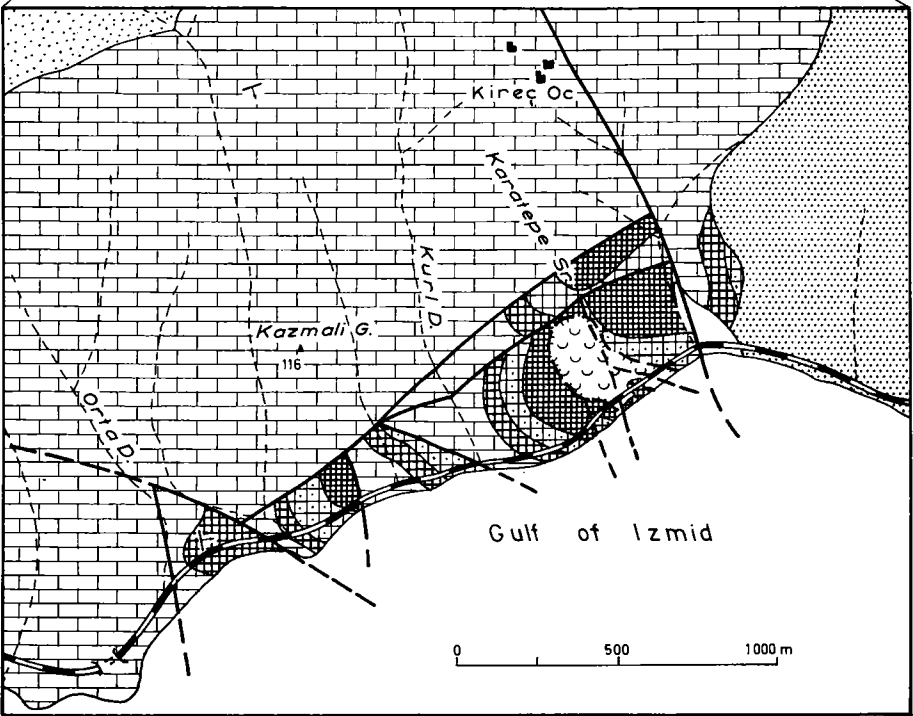
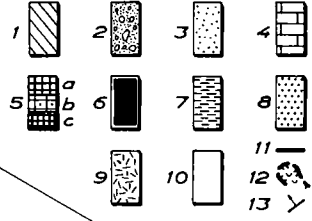
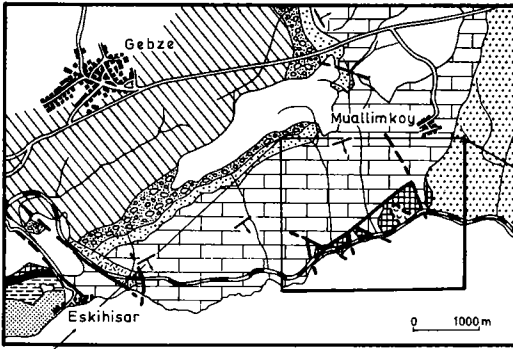


Fig. 2. Geologic map of the type locality of the Bithynian substage in Gebze area (Kokaeli Peninsula, Turkey). (1) Devonian and Carboniferous formations; (2) Basal Conglomerate (probable Permian); (3) Variegated Sandstone and Marl (Lower Triassic); (4) Grey Limestone and Dolomite (Upper Spathian—Lower Anisian); (5) Nodular Limestone (Anisian), (a) Lower Member, (b) Middle Member, (c) Upper Member; (6) „Ammonitico Rosso“ (Upper Anisian—Ladinian); (7) Grey-Green Marl (Carnian); (8) Cretaceous formations; (9) andesites; (10) Neogene and Quaternary cover; (11) faults; (12) landslides; (13) strike and dip of beds.

Recent studies (ASSERETO, 1972) have shown that the faunas are contained in six superimposed horizons the location of which is given in figs. 3, 4. The upper fossiliferous beds (c, d, e, and f in figs. 3, 4) include assemblages with respectively: *Flexoptychites* and

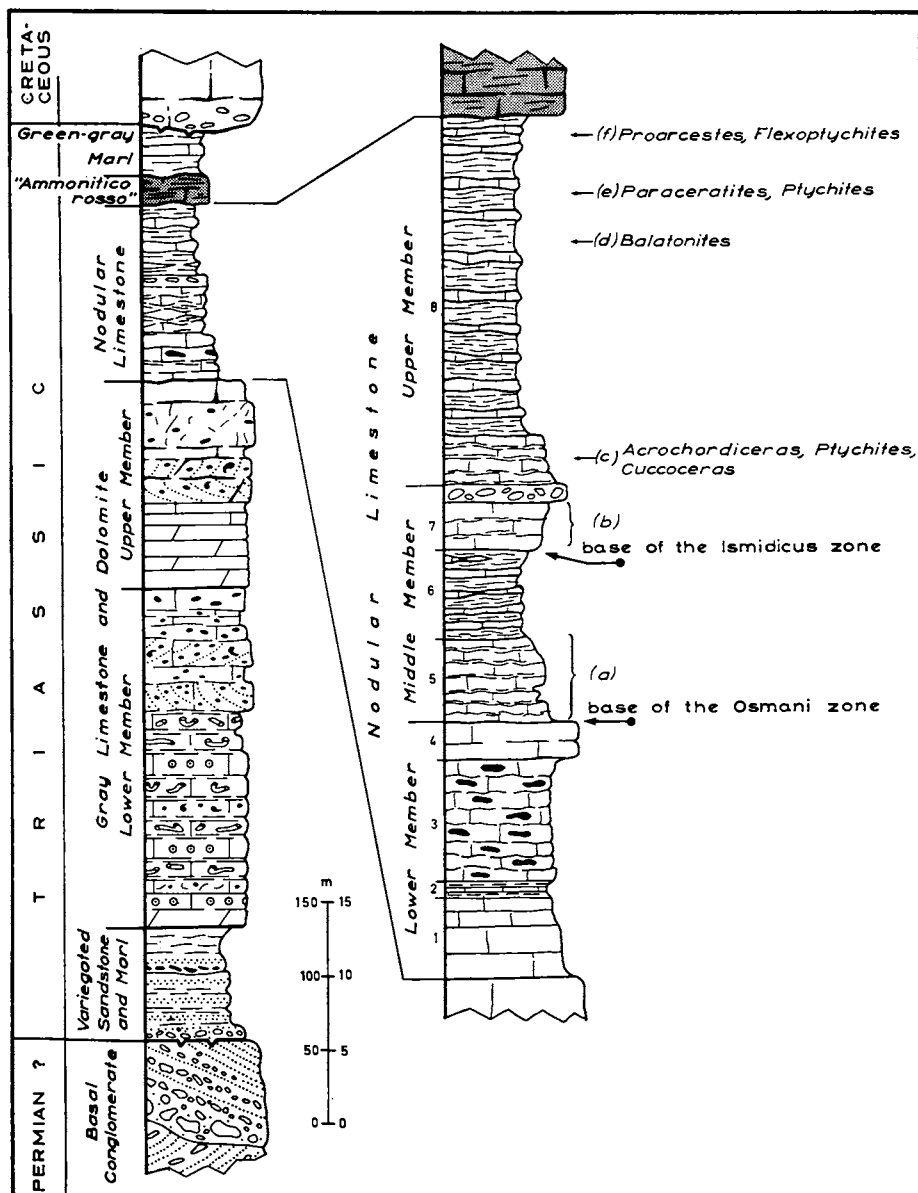


Fig. 3. Generalized stratigraphic section of the Triassic rocks in Gebze area and location of ammonite faunas (indicated by letters) in the Nodular Limestone. The Ismidicus and Osmani Standard Zones are based respectively on faunas (b) and (a).

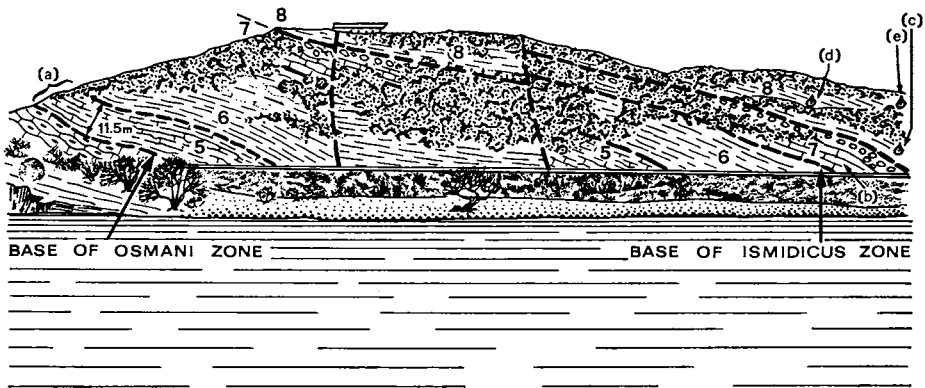


Fig. 4. Sketch from a photo of the railway cutting between Km 49,920 and Km 51,120 of the Istanbul—Izmid line seen from the sea. The letters show the location of the ammonite faunas, while numbers refer to lithic units (see text for discussion and fig. 3).

Proarcestes (f); *Ptychites* and *Paraceratites* (e); *Balatonites* (d); *Acrochordiceras*, *Ptychites* and *Cuccoceras* (c) that enable correlations with the *trinodosus* and *binodosus* zones (sensu MOJSISOVIC) of the Alps (ASSERETO, 1972, p. 440—442). The faunas immediately underlying bed (c) (faunas [b] and [a] in figs. 3, 4) have independent features and cannot be referred to any standard zone recognized in the Tethys. Fauna (b) is characterized by *Anagygnotoceras*, *Ismidites*, *Acrochordiceras*, *Cuccoceras*, *Sturia* and *Gymnitids*, while fauna (a) is represented by an abundance of *Nicomedites* associated with “*Hungarites*” (perhaps *Grambergia*), *Procladiscites*, *Epacrochordiceras*, *Hollandites*, etc. Faunas (b) and (a) underlie correlatives of the *binodosus* Zone (sensu MOJSISOVIC), with which the Anisian stage was begun, and overlie by about 350 m beds with late Lower Triassic conodonts of the lower *homeri* Zone sensu BENDER (1970) (A. NICORA and W. SWEET, personal communication) and therefore provide a record for at least part of the unnamed chronostratigraphic interval that exists between the top of the Lower Triassic and the base of the type Anisian.

It is proposed therefore to base on these faunas two standard zones named, in descending order, the Ismidicus and Osmani Zones, whose type-locality limits, content and correlations are given in the paragraph “Proposals” on page 36—39.

Chios Island

Red limestones in “Ammonitico Rosso” facies, with rich late Lower Triassic *Subcolumbites* faunas, have long been known in the island of Chios (Greece) (RENZ and RENZ, 1947, 1948). Recently BENDER (1970) found ammonite faunas with “Anisian” affinities at M. Marathovouno (fig. 1, 5), in the upper part of the “Ammonitico Rosso”, above the Lower Triassic faunas (fig. 6). Subsequent research by the writer along BENDER’S CM II section permitted the duplication of almost all the fossiliferous material of the above author. The revised list of BENDER’S species and the determinations in the new material are given below.

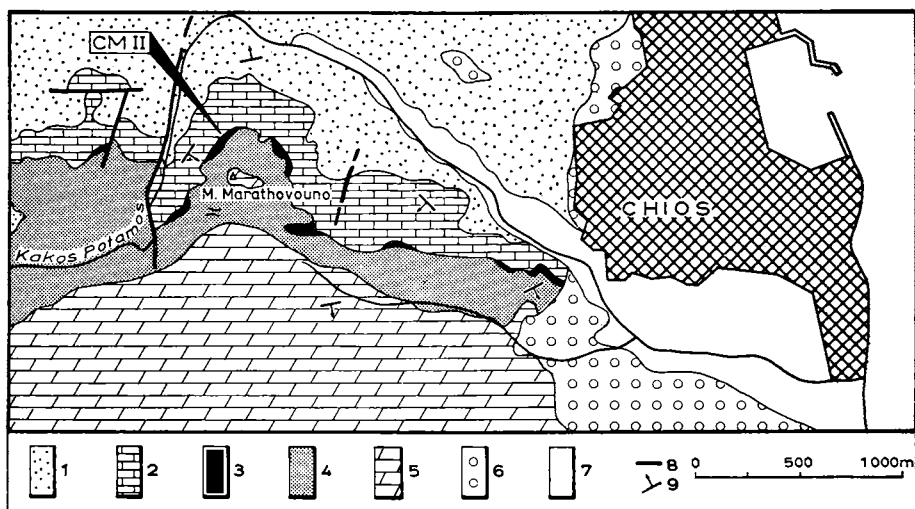


Fig. 5. Geologic map of the type locality of the Aegean substage in Chios Island Greece, showing location of section CM II. (1) Paleozoic formation; (2) Massive limestone (Lower Triassic); (3) Marmarotrapeza Kalk (Ammonitico rosso) (Spathian—Lower Anisian); (4) "Bunte Serie" (conglomerates, tuffs, cherts) (Anisian); (5) Stratified limestone and dolomite (Ladinian); (6) Miocene sandstones; (7) Quaternary cover; (8) faults; (9) strike and dip of beds.

m 10.5 (fig. 6)

Bender material¹): "*Megaphyllites*" *evolutus* WELTER, *Paracrochordiceras* n. sp. A. aff. *P. americanum* MCLEARN (2), *Paracrochordiceras* n. sp. B. (3), ? *Paracrochordiceras* n. sp. C (4), *Japonites ugra* (DIENER) (5), *Procladiscites* n. sp.? (6), *Leiophyllites* ex gr. *confucii* (DIENER) (7), *L. pitamaha* (DIENER) (8).

New material (T329): "*Megaphyllites*" *evolutus* WELTER, *Paracrochordiceras* n. sp. B, *Procladiscites* sp. ind., *Sturia* sp. ind., *Leiophyllites* ex gr. *confucii* (DIENER).

¹) The original determinations of BENDER (1970), when different, are given below in notes 2—10. (2) *Florianites alternecostatus* (pl. 3 fig. 2, non pl. 3 fig. 3) in BENDER. (3) *Sibirites pandya* (pl. 3 fig. 1) and *Acrochordiceras* ex aff. *anodosum* (specimen not figured) in BENDER. (4) *Acrochordiceras* ex aff. *anodosum* (pl. 2 fig. 9) in BENDER. (5) *Japonites ugra* (pl. 3 figs. 5—6, pl. 4 fig. 2) and *J. meridianus* (pl. 2 fig. 10) in BENDER. (6) *Sturia* cf. *mongolica* in BENDER 1970. (7) *Xenaspis laevis* (pl. 2 fig. 8) in BENDER 1970. (8) *Xenaspis indoaustratica* (pl. 2 fig. 7) in BENDER 1970. (9) *Japonites raphaelis-zojae* (pl. 4 fig. 1) in BENDER 1970. (10) *Florianites* cf. *alternecostatus* (pl. 3 fig. 3, non fig. 2) in BENDER 1970.

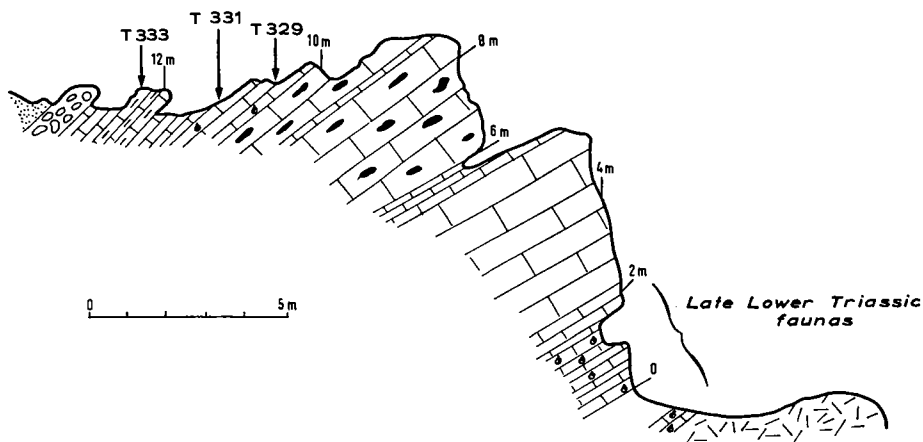


Fig. 6. Section CM II (from Bender 1970) near M. Marathovouno (Chios Island) showing location of ammonite faunas.

m 11

Bender material: *Japonites* n. sp. A (= *J. raphaelis-zojae* in WELTER 1915; non *J. raphaelis-zojae* TOMMASI, 1899) (9), *Danubites* cf. *alternecostatus* (WELTER) (10).

New material (T 331): *Japonites* sp. ind. cf. *ugra* (DIENER), *Leiophyllites pitamaha* (DIENER).

m 12.20

New material (T 333): *Japonites* n. sp. A (= *J. raphaelis-zojae* in WELTER, 1915), *Danubites* cf. *alternecostatus* (WELTER), *Leiophyllites* aff. *L. visendus* SHEVYREV.

From the above list it appears that some disagreement in the measurements exists, for what is listed by BENDER at m 11 seems equivalent to what the writer has in T 333 (m 12.20) in the new collection. Further some of the species found by the writer in beds contiguous, but clearly distinct (T 329 and T 331) are listed by BENDER in the same bed (m 10.5). At present we are not in a position to establish if this depends on a composite collecting by BENDER or on an insufficiently large collection from the basal bed (m 10.5) on the writer's part. There is an element, nevertheless, that suggests that the first alternative is the more probable one; in the new collection from m 11 there is a fragment of *Leiophyllites pitamaha*, whose missing piece is represented by the specimen Mbg 753 (pl. 2, fig. 2) listed by BENDER (1970) from m 10.5.

In any case, even considered as a whole, this fauna has a very characteristic generic assemblage, different from that of any standard zone known in the Tethys, which correlates with numerous Asiatic and American faunas. The above characters and the superimposition in one single section above late Lower Triassic ammonites recommend this fauna as the basis for at least one, but perhaps two, standard zones. The discrepancy between BENDER's stratigraphic data and mine and the delicate problems connected with collecting in the "Ammonitico Rosso" facies, have led to the postponement of formal designation of standard zones to new studies, planned in collaboration with Prof. JACOBSSHAGEN for next summer. For the moment the zone in question will be informally indicated as *Paracrochordiceras-Japonites* beds.

BUNT-SANDSTEIN	ALP I N E R M U S C H E L K A L K						1874	MOJŠIČIĆ	
	<i>T. balaticum</i> Z.			<i>A. studei</i> Z.					
BUNT-SANDSTEIN	ALP I N E R M U S C H E L K A L K						1882	MOJŠIČIĆ ET AL.	
	<i>C. binodosus</i> Z.			<i>C. trinodosus</i> Z.					
SKYTHISCH	D I N A R I S C H						1895	MOJŠIČIĆ ET AL.	
Jakulisch	Hydaepisch		Anisisch						
	<i>S. superbus</i> Z.		<i>C. binodosus</i> Z.		<i>C. trinodosus</i> Z.				
SKYTHISCH	A N I S I S C H						1896	ANTHABER	
<i>D. gracilis</i> Z.		<i>Rh. decurtata</i> Z.		<i>C. trinodosus</i> Z.					
SKYTH	Grenzbil- dungen	A N I S						1930	PIA
		unter			ober				
		Hydaep		Pelson		Illyr			
<i>N. stanensis</i>		<i>Ph. pauciforata</i>		<i>C. binodosus</i>		<i>D. sturi</i> <i>Diplopora annulatifima</i>			
UPPER EO- TRIAS	L O W E R M E S O - T R I A S (A N I S I A N)						1934	SPATH	
Fruhvarianthin	Beurichitan			Paraceratitan					
	<i>binodosus</i> Z.			<i>trinodosus</i> Z.					
SKYTH	A N I S						1952-1958	ROSENBERG	
	unter			ober					
	Hydaep		Pelson		Illyr				
<i>N. stanensis</i>		<i>Ph. pauciforata</i>		<i>Veltzia recubariensis</i>		<i>P. binodosus</i> <i>Rh. decurtata</i> <i>P. trinodosus</i> <i>D. sturi</i> <i>Diplopora annulatifima</i>			
OLENEKIAN	A N I S I A N						1964	SHEVYEV	
	Beurichitan			Paraceratitan					
	<i>haugi</i> Z.		<i>osmani</i> Z.		<i>binodosus</i> Z.				<i>trinodosus</i> Z.
SPATHIAN	A N I S I A N						1968	SILBERLING & TOZER	
	Lower Anisian		Middle Anisian		Upper Anisian				
	<i>Caurus</i> Z.		<i>Varium</i> Z.		<i>Shoshonensis</i> Z.				<i>Rotelli-</i> <i>formis</i> Z. <i>Meeki</i> <i>Z.</i> <i>Occiden-</i> <i>talis</i> Z.
SPATHIAN	A N I S I A N						1971	TOZER	
	Lower Anisian		Middle Anisian		Upper Anisian				
	<i>Caurus</i> Z.		<i>hyatti beds</i>		<i>Shoshonensis</i> Z.				<i>Rotelli-</i> <i>formis</i> Z. <i>Meeki</i> <i>Z.</i> <i>Occiden-</i> <i>talis</i> Z.
SPATHIAN	A N I S						1973 a	K O Z U R	
	Unter Anis		Pelson		Illyr				
	<i>Caurus</i> Z.		<i>Varium</i> Z.		<i>(Shoshonensis</i> Z.) <i>trinodosus</i> Z.				
OLENEKIAN	A N I S						1973 b	PIŠA	
	Unter Anis		Pelson		Illyr				
	<i>A. enodosum</i> Z.		<i>A. varium</i> Z. et al.		<i>P. trinodosus</i> Z.				
SKYTH	A N I S						1973	PIŠA	
Unter Anis (Hydaep)		Pelson		Ober Anis Illyr					

Fig. 7. Comparative table of the chronostratigraphic nomenclatures applied to the lower Mesotriassic. This table is just a comparison between different nomenclatures and not a correlation-table.

Discussion

In his pioneering and classical studies on the Alpine Trias, above the late Lower Triassic *cassianus* Zone, MOJSISOVICS (1872) recognized two ammonitic horizons, which he at first (1873, 1874) named *balatonicum* and *studei* Zones, and later (1882) *binodosus* and *trinodosus* Zones respectively. These zones provide, according to MOJSISOVICS, a basis for the distinction of the Alpine Muschelkalk. In substitution of the name Alpine Muschelkalk, some years later WAAGEN and DIENER (in MOJSISOVICS et al., 1895) introduced the Anisian Stage, from the Latin name (*Anisus*) of the river Enns (Austria), where both *binodosus* and *trinodosus* Zones are represented (ASSERETO, 1971; SUMMESBERGER and WAGNER, 1972). In the original definition Anisian was the upper subdivision of the Dinarian Serie (fig. 8); the lower subdivision was represented by the Hydaspien, an independent stage based on the Upper Ceratite Limestone of the Salt Range (Pakistan). The definition of the Anisian was subsequently enlarged by ARTHABER (1906) who did not use the term Hydaspien and in the Alps considered as "Anisian" the calcareous beds without ammonites lying below the *binodosus* zone and above the late Lower Triassic *cassianus* zone. This enlargement was subsequently accepted by PIA (1930) who divided the Anisian into two parts: an Upper Anisian, equivalent to the original Anisian of Waagen and Diener and a Lower Anisian or Hydaspien equivalent to the Lower Anisian of Arthaber, for which he claimed no ammonite faunas were known. The use of the term Hydaspien for this interval was inappropriate because, as noted by SPATH (1934), the type Hydaspien in the Salt Range is Lower Triassic and therefore much older than the Lower Anisian rocks of the Alps.

In spite of SPATH's remarks PIA classification and the term "Hydasp" have been widely used in succeeding years in Europe in the stratigraphic nomenclature of the Mediterranean region. Only recently have various authors felt the need to substitute a new name for the inappropriate term "Hydaspien" (ASSERETO, 1972; TOZER, 1972; SUMMESBERGER and WAGNER, 1972; KOZUR, 1973a, 1973b). The introduction of a new chronostratigraphic unit was however considered problematic due to the supposed lack in the Tethys of complete ammonitiferous sections representative of the interval (SILBERLING and TOZER, 1968; SUMMESBERGER and WAGNER, 1972; KOZUR, 1973). Data reported in the preceding paragraphs show that in the eastern Mediterranean there are sections that provide a basis for definition of standard zones and higher rank chronostratigraphic units.

At this point arises the problem, clearly focused by SUMMESBERGER and WAGNER (1972, p. 534) and ASSERETO (1972), of determining whether these sequences should provide (a) a basis for a new stage or rather if (b) they should be used to amend the original definition of the Anisian by amplification (see fig. 8).

Priority and the long chronological interval represented by the sequences in question favour the first alternative. However, very often in chronostratigraphic nomenclature tradition prevails over priority, and undoubtedly from the time of ARTHABER (1906) the chronologic interval represented by the Gebze and Chios sequences has always been included in the Anisian. Moreover, the ammonite faunas of this interval have also been considered Anisian, even if they have often been inappropriately correlated with *trinodosus* zone (TOULA, 1896; ARTHABER, 1914; SHEVYREV, 1968 etc.). Therefore, in order to disturb as little as possible a "well established" stratigraphic nomenclature, the writer (ASSERETO, 1972) suggested that it would be more suitable to consider the interval in question as part of the Anisian and not a new stage. This resolution was recently supported

by replies to a questionnaire on the problem from numerous colleagues active on the Triassic; 100% supported inclusion in the Anisian of the interval represented by the Chios and Gebze sections.

The acceptance of this solution raises the problem of the redefinition and the most appropriate subdivision of the enlarged Anisian stage. As chronostratigraphic subdivisions are essentially a matter of convention, it would be better to introduce new data or eventually improvements as far as possible in the traditionally used schemes, in order to avoid too sudden changes in the established nomenclature.

In this case two principal tendencies can be recognized in the literature (fig. 7): (a) the traditional school, based on the works of MOJSISOVICS et al. (1895) and PIA (1930), who divide the chronologic interval included between the Lower Triassic and the Ladinian into two parts, an upper one which includes the Pelsonian (=Balatonian) and the Illyrian (=Bosnian) substages, and a lower one inappropriately named Hydasopian; (b) the American school, based on recent works of TOZER (1967, 1971) and SILBERLING and TOZER (1968) which divides this interval into three parts, a Lower Anisian equivalent to the lower part of PIA's Hydasopian, a Middle Anisian, which corresponds to the late Hydasopian, plus the Pelsonian of PIA, and an Upper Anisian equivalent to the Illyrian. The classification used in America would be justified according to TOZER (personal communication) by the affinity existing between the faunas of the upper part of the so-called "Hydasopian" and those of the Pelsonian, especially by the common stamp given by *Acrochordiceras* and *Cuccoceras*. However, the appearance at the base of the Pelsonian of important genera such as *Balatonites* and *Ptychites* s. st. and the disappearance of equally important groups such as *Anagymnotoceras*, *Ismidites* and *Isculites*,

A		B		C	
ANISIAN	Illyrian	A N / Upper	Illyrian	A N / Upper	Illyrian
	Pelsonian		Pelsonian		Pelsonian
"ANATOLIAN"	Bithynian	A N / Lower	"Anatolian"	A N / Lower	Bithynian
	Aegean		Aegean		

Fig. 8. Possible nomenclatures that can be applied to the lower Mesotriassic on the basis of the new data from Chios Island and Kokaëli Peninsula. Alternative A is based on priority and maintains the original scope of the Anisian, while B and C are possible alternatives in which the Anisian is considered in the enlarged sense proposed by Arthaber (1906) and traditionally accepted. For reasons explained in the text (p. 35) it is proposed in this paper the adoption of alternative C.

in my opinion discount the other similarities. In particular the appearance at the base of the Pelsonian of *Ptychites*, a very abundant and characteristic element of the Anisian faunas of the Tethys, supports the subdivision into two parts proposed by MOJSISOVICs et al. (1895) and PIA (1930).

Remaining to be considered are the most appropriate nomenclature and definition to be applied to the Lower Anisian for which no formal names are available, as the widely used Hydaspien is based on a Lower Triassic stratotype. On the basis of the data available, two theoretical alternatives are possible (fig. 8): (a) to replace the inappropriate name by a new one based on the grouping of Kokaëli and Chios sequences or (b) to introduce two new substages, based respectively on the Ismidicus and Osmani Zones of the Kokaëli Peninsula and on the *Paracrochordiceras-Japonites* beds of Chios. The first alternative is favoured by traditional use, for the Lower Anisian has always been treated in European literature as an unicum. The second alternative is supported by paleontological facts for there are obvious differences between the fauna of the *Paracrochordiceras-Japonites* beds and the faunas of the Ismidicus and Osmani Zones. The writer, probably a conservative, favoured the first alternative and proposed, in the oral presentation of this paper at the Vienna Meeting (May 1973), the name "Anatolian" for the whole interval of the Lower Anisian. This alternative was supported also by a majority of the colleagues who replied to a questionnaire on this problem. However, Dr. E. T. TOZER, who is well acquainted with these problems because of his world-wide experience with Triassic rocks, pointed out, during a series of stimulating conversations (May 1973), that the differences between the fauna of *Paracrochordiceras-Japonites* beds and those of the Ismidicus and Osmani Zones are actually similar to those existing between the latter and the Pelsonian faunas or between Pelsonian faunas and Illyrian ones. For these reasons Dr. TOZER felt it would be inappropriate to lump into a single substage the Turkish and Chios faunas. Rather, he supported designation of two substages. This also to favour the use of substages in boreal regions where, due to the well-known faunistic provincialism, it is possible to distinguish correlatives of the *Paracrochordiceras-Japonites* beds from correlatives of the Bithynian faunas, but it is more difficult to separate the latter from the Pelsonian faunas. Analogous suggestions were made to the writer by Prof. V. JACOBSHAGEN.

As the distinction of two substages seems to correspond with the available facts and to be useful in facilitating intercontinental correlations, it is proposed to introduce the following two new substages, in descending order: (2) *Bithynian*, based on Kokaëli Peninsula sequences, and (1) *Aegean*, based on the Chios sequence. Type-localities, boundaries and contents of the new substages are fixed in the paragraph "Proposals" on p. 36-39.

When the proofs of this paper had already been delivered Dr. TOZER kindly sent me a copy of the reports of the meeting for the unification of the stratigraphic schemes of the marine Mesozoic of Siberia and the Far East, held at Novosibirsk in March, 1972 (*Geologica i Geofisika* 1972, №. 7, p. 136). In table 1 of the report summarising the final proposals the Anisian stage is considered in the enlarged sense proposed in this paper. However, in note 4 of p. 138, it is specified that according to АРКHIPOB "the two lower Anisian zones, whose equivalents are unknown in the Alpine stratotypic localities, may be grouped in the new Kular stage". Thus, the Kular stage should be more or less equivalent to the Lower Anisian of PIA (1930) and of this paper. However, as in the report of the Novosibirsk meeting no mention was made either of the sequences or of the faunistic assemblages on which АРКHIPOB intends to base the new stage, it is not possible at present to establish the exact chronostratigraphic significance of the Kular, nor its boundaries.

Proposals

As a conclusion to the discussions in the preceding paragraphs the following proposals are made.

Anisian Stage

It is formally proposed to enlarge the original definition of the Anisian Stage of WAAGEN and DIENER (in MOJSISOVICS et al. 1895) to include the stratigraphic interval between the top of the Lower Triassic and the base of the Pelsonian (= Balatonian), which is represented by the two new substages, the Bithynian and the Aegean. The lower boundary of the new Anisian coincides with that of the Aegean. In agreement with PIA (1930) it is proposed to subdivide the Anisian, as above defined, into two parts, the Upper Anisian, defined by the Illyrian and Pelsonian substages and the Lower Anisian, defined by the Bithynian and Aegean substages.

Upper Anisian

Equivalent to the original Anisian of WAAGEN and DIENER (in MOJSISOVICS et al. 1895) and to the Upper Anisian of PIA (1930); characterized in the Tethys by two ammonite assemblages. The upper, dominated by *Paraceratites* and *Flexoptychites*, provided the basis for the Bosnian Substage (WAAGEN and DIENER in MOJSISOVICS et al. 1895), later named Illyrian by PIA (1930). The lower assemblage including *Balatonites*, *Acrochordiceras*, *Ptychites* and *Cuccoceras* provided a basis for the definition of the Balatonian Substage (WAAGEN and DIENER, in MOJSISOVICS et al., 1895), subsequently renamed Pelsonian by PIA (1930). Bosnian and Balatonian have priority but have never been used, while on the contrary Pelsonian and Illyrian are well-established names. For this reason it is proposed that they continue to be used.

Illyrian Lower Boundary

ASSERETO (1971), discussing the significance of the *binodosus* Zone of Mojsisovics, stressed how the zonal index was confined to the upper part only of the zone and added that if the initial appearance of new taxa is used for the biostratigraphic limits, then the horizon in which *P. binodosus* occurs already belongs to the following *trinodosus* Zone, on which Illyrian substage is based. This opinion was supported by KOZUR (1973a, 1973b) who proposed to fix the Pelsonian-Illyrian boundary at the base of Tiefengraben fauna in Grossreifling (Austria). The choice is unhappy as the Tiefengraben locality is no longer known exactly (ASSERETO, 1971; SUMMESBERGER and WAGNER, 1972). It seems more suitable to establish the boundary stratotype in the continuously fossiliferous section of Dont (Southern Alps) (ASSERETO, 1971) at the base of the bed where *P. binodosus* first appears. Naturally the name *binodosus* Zone cannot be maintained for the older faunas of the Pelsonian, that might be grouped under the name Balatonicus Zone, with which these faunas were originally defined by MOJSISOVICS (1873, 1874).

Pelsonian Lower Boundary

Creates some problems as (a) neither WAAGEN and DIENER nor PIA fixed the base of the substage in terms of beds and (b) a section is not known where continuous faunas provide a basis for fixing the actual first appearance of typical Pelsonian fossils. As an ideal boundary stratotype has not yet been found it is proposed that the base of the Pelson, for priority reasons (MOJSISOVICS et al., 1895; see also SUMMESBERGER and WAGNER, 1972), is placed at the base of the bed with Rahnbauerkogel fauna, at the type

locality of the Anisian in Grossreifling. However the possibility of lowering this boundary should be left open, in case typical Pelsonian faunas be found in the apparently unfossiliferous lower beds.

Lower Anisian

Defined by the new Bithynian and Aegean Substages; more or less equivalent to the Lower Anisian of ARTHABER (1906), PLA (1930), ROSENBERG (1952, 1959) and KOZUR (1973 a, b). Lower boundary coincides with that of the Aegean substage; upper boundary is fixed by the base of Upper Anisian, that is by the base of the Pelsonian.

Bithynian Substage

Derivation of the name

From *Bithynia* the ancient Latin name given to the Kokaeli Peninsula.

Type Locality

Kokaeli Peninsula, near the town of Gebze, along the Istanbul-Izmid railway line, from km 49,780 to km 51,500 (figs. 1, 2, 4).

Lower Boundary

Is fixed by the base of Osmani Zone.

Upper Boundary

Defined by the base of the Pelsonian, the next contiguous substage. The superposition is proved in the type area.

Contents

The Bithynian is based on the grouping of the next lower rank chronostratigraphic units, the Ismidicus and the Osmani Standard Zones.

Ismidicus Zone

Zonal Index: *Anagymnotoceras ismidicus* (ARTHABER) 1914, p. 126, pl. XII, fig. 6.

Type Locality: at km 51,080 of the Istanbul-Izmid railway line (see fig. 4).

Lower Boundary: base of the bed 7 in which the zonal index first appears (figs. 3, 4).

This zone is marked by an abundance of *Anagymnotoceras* which exhibits large variations, associated with representatives of *Acrochordiceras*, *Ismidites*, *Beyrichites*, *Isculites*, *Cuccoceras*, *Sturia*, Gymnitids etc. Among the specimens figured by ARTHABER (1914) the following are certainly from this zone: pl. I figs. 3—4, pl. II figs. 4, 5, 6; pl. III fig. 8; pl. V figs. 9, 10.

Equivalents of the Ismidicus Zone appear to be widely distributed in central and eastern Tethys and in America, but the lack of detailed stratigraphic data makes correlations often difficult. Certainly to be referred to this zone are the *Anagymnotoceras* beds of the Anarak region (Iran) (TOZER, 1972), the Lower Gymnites Layer of Kashmir (DIENER, 1913) and the Varium fauna of Nevada (SILBERLING and WALLACE, 1969). Equivalents may also be present in the Anisian fauna of the Caucasus described by SHEVYREV (1968), in the *Hollandites*-bearing beds of Japan (SHIMIZU, 1930; BANDO, 1964) and perhaps in some forms of the *Phyllocladiscites basarinensis* Zone of Primor'ye (ZACHAROV, 1968). Among the Anisian ammonoids from Canada described by TOZER

(1967) and McLEARN (1969) those of the Varium Zone are evidently related to the fauna of the Ismidicus Zone as suggested by the presence of *Anagyminotoceras*, *Hollandites*, *Ismidites* and *Gymnites*.

Osmani Zone

Zonal Index: *Nicomedites osmani* (TOULA), 1896, p. 182, pl. XXII figs. 7, 8.

Type Locality: at km 50,210 of the Istanbul-Izmid railway line (see fig. 4).

Lower Boundary: base of bed 5 in which *Nicomedites osmani* (TOULA) and "*Hungarites*" *solimani* (TOULA) first appears (figs. 3, 4).

A fairly large ammonoid fauna from this zone was described by TOULA (1896). The zone is characterized by abundant *Nicomedites* associated with "*Hungarites*" (perhaps *Grambergia*), *Procladiscites*, *Hollandites*, *Sturia*, *Leiphyllites* etc. This zone may eventually be subdivided in subzones on the basis of the appearance of primitive *Epa-crochordiceras* in the upper portion. Among the specimen figured by ARTHABER (1914) the following are certainly from this zone: pl. I figs. 1–10; pl. III figs. 4–7; pl. IV figs. 1, 3, 4.

The Osmani Zone probably has close correlatives in the *Beyrichites* Zone of Siberia (KIPARISOVA, 1937; POPOV, 1961), in the *Leiphyllites* beds of Anarak region (Iran) (TOZER, 1972) and in "Maizuru Zone" of Japan (NAKAZAWA et al., 1954), as suggested by the occurrence of "*Hungarites*" *solimani* and *Nicomedites*. Equivalent may also be present in the *Leiphyllites pradjumna* beds of Primor'ye (ZACHAROV, 1968).

Representativity of the faunas

The faunas of the Ismidicus and Osmani Zones of the type locality represent in all probability almost all the chronologic interval of the Bithynian. Only for the uppermost part of this substage is a faunistic correspondent unknown, due to the presence of a conglomerate bed in the type area (see fig. 3).

Aegean Substage

Derivation of the name

From *Aegeum* the ancient Latin name given to the sea in which Chios Island is located.

Type Locality

Section CM II of BENDER (1970) at Mount Marathovouno, west of the town of Chios in Chios Island (Greece) (fig. 5, 6).

Lower Boundary

Provisionally fixed at the base of *Paracrochordiceras-Japonites* beds, that is at m 10.5 of BENDER'S CM II section. In this section between the beds with late Lower Triassic faunas and the *Paracrochordiceras-Japonites* fauna there are about 8.5 m in which no ammonites have been found. It is suggested leaving open the alternative to place the apparently unfossiliferous beds in the Aegean, if further studies show characteristic Aegean ammonoids in them.

Upper Boundary

Is defined by the base of the Bithynian, the next contiguous substage. The superposition is proved in Anarak region (Iran) (TOZER, 1972) and in Nevada (SILBERLING & WALLACE, 1969) where correlatives of *Paracrochordiceras-Japonites* beds are overlain

by correlatives of the Osmani and Ismidicus Zones, and also by geometrical reasons, considering that while the Aegean fauna in Chios directly overlies a late Lower Triassic, *homeri* conodont fauna, the same fauna is found in Bithynia about 350 m below the Osmani Zone.

Contents

Recognition of the Aegean Substage is facilitated by the typical faunistic assemblage present in the type locality. This assemblage, provisionally called *Paracrochordiceras-Japonites* fauna, is characterized (see pag. 31) by different species of *Paracrochordiceras*, *Japonites*, *Leiphoyllites* and by *Sturia Procladiscites* and primitive *Megaphyllites*.

Equivalents of *Paracrochordiceras-Japonites* beds are widely distributed all over the world. These are the fauna of bed n° 2 of Nifeokoko (Timor) (WELTER, 1915), the fauna of Middlemiss Crag near Chitichun n° 1 (DIENER, 1895) and the Lower Muschelkalk fauna from Lilang, Spiti (DIENER, 1907). It is possible that equivalents of this zone are also present in the Anarak region (Iran) in *Ussurites* and *Procladiscites* beds (TOZER, 1972) in Nevada in the faunas of Caurus Zone (SILBERLING and WALLACE, 1969) and in the faunas of Kitakami Massif in Japan (MOJSISOVIC, 1888; SHIMIZU, 1930) as suggested by the presence of *Danubites* cf. *kansa*, *Leiphoyllites pseudo-pradyumna* and *Japonites*. In the boreal province *Paracrochordiceras-Japonites* beds have probably correlatives in Siberia as indicated by the occurrence of *Japonites olenekensis* (KIPARISOVA, 1937), a species very similar to *Japonites "raphaelis-zojae"* of WELTER (1915) (non TOMMASI, 1899), and in Canada in the Caurus Zone as suggested by *Paracrochordiceras americanum*, a species very close to *Paracrochordiceras* n. sp. A of Chios.

Representativity of the faunas

As the beds above *Paracrochordiceras-Japonites* beds have no ammonites, as those below Osmani Zone, we are not in a position to state how much of the Aegean Chronostratigraphic interval is represented by fauna. The faunistic differences between these faunas suggest that they may be separated by a long time interval of which we have at the moment no fossil record. In this hypothesis *Paracrochordiceras-Japonites* fauna would represent only the lower part of the Aegean.

References

- ARTHABER, G. VON (1906): Die alpine Trias des Mediterrangebietes. In FRECH, F.: *Lethaea geognostica*, II, Mesozoicum, v. 1, Abt. 3, pp. 223—391, 417—472, Stuttgart.
- (1914): Die Trias von Bithynien (Anatolien). *Beitr. Geol. Pal. Öst.-Ung. Orients*, 27, pp. 85—106, Wien.
- ASSERETO, R. (1971): Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. *Sitzung. Österr. Akad. Wissensch., Abt. 1*, v. 179, p. 25—53, Wien.
- (1972): Notes on the Anisian biostratigraphy of the Gebze Area (Kokaeli Peninsula, Turkey). *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, v. 123, pp. 435—444, Hannover.
- BANDO, Y. (1964): The Triassic Stratigraphy and Ammonite Fauna of Japan. *Sc. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2*, v. 36, pp. 1—137, Tohoku.

- BENDER, H. (1970): Der Nachweis von Unter-Anis („Hydasp“) auf der Insel Chios. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. 19 (1986), pp. 412—464, Athen.
- BESENECKER, H. and others (1968): Geologie von Chios (Agäis). *Geol. Palaeontol.*, v. 2, pp. 121—150, Marburg.
- DIENER, C. (1895): Himalayan Fossils. The Cephalopoda of the Muschelkalk. *Pal. Indica* (15), II, 2, pp. 1—118, Calcutta.
- (1907): The Fauna of the Himalayan Muschelkalk. *Pal. Indica* (15), V, 2, pp. 1—140, Calcutta.
- (1913): Triassic faunae of Kashmir. *Pal Indica, N. S. V, 1*, pp. 1—133, Calcutta.
- KIPARISOVA, L. (1937): Fauna triasovych otlozhenij Vostochnoj chast Sovetskoj Arktiki (Fauna of the Triassic deposits of the Arctic regions of the Soviet Union). *Tr. Arkt. Inst.*, v. 91, p. 136—256, Leningrad.
- KOZUR, H. (1973a): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyidalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, v. 21, p. 363—412, Innsbruck.
- (1973b): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, v. 3, p. 1—30, Innsbruck.
- MCLEARN, F. H. (1969): Middle Triassic (Anisian) ammonoids from north-eastern British Columbia and Ellesmere Island. *Bull. Geol. Surv. Canada*, v. 170, p. 1—90, Ottawa.
- MOJSISOVICS, E. v. (1872): Über ein erst kürzlich aufgefundenes unteres Cephalopoden-Niveau im Muschelkalk der Alpen. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 1872, p. 190—191, Wien.
- (1873): Zur Unterscheidung und Parallelisierung der zwei alpinen Muschelkalk-Etagen. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 1873, p. 296—299, Wien.
- (1874): Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. Einige stratigraphische Studien. *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, v. 24, p. 81—134, Wien.
- (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. *Abh. Geol. Reichsanst.*, v. 10, pp. 1—322, Wien.
- (1888): Über einige japanische Triasfossilien. *Beitr. Paläont. Geol. Öst.-Ung. Orients*, v. 7, p. 163—178, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. *Sitzung. Österr. Akad. Wissensch.*, v. 104, p. 1271—1302, Wien.
- NAKAZAWA, K. & SHIKI, T. (1954): Geology of the Miharayama District, Yabugun, Hyogo Prefecture, Japan, with special reference to the Triassic Maharaiyama Group A study on the stratigraphy and geologic structure of the “Maizuru Zone”. *Journ. Geol. Soc. Japan*, v. 60, pp. 192—201 (in Japanese).
- PIA, J. v. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. 252 pp., Leipzig und Wien.
- PISA, G. (1973): Stratigraphie und Microfazies des Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen (Italien). *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, v. 21, p. 193—224, Innsbruck.
- POPOV, Y. N. (1961): Triassic ammonoids of northeast U.S.S.R. *Trans. Res. Sci. Inst. Arctic Geol.*, v. 79, p. 1—124.
- RENZ, C. & RENZ, O. (1948): Eine untertriadische Ammonitenfauna von der griechischen Insel Chios. *Abh. Schweiz. Palaeont.*, v. 66, p. 1—98, Basel.
- ROSENBERG, G. (1953): Vorlage einer Schichtennamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, v. 42—43, p. 235—247, Wien.
- (1959): Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, vol. 102, p. 477—479, Wien.

- SHEVYREV, A. (1968): Triassic Ammonoids of South U.S.S.R. Tr. Paleont. Inst. Akad. Nauk. S.S.S.R., v. 119.
- SHIMIZU, S. (1930): On some Anisic Ammonites from the Hollandites Beds of the Kitakami Mountainland. Rep. Tohoku Univ., 2 Ser., v. 14, p. 63—74, Tohoku.
- SILBERLING, N. J. & TOZER, E. T. (1968): Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. Geol. Soc. America, Spec. Paper 110, p. 1—63, Boulder.
- SILBERLING, N. J. & WALLACE, R. E. (1969): Stratigraphy of the Star Peak Group (Triassic) and overlying lower Mesozoic rocks, Humboldt Range, Nevada. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 592, p. 1—49, Washington.
- SPATH, L. F. (1934): The Ammonoidea of the Trias. Catal. Foss. Cephal. Brit. Mus. pt. IV, p. 1—521, London.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). Ann. Naturhist. Mus. Wien, v. 76, p. 515—538, Wien.
- TOMMASI, A. (1899): La fauna dei calcari rossi e grigi del Monte Clapsavon nella Carnia Occidentale. Pal. Ital., v. 5, p. 1—54, Pisa.
- TOULA, F. (1896): Eine Muschelkalkfauna am Golf von Izmit in Kleinasien. Beitr. Geol. Pal. Österr.-Ung. Orients, v. 10, p. 152—191, Wien.
- TOZER, E. T. (1967): A standard for Triassic Time. Bull. Geol. Surv. Canada, v. 156, p. 1—103, Toronto.
- (1971): Triassic Time and Ammonoids: Problems and Proposals. Can. Journ. Earth Sci., v. 8, p. 989—1031.
- (1972): Triassic Ammonoids and *Daonella* from the Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran. Rep. Geol. Surv. Iran, v. 28, p. 29—68, Teheran.
- WELTER, O. A. (1915): Die Ammoniten und Nautiliden der ladinischen und anisischen Trias von Timor. Paläont. Timor, v. 5, p. 71—136.
- ZACHAROV, J. D. (1968): Biostratigrafija i ammonoidei nizhnego Triasa Juzhnogo Primor'ja (Biostratigraphy and Ammonoidea of the early Triassic of the southern Primor'ya region), Nauka?, p. 1—175, Moskva.

Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn

Von K. BALOGH*)

Mit 1 Tabelle

Die triassischen Schichtfolgen, die die Hauptmasse der ungarischen Mittelgebirge ausmachen und dabei auch im Untergrunde der innerkarpatischen tertiären Becken sehr verbreitet sind, haben der Mehrzahl nach rein alpine Charakterzüge. „Germanische Einschläge“ in der mittleren, terrestrisch-lakustrische Sedimentation in der oberen Trias wurden nur aus dem Mecsek-Gebirge erwiesen. Zu einer frühen und langdauernden Sedimentationsunterbrechung kam es aber nur im Villányer Gebirge.

Die untertriassische Transgression ging in Ungarn von einem verhältnismäßig schmalen, spätpermischen Meeresarm aus, der sich von der Kreuzung der Südalpen und Dinariden durch Mittel-Transdanubien, nördliche Teile der Ungarischen Tiefebene und das Bükk-Gebirge bis zu den Nord-Gömöriden zog. Dementsprechend lagert sich die Untertrias dieses Streifens mit einer mehr-minder scharfen lithologisch-paläontologischen Änderung, aber konkordant auf rein marines, bzw. lagunär-hypersalynes Oberperm. Das erste ist der Fall in dem Bükk-Gebirge, das zweite im Nord-Teile des Balaton-Hochlandes und im Südvorlande des Vértes-Gebirges. Demgegenüber werden alle beiden Systeme, sowohl in den SW-Teilen der Balatongegend wie im Villányer und Mecsek-Gebirge, durch scharfe Diskordanz getrennt. Sie kommt in den letzteren Gebirgen durch das grobe Grundkonglomerat des weit übergreifenden Jakabhegyer Sandsteinkomplexes besonders stark zum Ausdruck. Leider ist die Abtrennung der Untertrias und des Oberperm weder im ungarischen Abschnitte der Süd-Gömöriden noch in der Ungarischen Tiefebene vollkommen gelöst. Dafür sind die Ähnlichkeit, die Fossilarmut, weiters die lückenhafte Kenntnis der betreffenden Serien verantwortlich.

Die Obergrenze der Trias soll in Ungarn zwischen dem Rhät und Lias gezogen werden. Dafür spricht, daß die rhätische Stufe bei uns — wo sie nachgewiesen wurde — in jeder Fazies mit der tieferen Obertrias eng zusammenhängt. Es ist wahr, daß das Rhät des Bakony- und Mecsek-Gebirges vom Lias nicht scharf abgegrenzt werden kann. Demgegenüber trennt sich die Trias vom etwas höheren Niveau des Lias sowohl in NO-Teilen des Transdanubischen Mittelgebirges wie im Nordteile des Gömörer Karstes durch eine leichte, epirogenbedingte Erosionsdiskordanz ab. Die Diskordanzfläche zieht sich überall eindeutig zwischen fossilbelegten norisch-rhätischen bzw. liassischen Bildungen durch. Teile oder Gesamtheit des Rhät konnten also nirgends oberhalb dieser Diskordanzfläche festgestellt werden.

Entsprechend der Transgression, die die von Denudation oder kontinentaler Sedimentation beherrschten, spätpermischen Festlandsteile im Skyth erreicht hat, ist die Seiser Unterstufe sowohl im Vértes und Gömör-Rudabánya wie in der Ungarischen Tiefebene, oder im Mecsek-Villány durch ein Übergewicht roter und grüner Trümmergesteine charakterisiert. Deren Material sollte — mindestens z. T. — durch Umlagerung und Resedimentation des noch lockeren permischen Gesteinsschuttes aufgebracht worden sein.

*) Prof. Dr. K. BALOGH, Geologisch-Paläontologisches Institut der József Attila Universität, H-6722 Szeged, Tánácsos u. 2, Ungarn.

Demgegenüber fängt die Untertrias des mittleren Transdanubien mit dolomitischen und mergeligen Sedimenten, die des Bükk-Gebirges sogar mit hellgrauen, oolithischen Kalkbänken an. Rötliche oder lilafarbige Sandsteinschichten erscheinen in diesem Streifen nur im unteren oder mittleren Teil des Campil. Spuren der Einströmung von größerem Schuttmaterial sind übrigens auch im Gömörer Campil verspürbar.

Die Oberkante der Untertrias wird allgemein in ganz Ungarn im Hangenden von immer feineren Mergeln, anhydritführenden Schichten oder frühdiagenetischen Dolomiten und grauen-dunkelgrauen Plattenkalken gebildet.

Die Mitteltrias wird überall von mannigfaltigen Dolomit- und Kalkentwicklungen beherrscht, denen sich in mehreren Horizonten auch Vulkanite zwischenlagern. Ein Vulkanismus größeren Ausmaßes ist hauptsächlich aus dem Bükk-Gebirge bekannt (Szent István-hegyer Porphyritkomplex im Mittelanis; Óhutaer Diabas und Bagoly-hegyer Quarzporphyr im Ladin-Karn). Der Vulkanismus kann hier also auch in die karnische Stufe hinaufgehen. Kleinere Quarzporphyrkörper ladinischen Alters gibt es auch im Rudabányaer Gebirge. An anderen Stellen (so im Gömör, Balaton-Hochland, Mecsek) zeigen sich nur verhältnismäßig dünne Einlagerungen von vulkanischen Tuffiten (z. B. Pietra verde-Schichten der Balatongegend).

Die ladinische Stufe kann durch das Bunterwerden der Fazies charakterisiert werden. Die Sedimentation wurde im Villányer Revier für eine größere Zeitspanne unterbrochen. Im Mecsek führt eine gegen oben immer sandigere Tonschieferserie mit Pflanzenresten in die regressive Obertrias hinüber. Demgegenüber weisen die ladinischen Schiefer des Rudabányaer und Bükk-Gebirges auf eine Meeresvertiefung hin. In genetischer Verknüpfung mit den vulkanischen Einlagerungen treten hier Radiolarite, Hornsteinkalk- und Hornsteindolomitfazien auf. Demgegenüber zeigt der Annulaten-dolomit des Vértes-Budaer Gebirges bzw. der Wettersteinkalk und -dolomit von Gömör-Rudabánya Seichtwasserbedingungen mit breiten Kalkalgenrasen und stellenweisen Korallenriffen an.

Die Obertrias der Balatongegend beginnt mit der karnischen Oberen Mergelgruppe, deren Schichtglieder (Füreder Kalk, Estherienmergel, Kalke mit *Trachyceras austriacum*, Mergel mit *Nucula* und *Lima*, Sándorhegyer Kalk) auch in der Tabelle ausgeschieden sind. Davon abgesehen wird die Obertrias des Transdanubischen Mittelgebirges aber überwiegend von Hauptdolomit und Dachsteinkalk aufgebaut. In deren Liegenden jagert sich vom Vértes gegen NO einsetzend die hornsteinführende Fazies des Mátyás-hegyer Kalkes bzw. Dolomites ab. Der Dachsteinkalk, der im West-Bakony nur die rhätische Stufe einnimmt, tritt gegen NO in immer tieferen Horizonten auf. So verdrängt er den im Bakony-Vértes noch vorhandenen karnisch-norischen Hauptdolomit im Budaer Gebirge schon fast vollkommen.

Die Kössener Fazies, die im West-Bakony in Form von Zwischenlagerungen und Linsen zwischen dem norischen Hauptdolomit und dem oberrhätischen Dachsteinkalk auftritt, weist auf lokale Vertiefungen hin. Infolge der seichtmarinen Bildung des Dachsteinkalkes, war nur eine geringe Hebung nötig, um die Sedimentationsunterbrechung an der Grenze Trias/Lias in den NO-Teilen des Transdanubischen Mittelgebirges zustande zu bringen.

Im Bükk-Gebirge wird die karnische Stufe durch mehrere, im Oberladin ansetzende, hornsteinführende bzw. hornsteinlose und koralligene Kalkfazies ausgefüllt, die sich mit den schon erwähnten Vulkaniten verzahnen. Das Nor ist hier durch *Monotis salinaria* führende, graue Kalke vertreten. Es wird im Gömör — im Hangenden des *Halobia styriaca*-führenden Szöllosardóer Kalkes — durch rote Hallstätterkalke repräsentiert.

Von einzelnen Teilen des Bakony, Vértes, Gerecse und Pilis abgesehen, sind die jüngsten Abschnitte der triassischen Schichtfolge samt dem hangenden Jura Opfer einer späteren Abtragung geworden, deren Alter wahrscheinlich von Ort zu Ort verschieden ist.

Gegenüber der kalkigen Ausbildung der nördlichen Gebiete wird die Gesamtheit der Mecseker Obertrias durch den fluvio-lakustrischen Komplex des Karolinavölgyer Sandstein vertreten. Diese Regression wurde vom Hettang an von einer sich nach mehreren Oszillationen allmählich vertiefenden, paralischen Sumpfsedimentation abgelöst, die mehrmals zur Kohlenbildung führte. So konnte sich die Sedimentation in der nach W, S und N geschlossenen Mecseker Bucht auch nach der Abschnürung vom offenen Meer fortsetzen. Dagegen gibt es im Villányer Gebirge eine Sedimentationslücke, die vom Mittelladin bis in den Mitteldogger reicht.

Die biostratigraphisch am besten gliederbare Schichtfolge der ungarischen Trias bildet auch heute noch die des Balatonfelvidék und Bakony. Leider wurde das in der berühmten Balaton-Monographie geschilderte Material — trotz der großen Anzahl der in den letzten Jahren zustande gebrachten künstlichen Aufschlüsse — seit 1913 in ihrer Gesamtheit nicht Neubearbeitet. Das ist umso mehr zu bedauern, weil es nur hier für ganz Ungarn die Möglichkeit gibt, sich auf eine Ammoniten-Chronologie während der Zeitspanne Mittelcampil bis Karn zu stützen.

Unter den in Ungarn nachgewiesenen Ammonitenzonen hat ohne Zweifel die des *Tirolites cassianus* die weiteste Verbreitung. Außer der Balatongegend tritt sie nämlich in ganz Nordungarn auf. Im Mecsek sind einzig die Zonen des *Paraceratites binodosus* und *P. trinodosus* vertreten, die bisher — offensichtlich aus Faziesgründen — nur im Balaton-Hochland nachgewiesen wurden.

Im Villányer Revier fehlen Ammoniten gänzlich. In den NO-Teilen des Transdanubischen Mittelgebirges wie auch in Nordungarn erscheinen die Ammoniten einzelner Zonen nur als Linsen. Deswegen mußte man schon seit langem auch andere Fossiliengruppen (z. B. Kalkalgen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden, neuestens auch Sporomorphen, Foraminiferen und Conodonten) zur stratigraphischen Gliederung in Anspruch nehmen. Mit deren Hilfe wurden während der letzten Jahrzehnte die Triasfolgen des Bükk und Gömör sowie des Mecsek und Villány bearbeitet. Die besten biostratigraphischen Neuergebnisse für die Obertrias erbrachte Frau Prof. VÉGH-NEUBRANDT, die die Megalodontiden der transdanubischen Dachsteinkalk- und Hauptdolomitfazies monographisch bearbeitet hat.

Die beiliegende Tabelle enthält den Versuch, die gültigen Namen der wichtigsten stratigraphischen Einheiten der ungarischen Trias mit ihrer chronologischen und regionalen Verbreitung darzustellen, so wie sie für die neue Ausgabe des Stratigraphischen Lexikons von Ungarn ausgearbeitet worden sind.

Literatur

- BALOGH, K. (1964): Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. — Magy. All. Földt. Int. Évk., 48, 2, 245—719, Budapest.
- LÓCZY, L. SEN. (1916): Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. — Res. wissensch. Erforsch. Balatonsees, 1, 1, 716 p., Wien.
- NAGY, E. (1968): Triasbildungen des Mecsek-Gebirge. — Magy. All. Földt. Int. Évk., 51, 1, 198 p., Budapest.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. (1964): Stratigraphische Bedeutung der triassischen Megalodontiden. — Földt. Közl., 94, 195—205, Budapest.
- (1968): Hauptzüge der Entwicklung der Megalodontiden. — Földt. Közl., 98, 227—240, Budapest.

Fossilagerstätten im mitteltriadischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) *

Von THILO BECHSTÄDT & HELFRIED MOSTLER**)

(Mit 2 Abb. und 2 Taf.)

Zusammenfassung

Fossilagerstätten von Ammoniten und Daonellen werden mikrofazial und mikrofaunistisch beschrieben. Sie befinden sich an der Basis mitteltriadischer Plattenkalke der Gailtaler Alpen. Die Ablagerung erfolgte in etwas tieferem Wasser unter Gyttja-verhältnissen. Im Bereich der Fossilvorkommen, aber auch schon im unterlagernden „Zwischendolomit“, treten dünne tuffitische Lagen auf. Diese sind, wie die Fossilagerstätte selbst, in die Trinodosuszone („Unteres Illyr“) zu stellen.

Summary

Fossil-deposits (“Fossilagerstätten”) consisting mainly of Ammonites and Daonellas are described microfacially and microfaunistical. They can be found at the base of well bedded middle-triassic limestones of the Gailtal Alps. The sediment was deposited in deeper water on Gyttja-conditions. Small tuffitic layers can be found together with the fossil-deposits, but also in the underlying “Zwischendolomit”. These tuffitic layers, as well as the fossil-deposits themselves were deposited in the Trinodosus-zone (“Lower Illyrian”).

Einleitung

Bei stratigraphischen Untersuchungen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen wurden an der Basis dunkler, bituminöser Plattenkalke (früher vielfach als Partnach-Kalke bezeichnet) reiche Ammoniten- und Daonellenvorkommen gefunden. Diese lieferten u. a. mehr als 100, zu einem größeren Teil bestimmbare Ammoniten

Die Megafauna wird derzeit von Herrn TICHY, Salzburg, bearbeitet; diese Bearbeitung ist nicht Teil dieser Veröffentlichung. Hier wird vielmehr auf die mikrofazialen und mikrofaunistischen Untersuchungen eingegangen, die auch palökologische Gesichtspunkte berücksichtigen.

Das Arbeitsgebiet liegt im N des Weißensees, südwestlich Spittal an der Drau (vgl. Abb. 1). Bisher wurden zwei Profile detailliert aufgenommen, weitere Profilaufnahmen sind geplant. Das erste Profil befindet sich direkt unterhalb der Karalm, südlich des Staff, das zweite an der Straße in den Fellbachgraben (Grundgraben), in einer Seehöhe von 1100 m, 20 m oberhalb einer Straßenabzweigung zur „Hinterm Brunn Alm“. Die beiden Profile sind etwa 8 km voneinander entfernt.

*) Diese Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich unterstützt.

**) Anschriften: Dr. THILO BECHSTÄDT, Geologisch-Paläontolog. Inst. der Universität, Hebelstraße 40, D-78 Freiburg/Br.

Univ.-Prof. Dr. HELFRIED MOSTLER, Inst. f. Geologie u. Paläontologie der Universität, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

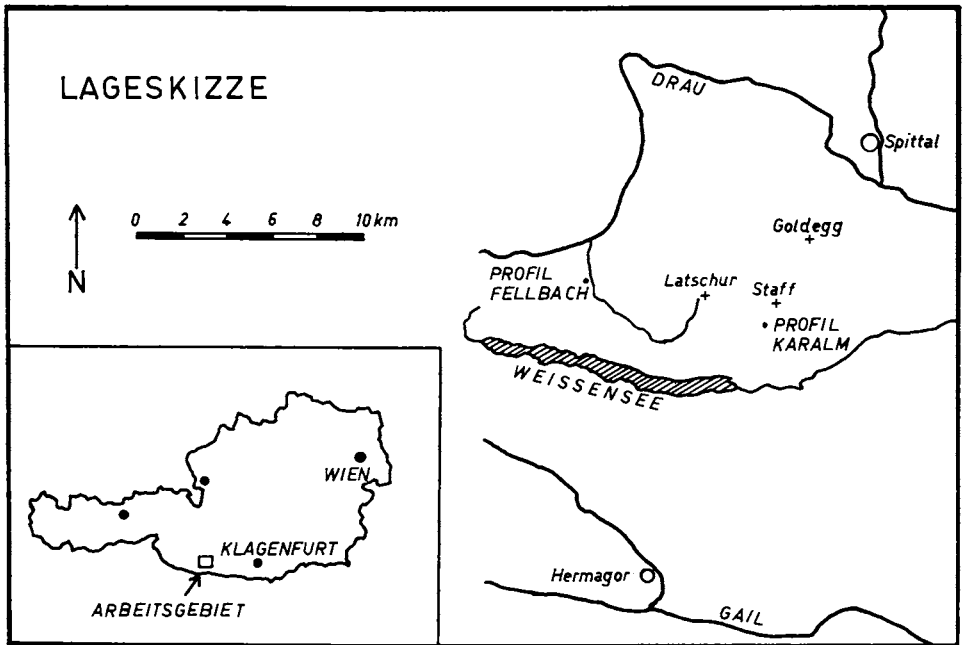


Abb. 1: Lage der untersuchten Profile

Über anisichen Knollenkalken („Alpiner Muschelkalk“) folgt der sogenannte Zwischendolomit, etwa 50 m mächtig, der der alten Auffassung nach die anisische Schichtfolge abschließt. Auf ihn legen sich gutgebankte, über 500 m mächtige Kalke, die bisher als „Partnach-Kalke“ bzw. „Oberer Muschelkalk“ bezeichnet und zur Gänze in das Ladin gestellt wurden. Das eigentliche Fossilager umfaßt, den bisherigen Aufschlüssen nach, nur etwa 6 m, eine Fortsetzung gegen das Hangende ist jedoch durchaus möglich, da hier eine Aufschlußlücke vorliegt.

Hinweise auf örtlich reichlichere Fossilführung dieser Gesteine finden sich bei VAN BEMMELEN (1957, 1961). 1957 beschreibt er aus dem „dolomitischen Zwischen-niveau“ (Zwischendolomit) des Fellbachgrabens *Daonella cf. taramelli* (det. H. ZAPFE). Es handelt sich hier wahrscheinlich um den liegenden Teil des von uns bearbeiteten Fossilagers Fellbachgraben; das Massenvorkommen von Daonellen, Ammoniten etc. im unmittelbar Hangenden des Zwischendolomits ist VAN BEMMELEN aber entgangen. Dieses Fossilvorkommen wurde von Herrn cand. geol. C. HAUSER, Innsbruck, gefunden, der diesen Raum für seine Dissertation bearbeitet, die sich im speziellen mit den unter- und mittel-anisischen Schichten im Liegenden beschäftigt.

Das Fossilvorkommen Karalm wird hingegen schon von VAN BEMMELEN (1961) angegeben. Er stellt es in den oberen Teil des „Unteren Muschelkalkes“, also unterhalb des Zwischendolomites. Unsere Profilaufnahme zeigte jedoch, daß diese Fossilagerstätte, ebenso wie die im Fellbach, in das unmittelbar Hangende des Zwischendolomits gehört. H. ZAPFE bestimmte von diesem Fundort *Danubites torosus* (ARTH.), *Danubites ex aff. ambika* (DIENER), *Danubites* sp. und *Daonella* sp. Dementsprechend stellt ZAPFE den Fundpunkt in das Oberanis (Illyr, Trinodosusniveau). Diese Einstufung

entspricht vollständig der auf Grund der eigenen Funde gewonnenen; sie wird auch durch die Mikrofossilführung gestützt. Infolge der irrigen Annahme VAN BEMMELENS (1961), daß dieser Fossilfundpunkt unterhalb des Zwischendolomits läge, reicht bei ihm jedoch der unterlagernde Alpine Muschelkalk (sein „Unterer Muschelkalk“) zu hoch hinauf bzw. setzt der Zwischendolomit zu spät ein.

Mikrofazielle Beschreibung

(vgl. Profile, Abb. 2)

Die hangendsten Lagen des ansonsten helleren Zwischendolomits sind durch Ton- und Bitumengehalt deutlich dunkel- bis schwärzlichbraun gefärbt; das Gestein ist hier vielfach stärker laminiert bis gebändert. Immer wieder können Flachstwasseranzeiger beobachtet werden (Bild 1, 2): schichtparallele Trockenrisse (sheet cracks), Calcitpseudomorphosen nach Gips, Wechsellagerungen feingekräuselter Stromatolithrasen mit klastführenden bis klastreichen Dolosparitlagen. Es handelt sich um Intraklaste, aber auch Bioklaste und Biogene, wie kleine Ammoniten, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferen. Auch Onkoide treten auf. Wühlgefüge mit fecal pellets finden sich ab hier durch das ganze Profil.

Darüber folgen etwa 7 m mächtige Calcisparite, zum Teil laminiert, mit unterschiedlichen, aber nie sehr großen Biogehalten. Der Übergang Dolo- zu Calcisparit kann leicht übersehen werden, am Sedimentcharakter ist fast keine Veränderung festzustellen. Die typischen plattigen, dunkelbraunen bis schwärzlich braunen Karbonate treten also im Hangenden als auch ein paar m im Liegenden der Dolomit-Kalk-Grenze auf. Die eigentlichen Fossilvorkommen setzen erst oberhalb dieser fossilärmeren Calcisparite ein, mit dem erstmaligen Auftreten von Lumachellen und Filamentkalken. Anzu-merken ist jedoch, daß die Calcisparite durch das ganze Profil immer wieder Dolomitkriställchen enthalten, vereinzelt in größerer Zahl. Diese finden sich besonders in den matrixreicheren Lagen.

In den Lumachellen sind die Schalen meist ss-parallel eingeregelt, oft sind sie sehr dicht gepackt; sie können vielfach auf Daonellen zurückgeführt werden, bei den Filamentkalken kommen jedoch auch Ammonitenschalen in Betracht. Bodenwühler bewirkten oft Lageveränderungen der Schalen; dementsprechend finden sich in den Zwischenräumen oft fecal pellets verschiedener Größe (Bild 3, 4, 5, 6). Es handelt sich überwiegend um ovale pellets, 0,2–0,5 mm breit, 0,3–1 mm lang (Bild 6), daneben kommen aber auch stäbchenförmige pellets vor, etwa 0,15 mm breit und 0,5 bis 1 mm lang (Bild 5). Die Art des kotpillenerzeugenden Benthos ist noch unbestimmt.

Es bestehen alle Übergänge zwischen fossilarmen Calcispariten und enggepackten Lumachellen, deren Schalenzwischenräume von Spatit erfüllt wurden. Ostracoden und Foraminiferen kommen insbesondere in den matrixreicheren Proben vor. Besonders bemerkenswert sind jedoch lageweise angereicherte Radiolarien, die über 50% des Sediments ausmachen können (Bild 7).

Die Biogene sind verschieden stark verkieselt; im Profil Fellbach tritt die Kieselsäure stärker in den Vordergrund, hier konnten Kieselnauern und Kiesellagen beobachtet werden. Auch Fossilhohlräume wurden zum Teil von Kieselsäure erfüllt. So ist z. B. in Bild 5 die Ammonitenschale verkieselt; in den inneren Windungen wächst auf der Schale wandständiger, fibröser Spatit (Zement A), das Restlumen wurde dann teils von drusigem Spatit (Zement B), teils von Kieselsäure erfüllt. In Zwickelhohlräumen befinden sich (im Bild nicht sichtbar) kleine Pyritkristalle. In Fossilhohlräumen

**PROFIL
FELLBACH**

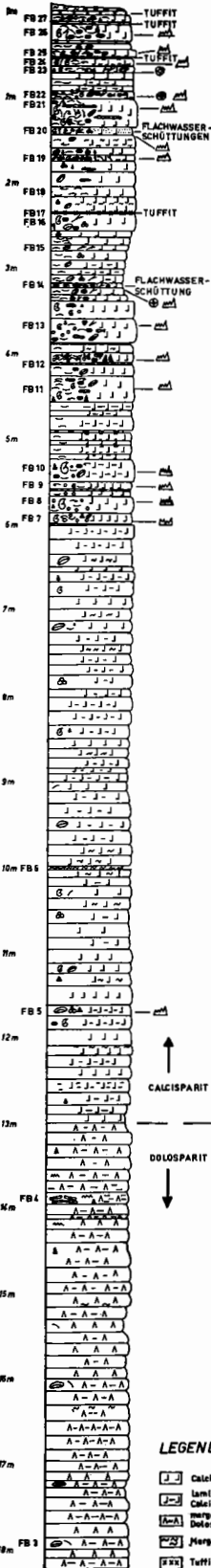
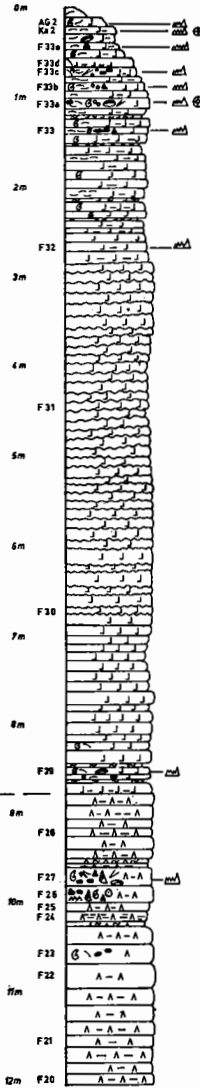


Abb. 2:

Detailprofile durch die beiden
Fossil-Lagerstätten

**PROFIL
KARALM**



LEGENDE:

- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|

anderer Proben bildet die Kieselsäure auf einer dünnen Lage fibrösen Spatits etwa halbkugelförmige Aggregate, auf die sich, wieder etwa halbkugelförmig, Bitumen legt.

Im hangenden Teil des Profils Fellbach — das Profil Karalm reicht nicht soweit hinauf — schalten sich cm-mächtige, hellorange bis gelblichweiß gefärbte Tuffitlagen ein. Sie entsprechen den von WARCH (1966) aus den Plattenkalken beschriebenen Typen, eine Bearbeitung im Rahmen des Profils steht noch aus. Erste derartige tuffitische Lagen finden sich jedoch schon im unterlagernden Zwischendolomit. Möglicherweise ist der die Tuffite liefernde Vulkanismus für die Kieselsäureanreicherung verantwortlich, die wohl mit zum Aufblühen der Radiolarien beitrug.

Den erwähnten Faziestypen sind im Profil Fellbach vereinzelt aren- bis rudoklast-reiche Sedimente eingelagert, die Biogene des Flachwassers führen: insbesondere handelt es sich um Dasycladaceen und Echinidenstacheln (Bild 8).

Insgesamt gesehen entsprechen sich die Faziestypen der beiden Profile fast völlig, ebenso der Fossilgehalt. Das Profil Fellbach führt jedoch mehr Kieselsäure und Bitumen. Das Profil Karalm enthält im Mittelteil eine 4 m mächtige Abfolge dm-gebänkter, fossil-ärmer Kalke mit knolliger Oberfläche, die wohl der Grund für die Einstufung in den „Unteren Muschelkalk“ durch VAN BEMMELEN (1961) waren. Ihnen entsprechen im Profil Fellbach ebenflächig gebänkte Kalke mit leichter Fossilführung.

In den Profilen tritt also folgende Abfolge der Sedimenttypen auf: im Liegenden dunkler Dolosparit (Zwischendolomit) mit Flachstwasseranzeigern, darüber fossil-führende bis fossilarme Calcisparite, dann das eigentliche Fossilager mit Lumachellen, Filamentkalken, Ammoniten und Radiolarien. Zwischengeschaltet sind vereinzelt Flachwasserschüttungen und Tuffite.

Tiergruppe	Benthos	Nekton	Pseudoplankton Plankton
	zunehmende Häufigkeit →	zunehmende Häufigkeit →	zunehmende Häufigkeit →
Dasycladaceen	xE		
Radiolarien			x
Foraminiferen	x?		x?
Schwammspiculæ	xE?		
Lamellibranchiaten (<i>Daonella</i> , <i>Posidonia</i>)			x
Gastropoden (mm-groß)			x?
Cephalopoden		x	
Ostracoden	x		x
Echinodermenreste (Echi- niden, Crinoiden, Ophiuren).	xE		
Holothuriensklerite	x		
Conodonten		x	x
Wühlstrukturen mit fecal pellets		x	

Tab. 1. Lebensgemeinschaften der in den Fossil-Lagerstätten vorkommenden Biogene (E = eingeschwemmt).

Betrachten wir nun den Fossilinhalt (Tab. 1), so fällt der enorme Reichtum an Plankton, Pseudoplankton und Nekton auf. Sicheres Benthos tritt stark zurück, sein Vorkommen ist oft durch Einschwemmung bedingt. Eine Ausnahme bilden die Wühlstrukturen zusammen mit den fecal pellets unterschiedlicher Größe, die auf Lebensmöglichkeiten für Sedimentwühler hinweisen. Andererseits tritt Bitumen und etwas Pyrit auf.

Deutung der Sedimentationsbedingungen. Vergleich mit anderen Vorkommen.

Die Häufigkeit der Sedimentwühler bzw. der fecal pellets machen oxydierende Bedingungen an der Oberfläche des Bodens wahrscheinlich, wenn es auch vereinzelt Benthonten gibt (Würmer), die unter schwach reduzierenden Verhältnissen leben; auf jeden Fall stellten sich in den unterlagernden Sedimenten sehr bald reduzierende Verhältnisse ein, das heißt, wir haben es mit Gytjtjaverhältnissen zu tun. Nach SCHWARZBACH (1967) sind an Halbfaulschlammsedimenten (allerdings des Süßwassers) häufig Koprolithen stark beteiligt, was also auch den angegebenen marinen Verhältnissen entspricht.

Das reiche Auftreten der Planktonten, Pseudoplanktonten und Nektonten sowie das Fehlen autochthoner benthonischer Lamellibranchiaten, Gastropoden, Korallen, Sphinctozoa, Dasycladaceen usw. spricht für Ablagerung in tieferem Wasser. Einwirkungen stärkerer Wellenbewegung konnten im Bereich der Fossilagerstätte nicht festgestellt werden. Es treten vielmehr ausgeprägte, ungestörte Feinschichtungen auf, sofern sie nicht durch die Tätigkeit der Bodenwühler verlorengingen. Muschelschalen liegen sehr häufig, entsprechend ihrer Stellung beim Absinken, mit der konvexen Seite nach unten, wurden also nicht mehr verkippt. Auf Grund des häufigen Auftretens psychrosphärischer Ostracoden kann für die höheren Teile des Profils eine Wassertiefe von 200—500 m angenommen werden.

Zeitweise erfolgten Schüttungen von Flachwassersedimenten, das Becken der liegenden Plattenkalke wurde also von Flachwasserbereichen zumindest teilweise begrenzt. Die ruhigen Sedimentationsbedingungen wurden außer durch die schon erwähnten Schüttungen nur durch Pyroklastika unterbrochen.

Die Fossilagerstätte, mit ihren außerordentlichen Anhäufungen von Ammoniten und Daonellen in Zusammenhang mit den angegebenen Sedimentmerkmalen, fügt sich in den Typus der Konservatlagerstätten im Sinne SEILACHERS (1970) ein.

Interessant ist nun ein Vergleich dieser basalen Plattenkalke mit der Grenzbitumenzone des Mte. San Giorgio bei Lugano (vgl. RIEBER, 1968). Weitgehend übereinstimmend ist nicht nur der Gesamtfossilgehalt, auch die Sedimenttypen entsprechen sich zum Teil. Am Mte. San Giorgio handelt es sich um deutlich gebankte, z. T. gebänderte, schwach bituminöse Dolomite, aber auch dunkle, deutlich feingeschichtete Dolomite mit einem großen Anteil an organischer Substanz. Die Dolomitisierung ist als sekundär anzunehmen. Kieselsäure kommt sehr häufig vor, sie tritt, gleich wie im Fellbachgraben, z. T. als Hohlraumauskleidung von Ammoniten auf. Auch Kieselknuern können hier wie dort beobachtet werden. Darüber hinaus sind beiden Vorkommen Tuffitlagen zwischengeschaltet.

Unterschiede bestehen darin, daß am Mte. San Giorgio bituminöse Tonschiefer stärker im Vordergrund stehen, sie nehmen etwa $\frac{1}{3}$ des Profils ein. Weiters konnten keine sicheren Spuren grabender Organismen festgestellt werden. Das Vorkommen

der Grenzbitumenzone bei Ciona (ZORN, 1971) entspricht dem Mte. San Giorgio weitgehend; ein Unterschied liegt in der geringeren Verbreitung bituminöser Tonschiefer, so daß dieses Vorkommen in seiner Fazies zwischen dem Mte. San Giorgio und dem Profil Fellbach vermittelt.

Für den Mte. San Giorgio, als auch für das Vorkommen der Grenzbitumenzone bei Ciona werden sapropelitische Verhältnisse angenommen (RIEBER, 1968; ZORN, 1971), ein Leben war nur in den höheren, sauerstoffreicheren Wasserschichten möglich. In den Profilen Fellbach und Karalm bezeugen die zahlreichen Wühlstrukturen und die häufigen fecal pellets jedoch eine Infauna, so daß an der Sedimentoberfläche, wenigstens zeitweise, mit oxydierenden Bedingungen zu rechnen ist.

Mikrofauna, Bemerkungen zur Megafauna

Die Mikrofauna wird vor allem von Conodonten und Holothurienskleriten beherrscht. Daneben treten noch Radiolarien, Foraminiferen, Spiculae von Kalk- und Kieselschwämmen, Kleingastropoden, Ostracoden, Echiniden- und Ophiurenskelettelemente sowie massenhaft Fischreste auf.

Die stratigraphisch bedeutendste Gruppe stellen die Conodonten. Es handelt sich um folgende Arten:

<i>Enantiognathus zieglerei</i>	<i>Gondolella ?constricta</i>
<i>Hibbardella magnidentata</i>	<i>Gondolella excelsa</i>
<i>Hindeodella triassica triassica</i>	<i>Gondolella mombergensis</i>
<i>Hindeodella (Metaproniodus) suevica</i>	<i>Gondolella navicula</i>
<i>Ozarkodina tortilis</i>	
<i>Prioniodina (Cypridodella) muelleri</i>	

Die eher artenarme, aber individuenreiche Fauna weist bezüglich der Häufigkeit und Verteilung der einzelnen Arten innerhalb der Profile zum Teil gesetzmäßige Unterschiede auf. Es zeigt sich, daß in den unteren Partien nur *Gondolella mombergensis* vergesellschaftet mit *Gondolella constricta* auftritt. Nur zögernd treten in den höheren Partien Jugendformen von *Gondolella navicula navicula* auf, die in den höchsten Abschnitten schon häufiger werden, und dort auch mit adulten Exemplaren vertreten sind. Gleichzeitig mit dem gehäuften Auftreten von *Gondolella navicula* tauchen Formen auf, die sich von *Gondolella navicula* ableiten lassen, aber im Gegensatz dazu ein kurzes, auf vier Zähnen beschränktes freies Blatt aufweisen. Da diese Formen relativ häufig in orthochronologisch belegtem „Unterillyr“ auftreten, soll demnächst überprüft werden, inwieweit diesen ein stratigraphischer Leitwert zukommt. Auffallend ist das sehr seltene Auftreten von *Gondolella excelsa*.

Stratigraphisch gesehen, läßt sich diese Fauna sehr gut verwerten. Sie ist nach KOZUR & MOSTLER (1972) in die excelsa-assemblage-Zone zu stellen. Auf Grund des Fehlens von *Gladigondolella tethydis* bzw. des gesamten *Gladigondolella tethydis*-Multielementes ist die Fauna in die Subzone I der excelsa-assemblage-Zone zu stellen. Das heißt, das gemeinsame Vorkommen von *G. mombergensis* und *G. navicula* (selten) bzw. *G. excelsa* (sehr selten) paßt genau in die für diese Subzone geforderten Kriterien. Aus diesem Grunde lassen sich die Fossilagerstätten in den basalen Plattenkalken in die Trinodosuszone s. I. stellen und entsprechen damit dem „Unterillyr“ im alten Sinne.

Abgesehen von den stratigraphisch wichtigen Formen sei hier noch erwähnt, daß in den tieferen Lagen nur *Enantiognathus zieglerei* und *Hindeodella triassica* auftreten, in den höheren durchwegs das *Enantiognathus zieglerei*-Multielement (KOZUR & MOSTLER, 1971) vertreten ist.

Eine weitere wichtige, stratigraphisch verwertbare Tiergruppe stellen die Holothurien bzw. deren Sklerite. Folgende Fauna konnte isoliert werden:

Acanthotheelia spinosa
Achistrum cf. *bartensteini*
Multivirga sp. indet.
Praceuphronides multiperforatus
Praceuphronides staurocumitoides
Priscopedatus sp. indet.
Staurocumites bartensteini
Tetravirga perforata (sehr oft)
Theelia immisorbicula
Theelia subcirculata

Wenn auch die wichtigsten Leitformen fehlen, so zeigt doch die Anwesenheit von Formen der Gattung *Multivirga*, besonders aber das häufige Auftreten von *Tetravirga perforata*, daß es sich am ehesten um eine Fauna handelt, die der Trinodosuszone zuordenbar ist. Gerade das häufige Auftreten von *Tetravirga perforata* in Verbindung mit *Staurocumites bartensteini* spricht für Pelson bzw. Illyr. Gegen Pelson allerdings spricht das Auftreten von *Praceuphronides multiperforatus*, gegen die Avisianuszone spricht vor allem das massenhafte Vorkommen von *Tetravirga*-Arten. Dadurch ist eine gewisse Einengung auf das Unterillyr gegeben.

Als nächstes in bezug auf die stratigraphische Bedeutung sind die Ostracoden zu nennen, die bisher durchwegs als psychrosphärische Formen in Erscheinung treten. Besonders interessant sind hierbei die häufig auftretenden Formen *Triassinella* (*Judahella*) *binodosa* und *Triassinella* (*Judahella*) *spinosa*. Beide Arten sind bisher nur aus der Trinodosuszone nachgewiesen.

Nicht ganz unbedeutend in bezug auf die Stratigraphie sind die Mikroproblematika, von denen zwei Formen bekannt wurden: *Cornuacites irregularis* und *Uvanogelia* sp. indet. Während *Uvanogelia* wahrscheinlich einer neuen Art angehört (die Gattung selbst setzt erst nach den bisherigen Untersuchungen im Fassan ein), tritt *C. irregularis* erstmals mit dem Illyr auf.

Alle weiteren Formen sind für stratigraphische Aussagen unbrauchbar.

Bezüglich der Megafauna ist folgendes festzuhalten: die lagenweise z. T. sehr häufig auftretenden Ammoniten werden von den Daonellen, die bankweise sogar gesteinsbildend sind, bei weitem übertroffen. Während die Daonellen noch nicht untersucht wurden, hat Kollege TICHY/Salzburg mit der Bestimmung der Ammoniten begonnen und zunächst Formen erfaßt, die mit *Ceratites trinodosus* enge verwandtschaftliche Beziehungen aufweisen. Anlässlich des Vortrages von Herrn RIEBER/Zürich (gehalten anlässlich des Trias-Symposiums Wien 1973) hat sich herausgestellt, daß einige Formen aus dem Gailtal der neuen Gattung *Parakellmerites* zuordenbar sind. Eine erste Durchsicht der reichen Ammonitenfauna hat aber auch gezeigt, daß z. T. große Ähnlichkeiten zu zwei weiteren von RIEBER (1973) neu aufgestellten Gattungen bestehen, doch stehen genauere Bestimmungen z. Z. noch aus. Wie bereits erwähnt, hat H. ZAPFE 1961 aus dem Profil Karalm *Danubites torosus*, *Danubites* ex aff. *ambika* bestimmt und danach eine Einstufung in das Trinodosusniveau vorgenommen. Es erhebt sich nun die Frage, inwieweit einzelne Arten der von H. RIEBER (1973) beschriebenen neuen Ammonitenfauna nicht auch in die Trinodosuszone reichen. Die Mikrofauna als auch ein Teil der Megafauna in den liegenden Plattenkalken der Gailtaler Alpen sprechen für die Trinodosuszone. Die Reichweite der von RIEBER neu aufgestellten Gattungen nach unten steht noch aus; es sei aber nicht

unerwähnt, daß W. MÜLLER (1964) aus vulkanogenen Lagen der Grenzbitumenzone des Mte. San Giorgio Conodonten isolieren konnte, die nach den Abbildungen *Gondelella momburgensis* entsprechen. Das *Gladigondolella tethydis*-Multielement fehlt, aber es fehlt auch jede Spur von Einzelementen, die auf Anwesenheit von *Gladigondolella tethydis* hinweisen würde. Auch das wäre ein Hinweis, daß die Avisianuszone in dem Bereich der Tuffe, aus denen die Conodonten stammen, noch nicht erreicht wurde. Da aber umfassendere Conodontenfaunen aus diesem Raum fehlen, muß mit einer stratigraphischen Aussage hier noch vorsichtig umgegangen werden.

Zur Altersstellung der Tuffe bzw. Tuffite

Auf Grund der Einstufung der liegenden Plattenkalke der Gailtaler Alpen in die Trinodosuszone s. l. lassen sich relativ gute Aussagen über die Altersstellung der dem Karbonatgestein zwischengeschalteten Pyroklastika machen. Ein Teil dieser gehört ohne Zweifel in das Illyr; da aber auch noch bis tief in den unterlagernden Zwischendolomit vereinzelt Tufflagen auftreten, ist ein pelsonisches Alter dieser nicht auszuschließen. Durch eine Ammonitenfauna innerhalb der Tuffserie vom Dobratsch in den östlichen Gailtaler Alpen (PILGER & SCHÖNENBERG 1958), die von den erwähnten Autoren in die Trinodosuszone gestellt wurde, wäre man zunächst geneigt, die beiden vulkanischen Ereignisse zu parallelisieren. Eine Durchsicht der Mikrofauna des durch Ammoniten belegten Niveaus, speziell die der Conodonten, zeigte aber, daß es sich am Dobratsch um Tuffe der Avisianuszone handelt. Diese sind daher mit den Tuffen in den höheren Anteilen der Plattenkalke zu parallelisieren.

In den beiden Fossilagerstätten ist es somit erstmals gelungen, Tuffe in der nordalpinen Entwicklung sicher schon ab der Trinodosuszone nachzuweisen. Demgegenüber haben unsere Untersuchungen in den Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen durchwegs ergeben, daß die Tuffe immer erst innerhalb der Avisianuszone einsetzen.

Literatur

- BEMMELEN, R. W. VAN (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Erster Teil). — Jb. geol. B. A., 100, p. 179—212, Taf. 15—19, Wien.
- (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil), Die zentralen Gailtaler Alpen. — Jb. geol. B. A., 104, p. 213—237, 4 Abb., Taf. 12 bis 14, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paleogeographische Untersuchungen in der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, p. 777—810, Innsbruck.
- MÜLLER, W. (1964): Conodonten aus der mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen. — Eclog. geol. Helv., 57 (2), p. 747—753, 1 Abb., Basel.
- PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1958): Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. deutsch. geol. Ges., 1958, 110, p. 205—215, 3 Abb., 3 Taf., Hannover.

- RIEBER, H. (1967): Über die Grenze Anis-Ladin in den Südalpen. — *Eclogae geol. Helv.*, 60 (2), p. 611—614, Basel.
- (1968): Zur Entstehung der Grenzbitumenzone der Mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen. — *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, 35 (87), p. 55—62, 1 Abb., 1 Tab.
- (1973): Cephalopoden aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). — *Schweiz. Paläont. Abh.*, 93, p. 1—96, 17 Taf., 22 Abb., 13 Tab., Birkhäuser, Basel.
- SEILACHER, A.: Fossil-Lagerstätten Nr. 1: Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1970, p. 34—39, Stuttgart.
- SCHWARZBACH, M. (1964): Geologische Tätigkeit der Seen. — In: R. BRINKMANN: Lehrbuch der allgemeinen Geologie, p. 177—207, Enke, Stuttgart.
- WARCH, A. (1966): Weitere triassische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. — *Carinthia II*, 76, p. 141—157, Klagenfurt.
- ZORN, H. (1971): Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. — *Diss. Phil. Fak. II. Univ. Zürich*, (*Schweiz. Paläont. Abh.*), p. 1—90, 52 Abb., 17 Taf., 13 Tab., Birkhäuser, Basel.

Bilderläuterungen

Tafel 1

Bild 1: Laminiertes Dolosparit mit einzelnen feingekräuselten Lagen; die laminae sind zum Teil durch schichtparallele Trockenrisse (sheet cracks) von ihrer Unterlage abgehoben, zerbrochen. Schliff FB 4.

Bild 2: Feingekräuselte Algenmatten (Stromatolithrasen) gehen gegen das Hangende in klastische bis klastreiche Dolosparite über, die zum Teil (im Bild schlecht sichtbar) auch Bioklasten enthalten. Zahlreiche Durchwühlungen treten im Sediment (auch in den Algenrasen) auf. Schliff F 26.

Bild 3: Dicht gepackte Lumachelle aus im wesentlichen Daonellenschalen; die Abweichungen der Schalen vom ss im hangenden Teil sind durch Verwühlungen bedingt. Diese werden u. a. durch fecal pellets nachgewiesen, die sich immer wieder zwischen den Schalen finden (z. B. im Mittelteil, links). Einzelne Schliffbereiche sind stark von Bitumen imprägniert; auch rundliche Kieselknuern (helle Flecke) treten auf; in ihnen können öfters noch Reste des hier ehemals vorhandenen Sediments erkannt werden. Schliff FB 11.

Bild 4: Lumachelle, Übergang zu Filamentkalk; zwischen den Schalen (dünner als in Bild 3) treten immer wieder fecal pellets sowie Radiolarien (kleine helle Punkte) auf. Schliff F 33e.

Bilderläuterungen

Tafel 2

Bild 5: Klastsparit mit großen ovalen fecal pellets, z. T. nesterförmig beieinanderliegend. Fast alle pellets enthalten kleinere (unverdaute?) Klaste. Im Mittelteil geopetal gefüllte Kleinhöhle. Schliff FB 25.

Bild 6: Im liegenden Teil Filamentkalk (mit Ammoniten), gegliedert durch einzelne, feinerkörnige Lagen. Im hangenden Teil Querschnitt durch einen Teil eines Ammonitengehäuses. Die äußere Kammer ist von stäbchenförmigen fecal pellets erfüllt (sehr ähnlich den von ZORN, 1971, auf Taf. 5, Bild 1, abgebildeten). Da diese Art von pellets sonst nicht beobachtet wurde, könnte es sich eventuell um ein aasfressendes Lebewesen handeln.

Die Ammonitenschale wurde verkieselt, auf ihr wächst fibröser Spatit (Zement A), das Restlumen wurde teils von drusigem Spatit, teils von kieseliger Substanz eingenommen. Schliff FB 10.

Bild 7: Radiolariensparit, zum größten Teil aus Radiolarien bestehend, daneben vereinzelt Filamente; ein größerer Bitumenanteil tritt auf. Im liegenden Teil herrscht fast eine „dichteste Kugelpackung“ der Radiolarien. Schliff FB 27.

Bild 8: Klastsparit: In die Plattenkalke eingelagerte Flachwasserschüttung, bestehend insbesondere aus Intraklasten, Bioklasten und Biogenen, wie Dasycladaceen und Echinodermenbruchstücken. Im liegenden Teil Calcisparit mit einzelnen Filamenten. Schliff FB 14.

Die Conodonten- und Foraminiferen-Zonen in der Trias des Ostbalkans

Von K. BUDUROV und E. TRIFONOVA*)

Mit 1 Abb.

In der vorliegenden Arbeit werden die Conodonten- und Foraminiferen-Faunen des Ostbalkans behandelt. Die Conodonten-Fauna kennzeichnet die Ostmediterrane Conodonten-Entwicklung, die den Bereich des Ostbalkans (NO-Bulgarien einschließlich Dobruzha im Norden und das Strandzha-Gebirge im Süden) und Griechenlands (mit den Archipelagen) umfaßt.

Die Conodonten wurden von K. BUDUROV, die Foraminiferen von E. TRIFONOVA bearbeitet.

Die Korrelation der verschiedenen Faunen zeigt Abb. 1. Für die Untere Trias haben wir die Ergebnisse BENDERS (1970) bei seinen Untersuchungen in Griechenland (Insel Chios) beachtet. Im Ostbalkan existiert kein durchgehendes Trias-Profil (M. GANEV, 1961). Die Erforschungen sind ausschließlich auf der Basis von Olistholiten durchgeführt worden. Eine nicht unbedeutende Schwierigkeit stellt dabei die Unterscheidung der verschiedenen Olistholite, aus denen die Proben stammen, sowie die Rekonstruktion der Profile dar. Durch Olistholite am besten und vollständigsten ist die Schichtfolge im Campil bis Hydasp belegt. In anderen Fällen konnten wir den Übergang Illyr—Fassan verfolgen.

Die untersuchten Proben wurden durch charakteristische Makrofossilien stratigraphisch eingehängt. Die bestimmten Conodonten-Taxa gaben die Möglichkeit, in der Ostmediterranen Conodonten-Entwicklung 13 Conodonten-Zonen auszuscheiden (Abb. 1). Die Foraminiferen-Fauna wurde in 3 Zonen gegliedert. Alle diese Zonen werden beschrieben.

Conodonten- und Foraminiferen-Chronologie. Conodonten-Zonen

triangularis-Zone sk II a

Index-Art: *Neospathodus triangularis* (BENDER).

Arten-Bestand: *Neospathodus homeri* (BENDER), *Prioniodina mitzopouli* (BENDER), *Enantiognathus bitortus* (BENDER), *H. ceweki* BENDER, *H. multihamata* HUCKRIEDE, *H. triassica* MUELLER, *Lonchodina muelleri* TATGE, *Ozarkodina tortilis* TATGE, *O. turgida* BENDER.

Untere Grenze: wird mit dem Erscheinen von *Neospathodus triangularis* (BENDER) gezogen.

Obere Grenze: wird mit dem massenhaften Vorkommen von *Neospathodus homeri* (BENDER) und dem Aussterben von *Neospathodus triangularis* (BENDER) ermittelt.

Stratigraphischer Umfang: unterer Teil der Campiller Schichten, bei BENDER (1970) mit reicher Ammonitenfauna definiert (den unteren Teilen der unteren *homeri*-Zone BENDERS entsprechend).

Verbreitung: nachgewiesen auf der Insel Chios (Griechenland), im Ostbalkan, SO-Bulgarien und in der Rumänischen Dobrudzha.

*) Adressen: Dr. KIRIL BUDUROV: Geologisches Institut, Sofia 13, Ul. 36, Bl. 2, Bulgarien.
Dr. EKATERINA TRIFONOVA: Geologische Anstalt, Sofia, Bd. G. Dimitrov, 22.

PROFIL DER TRIAS DES OSTBALKANS		PROBEN	CONODONTEN-ZONEN	FORAMINIFEREN-ZONEN	INDEX	UNTER-STUFE	STUFE				
<i>Flyschartige Wechsellagerung von Kalcken, Mergeln und Tonschichten mit Halobia praesuperba Kittl, H. fallax Mojs.</i>		552 13 18 216 554					NOR				
<i>Graue, hellgraue und hellbeige dichte Kalcke mit Pompeckjites layeri (Hauer), Monophyllites aonis Mojs., Romanites simonescui Kittl, Pingaceras philopater (Laube)</i>		329 555	abneptis		k II	TUVAL	K A R N				
		16 237	polygnathiformis		k I	CORDEVOL					
		563 476 379 334									
		561									
<i>Hellbeige, beige oder rötliche streifenartige Kalcke mit Protrachyceras pescolense (Mojs.), Sageceras handingeri walleri Mojs., Megaphyllites jarbas (Muenster)</i>		1336 349	foliata	Sectoreophax spectabilis	l II β	LANGOBARD	L A D I N				
		560 1385	mungoensis		l II α	FASSAN					
		1340 332 291	momburgensis		l I						
		<i>Rötliche oder graue dichte zoogene Kalcke mit Dinarites ovisianus Mojs. und D. radiatus (Klipstein)</i>		1361 1348 1360	cornuta			a III β	I L L Y R		
				<i>Graue oder beige dickbankige zoogene Kalcke mit Semiornites cordevolicus Mojs., Ptychites sutneri Mojs.</i>		330 383 237		excelsa			a III α
						1330					
<i>Graue dickbankige Kalcke</i>		2 1351	kockeli	Glonospira densa	a II β	PELSON					
		294 347	regale		a II α						
		<i>Beige Kalcke und graue, mit Mergeln wechsellagernde Kalcke mit Aulacothyris angusta (Schiotth) und Tetractinella trigonella (Schiotth)</i>		317 1339	gondolelloides			a I β			
				1334 289	carinata			a α			
<i>Graue Kalcke</i> <i>Wechsellagerung von Tonschichten, Mergeln und dünnschichtigen zoogenen Kalcken mit Dinarites dalmatinus (Hauer), Meropella plejanae Renz & Renz.</i>		197	homeri	Meandrospirulula	sk II β	CAMPILLER SCHICHTEN					
		288 1331 318 319 1324	triangularis		sk II α						

homeri-Zone sk II β

Index-Art: *Neospathodus homeri* (BENDER).

Arten-Bestand: *Prioniodina mitzopouli* (BENDER), *Enantiognathus bitortus* (BENDER), *Hindeodella ceweki* BENDER, *H. triassica* MUELLER, *Ozarkodina tortilis* TATGE, *O. fisticulata* BENDER, *O. turgida* BENDER.

Untere Grenze: wird mit dem massenhaften Vorkommen von *Neospathodus homeri* (BENDER) und mit dem Aussterben von *Neospathodus triangularis* (BENDER) gezogen.

Obere Grenze: entspricht dem Erstauftreten von *Gladigondolella carinata* (BENDER).

Stratigraphischer Umfang: oberer Teil der Campiller Schichten (in BENDER 1970 durch Makrofaunen definiert und als mittlere und obere Teile der unteren *homeri*-Zone gefaßt).

Verbreitung: nachgewiesen auf der Insel Chios (Griechenland) und im Ostbalkan.

carinata-Zone a I α

Index-Art: *Gladigondolella carinata* BENDER.

Arten-Bestand: *Neospathodus homeri* BENDER, *Prioniodina mitzopouli* (BENDER), *Ozarkodina fisticulata* BENDER, *O. saginata* HUCKRIEDE, *O. tortilis* TATGE, *Diplododella lautissima* (HUCKRIEDE).

Untere Grenze: wird mit dem Erscheinen von *Gladigondolella carinata* (BENDER) gezogen.

Obere Grenze: entspricht dem Erstauftreten von *Neospathodus gondolelloides* BENDER.

Stratigraphischer Umfang: unterer Teil des Hydasps (bei BENDER, 1970, durch Makrofaunen definiert und als mittlere Teile der *homeri*-Zone ohne ihren oberen Anteil, bezeichnet).

Verbreitung: nachgewiesen auf Chios (Griechenland) und im Ostbalkan.

gondolelloides-Zone a I β

Index-Art: *Neospathodus gondolelloides* (BENDER).

Arten-Bestand: *Neospathodus homeri* (BENDER), *Gladigondolella carinata* BENDER, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Prioniodina mitzopouli* (BENDER), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE), *E. zieglerei* DIEBEL, *E. bitortus* (BENDER), *Hindeodella multihamata* HUCKRIEDE, *H. triassica* MUELLER, *H. suevica* (TATGE), *Prioniodina spengleri* HUCKRIEDE, *P. venusta* HUCKRIEDE, *Ozarkodina saginata* HUCKRIEDE, *O. fisticulata* BENDER, *O. tortilis* TATGE.

Untere Grenze: durch das Erstauftreten von *Neospathodus gondolelloides* (BENDER) gegeben.

Obere Grenze: wird mit dem Erscheinen von *Neogondolella regale* MOSHER gezogen.

Stratigraphischer Umfang: obere Teile des Hydasps (bei BENDER, 1970, mit Makrofauna definiert und als oberstes Stück der mittleren *homeri*-Zone, obere *homeri*-Zone und *aegaea*-Zone angesprochen, letztere im Fall: *Neogondolella aegaea* = *Neospathodus gondolelloides*).

Verbreitung: nachgewiesen auf Chios (Griechenland) und am Ostbalkan.

regale-Zone a II α

Index-Art: *Neogondolella regale* MOSHER.

Arten-Bestand: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Cratognathodus kochi* (HUCKRIEDE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella aequiramosa* (KOZUR & MOSTLER), *H. suevica* (TATGE), *H. triassica* MUELLER, *Diplododella magnidentata* (TATGE).

Untere Grenze: wird mit dem Auftreten von *Neogondolella regale* MOSHER und mit dem Absterben von *Neospathodus gondolelloides* (BENDER) gezogen.

Obere Grenze: wird mit dem Erscheinen von *Ozarkodina kockeli* TATGE und dem Aussterben von *Neogondolella regale* MOSHER bestimmt.

Stratigraphischer Umfang: untere Teile des Pelsons, die makrofaunistisch in Griechenland definiert sind (BENDER, 1970).

Verbreitung: im Ostbalkan und auf Chios (Griechenland).

kockeli-Zone a II β

Vgl. bei BUDUROV & STEFANOV (1972).

Notizen: Die *kockeli*-Zone ist eine von wenigen für die Balkanide und die Germanische Conodonten-Provinz gemeinsame Zone. Man kann sicher vermuten, daß sie in der Ostmediterranen Provinz synchron ist.

Verbreitung: Mittel- und Osteuropa.

excelsa-Zone a III α

Vgl. bei BUDUROV & STEFANOV (1972).

Notizen: Die *excelsa*-Zone wurde geschaffen, um die mittleren Abteile des Illyrs der Balkaniden Conodonten-Provinz zu bezeichnen. Hier ist ihr Umfang vergrößert, so daß ihre Grenzen und ihr Inhalt neu definiert werden.

Untere Grenze: wird mit dem Erscheinen von *Paragondolella excelsa* MOSHER und mit dem Aussterben von *Ozarkodina kockeli* TATGE gezogen.

Obere Grenze: fällt mit dem Erscheinen von *Neogondolella cornuta* BUDUROV & STEFANOV zusammen.

Stratigraphischer Umfang: unterer Teil des Illyrs, in dem die Ammoniten *Ptychites sutneri* MOJS., *Semiornites cordevolicus* (MOJS.) u. a. auftreten. Diese Zone entspricht den *bifurcata*- und *excelsa*-Zonen der Balkaniden Trias.

Verbreitung: Ostbalkan und Griechenland.

cornuta-Zone a III β

Vgl. bei BUDUROV & STEFANOV (1972).

Notizen: Stratigraphischer Umfang wie 1972 — Oberes Illyr; im oberen Teil der Unterstufe wurden, außer der schon bekannten Makrofauna, noch die Ammoniten *Dinarites avisianus* MOJS. und *D. radiatus* (KLIPST.) gefunden.

Verbreitung: im Ostbalkan und in der Balkaniden Conodonten-Provinz.

momburgensis-Zone l I

Vgl. bei SWEET & al. (1971).

Notizen: Der Umfang dieser Zone in der Ostmediterranen Conodonten-Provinz entspricht dem Fassan, ihr Äquivalent in der Balkaniden Provinz bilden die *eccentrica*-Zone (Unterfassan) und *bacalovi*-Zone (Oberfassan).

Verbreitung: Ostbalkan und Nordamerika.

mungoensis-Zone l II α

Vgl. bei SWEET & al. (1971).

Notizen: In der Ostmediterranen Conodonten-Provinz ist ihr Umfang auf den unteren Teil des Langobards beschränkt. Keine Äquivalente existieren in der Balkaniden Provinz.

Verbreitung: in den Ost-, Zentral- und Westmediterranen Conodonten-Provinzen.

foliata-Zone l II β

Index-Art: *Paragondolella foliata* BUDUROV.

Arten-Bestand: *Gladigondolella arcuata* BUDUROV, *Paragondolella navicula* (HUCKRIEDE), *Cratognathodus kochi* (HUCKRIEDE), *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Enantio-gnathus petraeviridis* (HUCKRIEDE), *E. zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella suevica* (TATGE), *Lonchodina angulata* BUDUROV, *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Prioniodella decrescens* TATGE, *Prioniodina muelleri* (TATGE), *P. spengleri* (HUCKRIEDE), *P. pronoides* BUDUROV, *P. venusta* (HUCKRIEDE).

Untere Grenze: wird mit Erscheinen von *Paragondolella foliata* BUDUROV bestimmt.

Obere Grenze: wird mit dem massenhaften Auftreten von *Paragondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) und mit dem Aussterben von *Paragondolella foliata* BUDUROV gezogen.

Stratigraphischer Umfang: oberer Teil des Langobards, wo die Ammoniten *Protrachyceras pescolense* (MOJS.), *Sageceras haidingeri walteri* MOJS., *Megaphyllites jarbas* (MUENST.) auftreten. Korrespondiert mit der *spectabilis*-Zone der Foraminiferengliederung.

Verbreitung: Ostbalkan.

polygnathiformis-Zone k I

Vgl. bei MOSHER (1968) und SWEET & al. (1971).

Notizen: Für Nordamerika und für die Zentralmediterrane Conodonten-Provinz schließt diese Zone das Tuval ein. In der Ostmediterranen Conodonten-Provinz ist ihr Umfang Cordevol und Jul. Makrofaunistisch wird ihr unterer Teil durch *Trachyceras aon* (MUENST.) und der obere durch *T. aonoides* MOJS. gekennzeichnet.

Verbreitung: Ostbalkan, Zentralmediterrane Conodonten-Provinz, Nordamerika.

abneptis-Zone k II

Vgl. bei SWEET & al. (1971) und KOZUR (1972).

Notizen: Das spärliche Material gibt keine Möglichkeit, diese Zone detailliert zu gliedern.

Verbreitung: im Ostbalkan.

Foraminiferen-Zonen

iulia-Zone

Index-Art: *Meandrospira iulia* (PREMOLI-SILVA).

Arten-Bestand: *Glomospira simplex* HARTON, *Reophax* sp. und *Nodosinella* sp.

Untere Grenze: wird mit dem Erstauftreten der Index-Art gezogen.

Obere Grenze: korrespondiert mit der oberen Grenze der *triangularis*-Zone (vgl. Conodonten-Gliederung).

Stratigraphischer Umfang: Skyth. Die Zone wurde von SALAJ (1969) festgelegt und umfaßt seiner Meinung nach die Campiller Schichten, die mit *Costatoria costata* (ZENKER) definiert sind. Im Ostbalkan stimmt sie mit der *triangularis*-Zone überein. Die Index-Art wurde allerdings nicht festgestellt. Im allgemeinen kann man die dortige Foraminiferen-Assoziation mit der *iulia*-Zone Nordostbulgariens vergleichen, wo die Index-Art mit zahlreichen Exemplaren vertreten ist.

densa-Zone

Index-Art: *Glomospira densa* (PANTIĆ).

Arten-Bestand: *Glomospira articulosa* PLUMMER, *G. gordialis* (JONES & PARKER), *G. simplex* HARTON, *Tolypammina discoidea* TRIFONOVA, *Ammovertella bulbosa* GUTSCHIK & TRECKMANN, *Trochammina balcanica* TRIFONOVA, *Trochammina* sp., *Gaudryina triassica* TRIFONOVA, *Verneuilinoides mauritii* (TERQUEM), *Nodosinella libera* TRIFONOVA.

Untere Grenze: wird mit dem Erscheinen von *Glomospira densa* (PANTIĆ) gezogen und stimmt mit der Untergrenze der *regale*-Zone überein.

Obere Grenze: wird durch das Aussterben von *G. densa* (PANTIĆ) bestimmt.

Stratigraphischer Umfang: die Zone wurde von SALAJ (1969) auf Grund von Algen festgelegt. Seiner Meinung nach umfaßt sie das ganze Illyr. Später stellten ZANINETTI, BRÖNNIMANN & ABAUD (1972) fest, daß dieselbe Zone nur den unteren Teil des Illyr umfaßt. Im Ostbalkan gehört die *densa*-Zone teils dem oberen Teil des Pelsons (definiert mit Conodonten = *kockeli*-Zone), teils dem unteren Illyr (*excelsa*-Zone) an. Der obere Teil des Illyr gehört nicht mehr dazu.

Verbreitung: Ostbalkan, NO-Bulgarien, Westkarpaten, Alpen.

spectabilis-Zone

Index-Art: *Sectoreophax spectabilis* TRIFONOVA.

Arten-Bestand: *Tolypammina labyrinthica* TRIFONOVA, *Ammobaculites delicatus* TRIFONOVA, *Trochammina* aff. *contornata* TAPPAN, *Trochammina* sp., *Gaudryina adoza* TAPPAN, *G. triassica* TRIFONOVA, „*Gaudryina*“ *racema* TRIFONOVA, *Gaudryinella claviculini-formis* TRIFONOVA, *Verneuilinoides mauritii* (TERQUEM), *Cyclogyra pachygyra* GUEMBEL, *Nodogordiospira conversa* TRIFONOVA, *Ophthalmidium exiguum* ZANINETTI.

Untere Grenze: wird mit dem Erscheinen von *Sectoreophax spectabilis* TRIFONOVA gezogen.

Obere Grenze: wird durch das Aussterben von *S. spectabilis* TRIFONOVA bedingt. Sie stimmt mit der Obergrenze der *foliata*-Zone überein.

Stratigraphischer Umfang: jener obere Teil des Langobard, der durch Conodonten definiert ist und hier der *foliata*-Zone entspricht.

Verbreitung: Ostbalkan, NO-Bulgarien.

Literatur

Vgl. Angaben bei BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1972):

Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 829—852, 8 Abb., 4 Taf., Wien-Innsbruck.

Die Entwicklung der Triasschichten in den westlichen Karawanken

STANKO BUSER*)

Einleitung

In den letzten Jahren haben Geologen der Geologischen Anstalt Ljubljana im Rahmen der Neuaufnahme des Blattes Klagenfurt auch Teile der westlichen Karawanken neu kartiert. — Dieser Vortrag ist ein Auszug der Resultate und Daten dieser Kartierung und der Laboruntersuchungen für das Gebiet Jezersko-Jesenice-Golica. (Das Thema wurde schon auf dem 2. Symposium über Geologie der Karawanken in Ljubljana, 1968 zum Teil vorgetragen, aber noch nicht veröffentlicht. Wegen der neuen Daten und weil der Stoff das Grenzgebiet Österreich-Jugoslawien betrifft, dürfte der Vortrag für dieses Symposium von Interesse sein).

Im betrachteten Gebiet sind alle Trias-Schichtglieder der südalpinen Entwicklung festgestellt worden. Nur in einigen Details ist die Entwicklung von den südlicheren Gebieten unterschiedlich. Das ist auch verständlich, weil die Sedimente im gleichen Geosynklinalraum, nur unter etwas wechselnden Bedingungen, abgelagert wurden. Erst die spätere Tektonik hat das einheitliche Gebiet in heute feststellbare größere tektonische Einheiten zerteilt.

Ober-Perm

Im Liegenden der Skyth-Schichten kann überall ein grauer geschichteter Oberperm-Dolomit beobachtet werden. Darunter liegt ein mächtigeres Schichtpaket von grauen Dolomit-Brekzien (bzw. Rauchwacken), in Wechsellagerung mit Schichten eines schwarzen Kalkes und Dolomits. Diese Kalk-Dolomit-Schichten sowie der Dolomit in Hangenden der Brekzie enthalten folgende Mikrofossilien: *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.), *Velebitella triplicata* KOCHANSKY-DEVIDÉ, *Mizzia velebitana* SCHUBERT, *Permocalculus fragilis* (PIA) und *Glomospira* sp. Sie wurden von V. KOCHANSKY-DEVIDÉ und S. PANTIĆ bestimmt. In Medvodje wurden im schwarzen Kalk aus dem Hangenden der Brekzie auch Schnecken (*Bellerophon* sp.) gefunden. Damit ist in diesem Teil der Karawanken zum ersten Mal Ober-Perm mit Fossilien nachgewiesen. Die Mächtigkeit der Oberperm-Schichten beträgt 200 bis 450 m.

Untere Trias

Schichten der unteren Trias können in breiteren und engeren, teils unterbrochenen Streifen von Zgornje Jezersko (Ober-Seeberg) über Spodnje Jezersko, Javornik, Medvodje bis nach Tržič (Neumarktl) verfolgt werden. Auch im Westen zwischen Jesenice (Assling) und Golica (Kahlkogel) kommen diese Schichten vor; sie wurden auch nördlich von Košuta in kleineren Bereichen bei Ljubelj (Loiblpaß) beobachtet.

Die Oberperm-Dolomite gehen lithologisch allmählich in die skythischen Schichten über. Eine genauere biostratigraphische Grenze kann dazwischen nicht gezogen werden, nur eine lithostratigraphische Abgrenzung ist möglich. Im direkten Hangenden des oberen Perm ist ein (einige m mächtiger) Horizont eines gräulichen Dolomites mit dünnen Lagen von rosa gefärbten Dolomitmergeln und Schiefen eingelagert. Er gehört wahr-

*) Dr. S. BUSER, Geološki zavod, Parmova 33, 61000 Ljubljana, Jugoslavija.

scheinlich schon dem Skyth zu. In der — von 50 bis 500 m mächtigen — Wechselfolge der skythischen Schichten kommen Kalke, Mergel, Dolomit, Aleurolith-Schiefer und Sandsteine vor. Der Kalk, meistens mergelig, örtlich aber auch körnig und oolithisch (nach der Struktur: Biomikrit, Mikrit, Biosparit, Intrasparit oder Oosparit), kann vom untersten bis zum obersten Skyth gefunden werden. In südlicheren Gebieten kommen oolithische Kalke nur im mittleren Skyth vor. Die Mergel, meist mit Übergängen in einen mergeligen Argillit oder Aleurolith, sind gräulich, bräunlich oder rosarötlich.

Dem Kalk und Mergel sind seltene Lagen eines gräulichen und rötlichen Feinsandsteines mit häufigem Glimmer zwischengelagert. Dazwischen kommen oft noch Dolomitlagen vor. Südwestlich von Jezersko gehen diese Schichten lateral in eine Wechselfolge von Dolomit, Dolomitmergel, Argillit und Sandstein über. Dazwischen können auch mächtige Lagen eines oolithischen Dolomites beobachtet werden. Kein Kalk ist in diesem Bereich festgestellt worden. Im oberen Skyth sind Mergelkalke und Mergel, örtlich auch Dolomitmergel und mergeliger Dolomit, entwickelt.

Im Skyth wurden zahlreiche Fossilien gefunden, welche überwiegend A. RAMOVŠ, zum Teil auch der Verfasser, bestimmt hat. Es wurden festgestellt: *Claraia aurita haueri* (TOMMASI), *Claraia aurita* (HAUER), *Claraia cf. tridentina* (BITTNER), *Homomya fassaensis* (WISSMANN), *Homomya fassaensis cf. bittneri* (FRECH), *Pleuromya elongata* (SCHLOTHEIM), *Natiria costata* MÜNSTER, *Holopella gracilior* SCHAUROTH und *Rhizocorallium striatum* KÜHN. S. PANTIĆ konnte in Kalk-Dünnschliffen noch *Meandrospira iulia* (PREMOLI-SILVA) bestimmen. F. TELLER (1898) erwähnt auch noch Ammonitenfunde. Nach dem Fossilinhalt können wir schließen, daß Seiser- und Campiler-Schichten entwickelt sind. Eine Aufteilung in drei Stufen oder gar in Unterstufen bzw. Zonen ist nicht möglich.

Anisische Stufe

Die skythischen Schichten werden an allen aufgezählten Lokalitäten im kleineren Umfang von anisischen Gesteinen begleitet. Anis ist überwiegend als grauer, gut geschichteter (dem Oberperm ähnlicher) Dolomit entwickelt. Die Grenze zum Skyth ist scharf. Im liegenden Teil wurde örtlich eine (dem Oberperm ähnliche) Dolomitbrekzie und ein poröser Dolomit (Rauhwaacke) beobachtet.

Bei Bled wird der Neoschwagerinenkalk des mittleren Perm von einem hellgrauen bis weißen, grobkörnigen, massigen anisischen Dolomit transgressiv überlagert. In der Basis ist eine Kalk-Dolomitbrekzie entwickelt.

Südwestlich von Jezersko wird der beschriebene geschichtete Dolomit von mächtigen Schichten eines hellgrauen, organogenen Kalksteins überlagert. An der Grenze wurden mehrere m mächtige Kalk-Dolomitbrekzien mit einem Bauxit-Bindemittel festgestellt. Im Dolomit konnten keine Fossilien gefunden werden; das Alter wurde nach der Position angenommen. Im Kalkstein konnte M. HERAK folgende Algen bestimmen: *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) und *Physoporella minutoloidea* HERAK. Die Mächtigkeit des Dolomites beträgt 200 bis 600 m, die des Kalkes etwa hundert m.

Anisisch-ladinische Stufe (Anis? - Ladin?)

Zwischen Tržič und Medvodje ist der anisische Dolomit von einer Schichtfolge überlagert, in welcher plattig-schichtige, mikritische mergelige Kalksteine und Dolomite mit Zwischenlagen von grauen und bräunlichen Mergeln, Aleurolithen und Schiefnern vertreten sind. Diesem Glied haben wir auch die Schichten im Bereich von Ljubelj zugezählt, welche F. KAHLER (PREY & KAHLER, 1958) in die untere Trias eingestuft hatte.

Im oberen Teil dieser Schichten sind am Tunnel der neuen Straße Tržič—Ljubelj (westlich von Tržič) mikritische Kalksteine mit dünnen Schiefer- und Mergelzwischenlagen aufgeschlossen. Der Kalkstein enthält Ammoniten und Conodonten. Die Ammonitenfauna ist noch nicht bearbeitet. S. PANTIĆ konnte aber folgende Conodonten bestimmen: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE, *Gondolella mombergensis* TATGE und *Prioniodella* cf. *ctenoides* TATGE. Die Ammoniten sind paläontologisch noch nicht bestimmt. Allein auf Grund der Conodonten ist es leider unmöglich festzustellen, ob die Schichten noch dem Anis oder schon dem Ladin zugehören. Die Ammoniten deuten mehr auf Anis. Deshalb haben wir die Serie vorläufig als Anis-Ladin eingestuft. Die Schichten werden von ladinischen bräunlichen und grauen Mergeln und Aleurolithen überlagert, welche schon *Posidonia wengensis* enthalten.

Ladinische Stufe

Im Vergleich zu anderen Schichtgliedern ist das Ladin am meisten heterogen. Zwischen Jezersko, Storžič und südlich von Stol (Hochstuhl) sind ladinische Schichten überwiegend als bräunliche und grünliche Mergel mit seltenen Kalklagen entwickelt. Lagen von Tuff, Tuffit und Tuffbrekzien dazwischen sind häufig.

An der südlichen Košuta ist ein dunkelgrauer plattiger Kalkstein und Dolomit mit zahlreichen Hornsteinlagen und -knollen aufgeschlossen.

Im Bereich von Ljubelj wird das „Anis-Ladin“ durch einen Horizont von Tuff und einer vulkanischen Brekzie überlagert, welche noch von einem bunten Konglomerat, einem hornsteinführenden Plattenkalk und Dolomit sowie Tuff und Tuffit überdeckt ist.

Besonders interessant sind das bunte Konglomerat und die Konglomeratbrekzie, welche bei Podljubelj, im oberen Teil der Schlucht „Dolžanova soteska“ und bei Ljubelj sehr häufig auftreten. Das Konglomerat enthält folgende Gerölle: Trogkofelkalk, skythische Gesteine, anisischen Dolomit sowie Fragmente der ladinischen Kalksteine, Mergel, Hornsteine und Tuffe. Ein ähnliches Konglomerat mit großen Blöcken des Neoschwagerinen-Kalksteins ist aus der Umgebung von Bled bekannt. Lithologisch sind diese globklastische Sedimente der Brekzie von Ugovica bei Trbiž (Tarvis) ähnlich und sind wahrscheinlich deren Fortsetzung in östlicher Richtung.

Bei Ukec in der Dolžanova soteska ist im Liegenden des Konglomerates ein Mergel entblößt, welcher ladinische Fossilien enthält. Somit ist auch das Konglomerat in den westlichen Karawanken dem Ladin einzugliedern. Die Konglomerate östlich von Tržič hat F. TELLER (1898) irrtümlich mit der „Brekzie von Tarvis“ identifiziert und somit dem Perm eingegliedert. Im Ljubelj-Gebiet hat F. KAHLER (S. PREY & F. KAHLER 1958) die Konglomerate ins Anis eingestuft. Es konnte jetzt festgestellt werden, daß auch bei Ljubelj unter dem bunten Konglomerat ladinische Tuffe und eine vulkanische Brekzie mit Fragmenten eines ignimbrischen Tuffes liegen. Etwas westlicher von unserem Gebiet hat N. ANDERLE (1970) für das gleiche Konglomerat auch ein anisisches Alter angenommen.

Im Ladin sind Spuren einer vulkanischen Tätigkeit sehr häufig. An mehreren Stellen kommen Porphyrit, Quarzporphyrit und Keratophyr sowie deren Tuffe und vulkanische Brekzien vor. Bei Jezersko konnte auch ein längerer Diabasgang festgestellt werden. Zwischen Jezersko, Storžič und Tržič ist an vielen Stellen ein ignimbrischer Tuff aufgeschlossen. Der Tuff kommt fast durchgehend in einem Horizont unmittelbar unter dem Cordevol-Dolomit vor. Bei Tržič und Podljubelj wurden im Hangenden der Ignimbrittuffe an mehreren Stellen ladinische Algen gefunden. Damit ist mir der Beweis gelungen, daß die ignimbrischen Tuffe nicht dem Skyth zugehören (wie ich ursprünglich ange-

nommen hatte, siehe S. BUSER & A. HINTERLECHNER-RAVNIK 1966 und A. HINTERLECHNER-RAVNIK 1966), sondern dem Ladin einzugliedern sind. Aus den ladinischen Schichten sind folgende Fossilien bestimmt worden (D. UROŠEVIĆ 1969): *Posidonia wengensis* WISSMANN, *Daonella cf. lommeli* WISSMANN und *Daonella cf. pichleri* MOJS. M. HERAK (1968) konnte in einer dunkelgrauen Kalklage aus der Schichtenfolge Tuff-Mergel-Kalkstein im Liegenden und Hangenden der Ignimbrittuffe die Alge *Teutloporella triasina* SCHAUROTH bestimmen.

Die Schichtfolge des Ladin ist 400 bis 560 m mächtig.

Karnische Stufe

Aufgrund der Lithologie und der Fossilreste können im unteren Teil des Karn die Cordevol-Schichten und im oberen Teil die Schichten der julischen und tuvalischen Unterstufe unterschieden werden.

Das Cordevol ist als weißer, grobkörniger, massiger bis dick geschichteter kalkiger Dolomit und dolomitischer Kalk in Mächtigkeiten bis zu 580 m entwickelt. Gegenseitige Übergänge beider Gesteine sind häufig, Dolomit überwiegt. Lithologisch ist das Gestein dem Wetterstein-Kalk und -Dolomit der nördlichen Karawanken sehr ähnlich. Im Kalkstein und Dolomit wurden an zahlreichen Stellen fossile Algen gefunden, welche M. HERAK (1968 und 1969) als *Diplopora annulata* SCHAUFHÜTL bestimmen konnte.

In den Karawanken, aber auch im südlichen und zentralen Slowenien sind bis jetzt diese Algen nur im Cordevol festgestellt worden. Es ist interessant, daß die beiden Algen *Teutloporella* und *Diplopora* nirgends gemeinsam gefunden werden konnten. Die erste kommt immer nur im Ladin, *Diplopora* aber nur im Cordevol vor. Es ist aber fraglich, ob nicht der untere Teil dieser Schichten noch dem Ladin einzugliedern ist.

Die Schichten des oberen Karn (Jul und Tuval) sind im Bereich von Golica, nördlich von Javorniški rovt und am Südabhang der Košuta entwickelt. Über dem weißen, körnigen Cordevol-Dolomit liegt ein Wechselhorizont eines bräunlichen Mergels und Mergelkalkes. Darüber folgt ein dunkelgrauer, geschichteter, mikritischer, hornsteinführender Dolomit. Im oberen Teil ist ein mächtiges Paket eines dünnschichtigen bis plattigen dunkelgrauen Mikrit-Kalkes, mit zahlreichen Hornsteinlinsen und -knollen, eingelagert. Im Bereich von Kepa (Mittagskogel) aber liegt im unteren Teil ein hornsteinführender Dolomit und darüber der hornsteinführende Plattenkalk. Nur im unteren Horizont, im Mergel und Mergelkalk, wurden Fossilien gefunden. S. PANTIĆ konnte die Muscheln *Daonella teltschenensis* KITTL und *Daonella proboscidea* KITTL bestimmen. In Kalk-Dünnschliffen konnte sie noch die folgende Mikrofauna finden: *Involutina communis* (KRISTAN), *Involutina sinuosa* (WEYNSCHENK), *Involutina eomesozoica* (OBERHAUSER), *Involutina tumida* (KRISTAN-TOLLMANN), *Agathammina* sp. und *Ophthalmidium* sp. Auch kleine Megalodonten-Querschnitte wurden im Gestein beobachtet, konnten aber nicht herauspräpariert werden.

Die Mergel und Mergelkalke sind 50 bis 200 m mächtig, der hornsteinführende Dolomit erreicht Mächtigkeiten von 100–200 m, der Plattenkalk mit Hornsteineinschlüssen bis 400 m.

Norische Stufe

Von norischen Schichten werden die steilen Felswände der Košuta, Kamniške Alpe, Begunjščica und des Stol aufgebaut. Der hellgraue, dickschichtige Dachsteinkalk, örtlich mit dolomitischen Zwischenlagen, ist in der norischen Stufe in Mächtigkeiten bis zu 1000 m vertreten. Stellenweise sind in den Kalken und Dolomiten schöne Beispiele von

Stromatolithen beobachtet worden, welche oft für die norischen Dolomite in Mittel- und Südslovenien kennzeichnend sind. In den Kalken wurden an mehreren Stellen große Megalodontiden gefunden, welche aber paläontologisch nicht bearbeitet sind.

Rhätische Stufe

Rhätische Schichten sind in der westlichen Košuta, auf der Begunjščica und am Südhang des Stol entwickelt. Sie bestehen aus einem hellgrauen bis weißen, massigen Riffkalk, welcher die Dachsteinkalke (im allmählichen Übergang) konkordant überlagert. Der Riffkalk wird von Korallen-, Hydrozoen- und Spongien-Kolonien sowie von Crinoiden-Bruchstücken aufgebaut. Diese Fossilien wurden schon von E. FLÜGEL & A. RAMOVŠ (1961) beschrieben. Bei unseren Untersuchungen wurden wieder zahlreiche Fossilien gesammelt, deren paläontologische Bearbeitung V. KOSTIĆ-PODGORSKA und S. PANTIĆ durchführte (eine gemeinsame Veröffentlichung der neuesten Resultate ist in Vorbereitung). Die rhätischen Riffkalkte sind etwa 200 m mächtig.

Literatur

- ANDERLE, N. (1970): Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. *Geologija 13*, Ljubljana.
- BEREK, B. (1954): Kremenov porfir v ožji okolici rudnika Sv. Ana nad Tržičem. *Geologija 2*, Ljubljana.
- BUSER, S. & HINTERLECHNER-RAVNIK, A. (1966): Preliminary communication about the outcrops of ignimbrites in the scythian and anisian layers northwest of Tržič (Slovenia). — *Bulletin sci., 173*, Sect. A, Zagreb.
- BUSER, S. (1969): Geološke razmere okolice Jezerskega in ozemlja med Bledom, Pokljuko, Jesenicami ter Stolom v Karavankah. Poročilo. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- FLÜGEL, E. & RAMOVŠ, A. (1961): Fossilinhalt und Mikrofacies des Dachsteinkalkes (Ober-Trias) im Begunjščica-Gebirge, S. Karawanken (NW-Slovenien, Jugoslawien). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 6*, Stuttgart.
- HERAK, M. (1968): Določevanje triasnih alg ozemlja med Jezerskim in Tržičem. Poročilo. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- (1969): Določanje permskih in triasnih alg na ozemlju lista Celovec. Poročilo. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. (1966): Ignimbritni tufi pri Podljubelju. — *Geologija 9*, Ljubljana.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — *Carinthia II. Sh. 16*, Klagenfurt.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (1967): Mikropaleontološke eraziskave med Košuto in Stegovnikom v Karavankah. Poročilo. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- (1968): Mikropaleontološke raziskave med Jezerskim in Tržičem v Karavankah. Poročilo. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- PANTIĆ, S. (1969): Izveštaj o mikropaleontološkom pregledu preparata sa područja Jezerskog, Pečovnika, Tržiča i oblasti Karavanki. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- PREY, S. & KAHLER, F., (1958): Beiträge zu einem Karawankenprofil. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*.

- RAMOVŠ, A. (1968): Poročilo o določitvi devonskih in spodnjekarbonskih konodontov ter spodnjetriasnih makrofosilov. — Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- SILVESTER, M. (1968): Poročilo o sedimentoloških preiskavah med Jezerskim in Trzičem list Celovec. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.
- TELLER, F. (1898): Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. — Geol. R. A. Wien.
- UROŠEVIĆ, D. (1969): Izveštaj o analizi makrofavne iz trijaskih sedimenata-list Celovec. — Manuscript. Arhiv Geol. zavoda, Ljubljana.

Bibliographie récente des travaux de stratigraphie réalisés en France sur le Trias

par L. COUREL*

Cet inventaire des résultats marquants dans les travaux stratigraphiques récents sur le Trias français débute à partir du colloque de Montpellier de 1961 (publication en 1963). Presque à la même période paraissait la thèse de J. RICOEUR sur le Trias de l'Est de la France (1962). Ces deux synthèses ont marqué une étape dans les recherches françaises sur le Trias et ont eu le mérite de susciter des études nouvelles.

Les progrès réalisés ces dernières années dans les recherches stratigraphiques seront regroupés dans les chapitres suivants: études régionales, résultats paléontologiques, réflexions méthodologiques, qui seront envisagés successivement.

Etudes régionales

Elles ont bénéficié du développement considérable des travaux de génie civil et témoignent de la recrudescence de l'intérêt pour les problèmes stratigraphiques. Le lecteur trouvera en bibliographie devant chaque référence, les initiales de l'une des 5 grandes régions qui ont été retenues pour regrouper les documents: seules les publications importantes seront citées dans le texte.

Bassin de Paris

Pour la région orientale, le travail sédimentologique de J. PERRIAUX (1961) avait proposé une reconstitution paléogéographique du Buntsandstein. Depuis, celle-ci a été très affinée en ce qui concerne le Buntsandstein supérieur, grâce au mémoire de thèse de J. C. GALL (1971), qui est une synthèse à la fois écologique et sédimentologique. L'originalité d'une telle vision permet de suivre l'évolution des faunes et des paysages dans l'espace et dans le temps, en décrivant le passage d'un environnement deltaïque à un environnement littoral, ce qui rejoint les préoccupations du stratigraphe. Dans l'Est encore Mrs DURAND & JURAIN (1968—1969) se sont intéressés aux premières influences marines dans les formations détritiques traditionnellement rattachées au Buntsandstein. Ils ont montré l'irrégularité de la répartition des faciès et surtout y ont mis en évidence une faune anisienne, rejoignant en cela J. C. GALL. Enfin un repère sédimentologique: une phase générale d'éolisation à l'époque du conglomérat principal, vient d'être découvert par M. DURAND (1972).

Sur la marge occidentale du Bassin de Paris, le socle armoricain est recouvert par un Trias lenticulaire continental qui paraît assez récent d'après la belle faune de poissons décrite par C. LARSONNEUR (1962—1964).

Au Sud du Bassin de Paris, une transgression triasique marine sans doute assez tardive (Keuper) a été mise en évidence par des débris de Brachiopodes et des Algues encrustées (L. COUREL, 1972). Les résultats des sondages pétroliers apportent par ailleurs des documents lithostratigraphiques nouveaux (S. SAPIN, 1967).

*) Adresse: Institut des Sciences de la Terre, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon-France et laboratoire associé au C. N. R. S. No 157: Centre de Paléogéographie et Paléobiologie évolutives.

Aquitaine — Pyrénées

Beaucoup de résultats acquis par les Sociétés pétrolières ne sont malheureusement pas publiés. Des documents récents viennent toutefois de paraître (J. STEVAUX, 1971; C. KMIECLUK & J. STEVAUX, 1971; C. LUCAS, 1968 et 1969; K. YANATCHEKOV, 1972).

Vallée de la Saône — Franche-Comté

Avec la thèse de L. COUREL (1970), les modalités de la transgression du Muschelkalk sur la bordure orientale du Massif-Central sont mieux connues. Des Foraminifères et des empreintes de Reptiles forment de bons niveaux repères dans des formations détritiques interprétées comme de grandes plages marines.

Vallée du Rhône — Languedoc — Provence

Les travaux sédimentologiques de F. ORSZAG-SPERBER (1966) dans la région de Lodève et les recherches métallogéniques de J. C. SAMAMA (1969) à Largentière, de J. C. MACQUAR aux Malines (1970), de M. AUBAGUE à Lodève (1967) et de J. ROUIRE au Nord de Florac (1968) ont permis des synthèses stratigraphiques locales. Au dessus des niveaux continentaux inconstants dans lesquels la flore du Buntsandstein a été reconnue à Lodève (DOUBINGER & CHEYLAN 1964), la transgression du Muschelkalk paraît généralisée et commencerait, au moins à Lodève, dès le début de cette période. Le Rhétien du Sud-Est de la France a enfin été étudié par M. C. LÉBOUCHÉ-BERNET-ROLLANDE (1972).

En Provence, J. P. H. CARON (1965/66/67) a déjà montré dans des notes préliminaires la richesse du Muschelkalk supérieur en macro et microfaune. Il a également établi une série-type de Provence, malgré les complications tectoniques locales.

Domaine Alpin Français

Des publications récentes apportent des résultats précieux sur la stratigraphie du Trias briançonnais. Dans le Trias moyen, R. CABY & J. GALLI (1964) ont signalé l'existence de cinérites et de tufs volcaniques. J. C. BARFÉTY, M. GIDON & M. LEMOINE (1970) et J. MÉGARD-GALLI (1972) ont mis en évidence une puissante série en partie gypsifère dont la base est datées du Carnien par des végétaux et qui se poursuivrait jusqu'au Rhétien. J. MÉGARD-GALLI (1972) a enfin décrit une microfaune norienne à Dasycladacées et Involutines, ce qui rejoint les subdivisions stratigraphiques du Trias supérieur des préalpes médianes d'A. BAUD (1972). Les travaux micropaléontologiques sur les Préalpes de l'école suisse de Genève sont cités avec les résultats paléontologiques.

Résultats paléontologiques

L'extension des résultats stratigraphiques de ces études régionales est limité par la rareté des faunes et des flores du Trias. Beaucoup de formations pourtant réputées azoïques ou très pauvres ont néanmoins livré ces dernières années, grâce à des recherches patientes et minutieuses, des documents paléontologiques dont l'intérêt chronologique n'est pas négligeable.

Les microfaunes viennent au premier plan. Dans le domaine alpin et entre autres dans les préalpes françaises, l'école suisse de Genève a réussi à établir une échelle stratigraphique basée sur les Foraminifères (L. ZANINETTI et al., 1972), A. BAUD et al. (1971); P. BRÖNNIMANN et al. (1969 et 1972). Cette même équipe a étudié la microfaune du grès à *Voltzia* découverte par J. C. GALL (L. KOEHN — ZANINETTI et al. 1969). Dans l'Est

du Bassin de Paris encore, des Conodontes et des Protozoaires ont été extraits du calcaire à Ceratites du Muschelkalk supérieur (B. HAGUENAUER, 1963 et N. GOUBIN & B. BAGUENAUER, 1966). Sur la bordure orientale du Massif-Central, L. COUREL (1970) a décrit des Foraminifères déjà rencontrés dans le Muschelkalk supérieur de l'Est du Bassin de Paris, associés à des espèces alpines. Cet inventaire doit enfin être complété par les découvertes de J. P. H. CARON (1965), F. HIRSCH (1971), P. BRÖNNIMANN & L. ZANINETTI (1972a, b) et P. BRÖNNIMANN, J. P. H. CARON & L. ZANINETTI (1972a et b) pour la Provence et celles de M. CASTERAS & P. VIALARD dans les Pyrénées (1962).

Le peuplement des rivages et des terres émergées au début de l'Anisien (grès à Voltzia) nous est maintenant bien connu, en particulier pour les invertébrés, grâce au mémoire de J. C. GALL (1971) et aux publications antérieures de J. C. GALL, L. GRAUVOGEL. Un nouveau stégocéphale a été d'autre part décrit par D. HEYLER (1969).

Les études sur les empreintes de Reptiles ont enfin pris en France un grand développement ces dix dernières années, avec en particulier les découvertes de G. DEMATHIEU (1970). Une ichnofaune remarquable a été trouvée sur la bordure orientale du Massif-Central, dans le Trias moyen, ce qui est très exceptionnel. Le nombre des découvertes (plus d'un millier) et leur excellent état de conservation a permis d'en tirer des conclusions sur l'évolution des Reptiles pendant le Trias et d'établir une ébauche d'échelle stratigraphique. Des empreintes ont été également décrites dans d'autres régions. Les références des publications sont données dans les articles de L. COUREL, G. DEMATHIEU & R. BUFFARD (1968) et de G. DEMATHIEU et H. HAUBOLD (1972) ou dans la bibliographie ci-dessous.

En ce qui concerne la flore, J. RICOUR (1968) a décrit les végétaux fossiles du Keuper moyen de la bordure orientale du Bassin de Paris et de la Vanoise et J. DOUBINGER & G. CHEYLAN (1964) ceux du Bassin de Lodève. La flore du grès à Voltzia nous est enfin mieux connue par la publication de M. C. ADLOFF & J. DOUBINGER (1969). Nous devons aussi à F. M. GRADSTEIN (1969—1971) une description des pollens du Trias ardéchois.

Résultats méthodologiques

Sous cette dernière rubrique sont cités des travaux qui n'intéressent pas directement la stratigraphie du Trias français mais méritent néanmoins d'être signalés.

Le mémoire de G. BUSSON (1972) sur les principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du mésozoïque saharien, traite des problèmes généraux de la stratigraphie à propos de séries extensives dans un immense bassin sédimentaire (plus de 500.000 km²), principalement connues par des sondages.

Il faut enfin insister sur les recherches géophysiques et structurales qui s'intéressent aux grands décrochements du socle antétriasique, aux déplacements des domaines continentaux et aux venues ophiolitiques qui les accompagnent. En ce qui concerne la France, il faut retenir la thèse de C. WEBER (1972) sur le socle antétriasique sous la partie Sud du Bassin de Paris, d'après les données géophysiques et des recherches en cours dans les Pyrénées et les Alpes.

Enfin les recherches métallogéniques sur les minéralisations de la base de la couverture mésozoïque se sont beaucoup développées ces dix dernières années. La thèse de J. C. SAMAMA (1969) qui montre les relations de la minéralisation avec les milieux de dépôt en est l'un des témoins.

Parmi les travaux récents ou actuels sur le Trias français, les recherches proprement stratigraphiques ou paléontologiques peuvent paraître un peu «effacées». Les résultats qu'elles apportent sont pourtant consistants et les sollicitations des autres disciplines des Sciences de la Terre sont un encouragement pour les stratigraphes.

Bibliographie

Signification des abréviations placées devant les références: P = Paléontologie

Etudes régionales:

BP = Bassin de Paris

AP = Aquitaine et Pyrénées

SFC = Vallée de la Saône et Franche-Comté

RLP = Vallée du Rhône, Languedoc et Provence

DA = Domaine Alpin.

- P ADLOFF M. C. et DOUBINGER J. (1969): Etude palynologique dans le grès à Voltzia (Trias inférieur), Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 22, p. 131—148.
- SFC ATAMAN, G. (1966): Géochimie des minéraux argileux dans les bassins sédimentaires marins. Etudes sur le bassin triasique du Jura. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 25, p. 1—237.
- RLP AUBAGUE, M. (1967): Le Trias du Lodévois et de la haute vallée de l'Orb (Hérault). Essai de synthèse stratigraphique. Bu'l. B. R. G. M., 6, p. 44—60.
- DA BARFETY, J. C., GIDON, M. et LEMOINE M. (1970): Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone Briançonnaise, près Briançon. C. R. Acad. Sc. Paris, 270, p. 2900—2902.
- BP BAROZ, F. (1967): Sur la présence d'Ophiuridés dans le Keuper moyen de Lorraine. C. R. Acad. Sc., Paris, fasc. 6, p. 244—245.
- BP BAROZ, F. (1969): Un cas de sédimentation séquentielle dans la dolomie de Beaumont (Keuper moyen) en Lorraine. Acad. Soc. Lorraine Sc. Bull., 8, n° 2, p. 75—77.
- P BAUD, A., ZANINETTI, L. et BRÖNNIMANN, P. (1971): Les Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes médianes Rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France). Archives des Sciences, Genève, 24, fasc. 1.
- DR BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. Eclogae Géol. Helv., 65, n° 1, Bâle.
- RLP BERNARD, A. et SAMAMA, J. C. (1968): Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du Trias ardéchois. Sciences de la Terre, Nancy, 105 p., V pl.
- P BRÖNNIMANN, P., CHAROLLAIS, J., KOEHN-ZANINETTI, L. et ROSSET, J. (1969): Découverte de Foraminifères du Trias supérieur dans la klippe des Annes (Haute-Savoie). C. R. Séances Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, 4, 1, p. 89—99.
- P BRÖNNIMANN, P. et ZANINETTI, L. (1972a): Foraminifera from the basal upper Muschelkalk at Hyères, Western Basse-Provence, southern France. Riv. ital. Paléont., 78, n° 1, p. 31—64.
- P — (1972e): Revision of the micro-coprolite, *Palascius? triasicus* (Elliott), 1962, and description of a new Triassic thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolite from France, Austria and Libya. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 929—940.
- P BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L. et BAUD, A. (1972): New thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from the Préalpes médianes rigides of Switzerland and France (Chablais). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 885—904.
- P BRÖNNIMANN, P., CARON, J. P. et ZANINETTI, L. (1972a): New Galatheid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from the Rhetian of Provence, southern France. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 905—920.

- P — (1972e): Parafavreina, n. gen., a new thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolite form genus from the Triassic and Liassic of Europa and north Africa. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, S 941—956.
- SFC BUFFARD, R. (1968): Le Muschelkalk de la région de Villersexel (haute-Saône) et du Massif de la Serre (Jura). Thèse 3^e cycle, Dijon, 188 p., 21 fig., XIII pl., VII tabl. h. t.
- SFC BUFFARD, R. et DEMATHIEU, P. (1969): Mise en évidence de deux niveaux bien individualisés à empreintes théromorphoïdes, lacertoïdes et crocodyloïdes dans les grès bigarrés de Haute-Saône. *Ann. Scient. Univ. Besancon*, 3e série, 8, p. 13—20, pl. I.
- BUSSON, G. (1970): Principes méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du mésozoïque saharien. *Mémoires du Muséum Nat. d'Hist. Nat.*, série C, 26, 441 p.
- DA CABY, R. et GALLI, J. (1964): Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone Briançonnaise. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 259, p. 417—420.
- RLP CARON, J. P. H. (1965): Découvertes d'un niveau repère à nodules de Nubéculaires dans le Trias moyen de Basse Provence occidentale. *C. R. Sommaire Soc. Géol. France*, 6, p. 197—199.
- RLP — (1965): Le Muschelkalk du Mont Faron près Toulon (Var). *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, 38, p. 39—55.
- RLP — (1966): Présence du genre *Solenopora* Dybowski (Algues Rhodophycées) dans le Muschelkalk de Basse-Provence occidentale. *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, 1, p. 15—16.
- RLP — (1967): Etude stratigraphique du Muschelkalk supérieur calcaire et dolomitique de Basse-Provence occidentale entre Bandol et Hyères (Var). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 9, p. 670—677.
- AP CASTERAS, M. et VIALARD, P. (1962): Précisions stratigraphiques sur la couverture nord-orientale du Massif du Mouthoumet. *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, 8, p. 242—244.
- RLP CHEYLAN, G. et MAGNE, J. (1967): La série triasique et infraliasique de Mialet (Gard). *Bull. Soc. Géol. France* (7), 9, p. 371—375, pl. X et XI.
- RLP — (1963): Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. *Mémoires B. R. G. M.*, 15.
- SFC COUREL, L. (1962): Les faciès à évaporites rapportées au Trias sur la bordure nord-est du Massif-Central. *C. R. Sommaire Soc. Géol. France*, 1962, 1, p. 20—21.
- SFC — (1962): Découverte de Foraminifères dans le Trias de la bordure nord-est du Massif-Central (note préliminaire). *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, 7, p. 198—199.
- SFC — (1963): Mise en évidence d'un niveau repère à Foraminifères attribués au Muschelkalk, sur la bordure nord-est du Massif-Central, *C. R. Acad. Sc. Paris* 256, p. 4696—4699.
- BP — (1964): Identification de Trias marin sur la bordure nord du Massif-Central. *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, 1964, 2, p. 87.
- SFC COUREL, L. et DEMATHIEU, G. G. P. (1963): Les empreintes de pas fossiles dans le Trias de la bordure est et nord-est du Massif-Central. *Bull. Scient. Bourgogne*, 20, p. 73—91, 1 pl.
- P COUREL, L., DEMATHIEU, G. et BUFFARD, R. (1968): Empreintes de pas de vertébrés et stratigraphie du Trias. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 10, p. 275—281, pl. XVII.

- SFC COUREL, L. (1970): Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif-Central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse Univ. Dijon, 3 volumes, ronéotypés, 706 p., 92 fig., X pl.
- SFC COUREL, L. et DEMATHIEU, G. (1973): Données récentes sur le Trias du Mont-d'Or lyonnais dans les domaines de la stratigraphie et de l'ichnologie. *Geobios*, 6, fasc. 1, p. 5—26.
- RLP DAGALLIER, G. (1968): Analyse sédimentologique et géochimique du Trias inférieur de la bordure sous-cévenole entre Joyeuse et les Vans. *Sciences de la Terre*, 13, n° 2, p. 99—157, 18 fig., 2 tabl., 1 pl. h. t. Nancy.
- P DEMATHIEU, G. G. P. (1964): Des empreintes de pas sur les grès triasiques du Mont d'Or lyonnais. *Bull. Soc. linnéenne de Lyon*, 1, p. 24—36.
- P DEMATHIEU, G. (1966): Rhynchosauroïdes petri et Sphingopus ferox, nouvelles empreintes de Reptiles des grès triasiques de la bordure nord-est du Massif Central. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 263, p. 483—486.
- SFC DEMATHIEU, G. et G. (1967): Nouvelles empreintes de Vertébrés triasiques dans l'Autunois. *L'Eduen, Autun*, 44, p. 11—15.
- RLP DEMATHIEU, G. et SAMAMA, J. C. (1968): Les empreintes de pas fossiles des grès triasiques de la mine de Largentière (Ardèche). *Bull. Scient. de Bourgogne*, 25, p. 347—367.
- P DEMATHIEU, G. (1970): Cinq nouvelles espèces d'empreintes de Reptiles du Trias de la bordure nord-est du Massif-Central. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272, p. 812—814.
- P — (1970): Les empreintes de pas de Vertébrés du Trias de la bordure nord-est du Massif-Central. Thèse Univ. Dijon, *Cahiers de Paléontologie*, 211 p., 83 tabl., 76 fig., VIII pl.
- P — (1970): Contribution de l'ichnologie à la connaissance des Reptiles pendant la période triasique. *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, 1970, fasc. 4, p. 122—123.
- SFC DEMATHIEU, G. et GAND, G. (1972): Les pistes dinosauroïdes du Trias moyen du plateau d'Autully et leur signification paléozoologique. *Bull. trim. Soc. Hist. Nat. et amis Museum d'Autun, Nelle série*, 62, p. 4—18.
- SFC — (1972): *Coelurosaurichnus periauxi*, empreinte dinosauroïde nouvelle du Trias du plateau d'Autully. *Bull. trim. Soc. Hist. Nat. et amis Muséum d'Autun, nelle série*, 62, p. 2—3.
- P DEMATHIEU, G. et HAUBOLD, H. (1972): Stratigraphische Aussagen des Tetrapoden-fährten aus der terrestrischen Trias Europas. *Geologie*, 21, 7, S. 802—836, Berlin.
- RLP DOUBINGER, J. et CHEYLAN, G. (1964): Sur un gisement à plantes du Trias de Lodève. *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, fasc. 9, p. 399—401.
- BP DURAND, M. et JURAIN, G. (1968): Observations lithostratigraphiques sur la région de Plombières. *Bull. B. R. G. M., section 1, n° 2*, p. 79—86.
- BP — (1969): Eléments paléontologiques nouveaux du Trias des Vosges méridionales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 269, p. 1047—1049.
- BP DURAND, M. (1972): Répartition des galets éolisés dans le Buntsandstein moyen lorrain. *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, fasc. 5, p. 214—215.
- P ELLENBERGER, P. (1965): Découverte de pistes de Vertébrés dans le Permien, le Trias et le Lias inférieur, aux abords de Toulon (Var) et d'Anduze (Gard). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 260, p. 5856—5859.
- P ELLENBERGER, F., ELLENBERGER, P. et GINSBURG, L. (1970): Les Dinosauriens du Trias et du Lias en France et en Afrique du Sud, d'après les pistes qu'ils ont laissées. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 12, n° 1, p. 151—159.

- AP FUCHS, Y. (1969): Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodez. Thèse Faculté des Sciences, Univ. Nancy.
- BP GALL, J. C. et GRAUVOGEL, L. (1966): Faunes du Buntsandstein. I, pontes d'Invertébrés du Buntsandstein supérieur. Annales de Paléontologie (Invertébrés), 52, fasc. 2, p. 155—161, pl. A à E.
- P — (1967): A propos d'une végétation fossile conservée in situ dans le Buntsandstein supérieur des Vosges. C. R. sommaire. Soc. Géol. France, fasc. 7, p. 301—303.
- BP GALL, J. C. et GRAUVOGEL, L. (1968): Les influences marines dans le grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges du Nord. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 21, 1, p. 53—59.
- BP GALL, J. C. (1971): Faunes et paysages du grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléocéologique sur le Buntsandstein supérieur. Thèse, Strasbourg, 249 p., XX tabl., 39 fig., XXXVI pl.
- BP — (1971): Les grès à Voltzia du Nord des Vosges: le passage d'un paysage deltaïque à un environnement littoral. C. R. Acad. Sc. Paris, 273, p. 2449—2452.
- SFC GAND, G. (1971): Découverte de documents ichnologiques nouveaux dans les carrières de la Pissoire (Plateau d'Autully) Saône-et-Loire. Bull. trim. Soc. Hist. Nat. et amis Muséum Autun, nelle série, 58, p. 3—14, 7 fig., 1 pl. h. t.
- SFC — (1973): Les empreintes dinosauroïdes des grès triasiques de la carrière des Brosses-Tillot (Mont-Saint-Vincent). Bull. trim. Soc. d'Hist. Nat. et amis Muséum Autun, nelle série, 65, p. 1—8.
- BP GAUTSCH, J. P. et RIOULT, M. (1967): Paléogéographie et minéralisations stratiformes de petits bassins infraliasiques du Cotentin. Bull. B. R. G. M., 6, p. 61—81, pl. I à VI.
- BP GOUBIN, N. et HAGUENAUER, B. (1966): Sur la présence d'une association de microfossiles organiques dans le calcaire à Cératites du Muschelkalk supérieur lorrain. C. R. sommaire. Soc. Géol. France fasc. 7, p. 260—261.
- P GRADSTEIN, F. M. (1969): Le problème palynostratigraphique du „Lettenkohle“ dans le sud de la France (résumé). Géol. en. Mijnbouw Nederl., 48, n° 5, p. 496.
- P — (1971): The age of beds in the Lettenkohle facies in South-East France. Pollens et spores, 13, n° 1, p. 169—178.
- BP GRANGEON, M., FEYS, R., GREBER, Ch. et LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1968): Géologie profonde de la région de Decize (Nièvre). Essai de synthèse d'après les sondages récents. Bull. B. R. G. M., (2), 1, 1, p. 43—108, pl. I—VIII, 1 carte h. t.
- P HAGUENAUER, B. (1963): Sur la présence de conodontes dans le Muschelkalk supérieur lorrain. C. R. sommaire Soc. Géol. France, n° 4, p. 127—128.
- P HEYLER, D. (1969): Un nouveau stégocéphale du Trias inférieur des Vosges. *Stenotosaurus lehmani*. Ann. Paléontol., 55, n° 1, p. 71—80.
- P HIRSCH, F. (1971): Conodontes nouvelles du Trias méditerranéen. C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 6, p. 65—69.
- BP JURAIN, G. et PERRIAUX, J. (1962): Les seuils et bassins de sédimentation des Vosges méridionales et leurs relations avec le seuil morvano-vosgien. 87^e Congrès Sociétés Savantes, Poitiers, 1962, Gauthier-Villars, Paris, p. 771—779.
- AP KMIERLUCK, C. et STEVAUX, J. (1971): Le bassin triasique d'Aquitaine et ses épisodes évaporitiques. Bull. Centre Recherche Pau, 5, n° 2, p. 345—355.
- P KOEHN-ZANINETTI, L., BRÖNNIMANN, P. et GALL, J. C. (1969): Description de quelques Foraminifères du grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur) des Vosges (France). Bull. Serv. Carte. Géol. Als. Lorr., 22, 2, p. 121—130.

- BP LAMBOY, M. (1965): Contribution à l'étude des formations triasiques du Cotentin. *Revue Sociétés Savantes de Haute-Normandie, Sciences*, 37, p. 35—79.
- BP LARSONNEUR, C. (1972): Faciès, faune et flore du Keuper supérieur — Rhétien dans la région d'Airel (Manche) bordure sud du Bassin de Carentan. *Mém. Soc. Nat. Sc. et Mathem. de Cherbourg*, 10, p. 73—118.
- P — (1964): *Semionotus normanniae* du Trias supérieur de Basse-Normandie (France). *Annales de Paléontologie, Vertébrés*, 50, 17 p., 2 pl.
- BP LARSONNEUR, C. et DE LAPPARENT, A. F. (1966): Un dinosaurien carnivore *Halticosaurus*, dans le Rhétien d'Airel (Manche), *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (10), 7, p. 108—177, 2 pl.
- BP LARSONNEUR, C. et RIOULT, M. (1969): Le Trias et le Lias des côtes de la Manche au Nord et à l'Est du Cotentin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 268, p. 2019—2022.
- BP LAUGIER, R. (1962): Evolution de la partie nord du détroit morvano-vosgien au Trias et au Lias. 87^e Congrès Sociétés Savantes, Poitiers, 1962, Gauthier-Villars, Paris, p. 761—770.
- RLP LEBUCHE-BERNET-ROLLANDE, M. C. (1972): Etude stratigraphique du Rhétien du Sud Est de la France. Thèse doct. Sciences Paris Sud.
- BP LE CALVEZ, Y. & LEFAVRAIS, A. & LHEGU, J. (1970): Le Morvan et le détroit morvanovosgien au trias et au Lias, *Bull. B. R. G. M.*, 2^e série, section I, n^o 4, p. 1—46, 16 fig., 6 pl. photo.
- SFC LORENTZ, J. & DEMATHIEU, G. (1962): Découverte d'empreintes de pas de Reptiles dans le Trias du Plateau d'Antully (Autun, Saône-et-Loire), *Eduen, Bull. Soc. Hist. Nat. d'Autun*, 22, p. 9—14.
- SFC LORENTZ, J. (1964): Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique de la feuille de Pouilly-en-Auxois (Côte-d'Or). Thèse 3^e cycle Paris, 165 p., 13 fig., 32 pl.
- SFC LORENTZ, J. F. (1968): La transgression des formations secondaires sur la bordure orientale du Morvan dans la région de Pouilly-en-Auxois et de Saulieu. *Bull. Soc. Géol. de France* (7), 10, p. 282—286.
- BP LUCAS, J. (1963): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation; et études sur les argiles du Trias. Thèse Strasbourg, Louis-Jean Gap, 202 p., SFC 49 fig., XXI tabl., 7 pl.
- AP LUCAS, G. (1968): Stratigraphie du Permo-Trias de la Bigorre (Pyrénées Centrales) *C. R. sommaire Soc. Géol. France*, n^o 9, p. 296—299.
- AP — (1969): Paléogéographie du Permien et du Trias inférieur entre Garonne et Adour. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 268, p. 1478—1481.
- RLP MACQUAR, J. C. (1970): Le Trias des Malines. *Bull. B. R. G. M.*, sect. 2, géol. appl. n^o 1, p. 27—65.
- BP MAUBEUGE, P. L. (1971): Observations nouvelles sur le Trias supérieur (marnes irisées supérieures) au SE et NE de la région de Metz. *Bull. Acad. Soc. Lorraine, Sciences* n^o 4, p. 50—65.
- BP — (1971): A propos des faunes alpines à la limite du Trias inférieur et moyen lorrain. Présence du genre *Worthénia* en Lorraine à ce niveau. *Acad. Soc. Lorr. Sc. Bull.*, 10, n^o 1, p. 17—24.
- DA MEGARD-GALLI, J. (1968): Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boliagna (Haut Val d'Acceglio, Italie). *Geologie Alpine*, 44, p. 281—322.
- DA — (1972): Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil. Conséquences tectoniques et paléogéographiques. *Géologie Alpine*, 48, fasc. 1, p. 131—142.

- DA MEGARD-GALLI, J. & CARON, J. M. (1972): Découverte de Carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais. C. R. Acad. Sc. Paris, 275, p. 1959—1962.
- DA MEGARD-GALLI, J. (1972): Le Norien dans la zone Briançonnaise: découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. C. R. Acad. Sc. Paris, 274, p. 2443—2446.
- BP MINOUX, G. (1968): Observations complémentaires sur la couverture triasique et son substratum dans la région occidentale des Vosges. Nouveaux forages dans les bassins de Vittel, Contrexéville et Martigny-les-Bains. Bull. Soc. Géol. France, 9, n° 5, p. 679—690.
- RLP MONTENAT, C. (1968): Empreintes de pas de Reptiles dans le Trias moyen du plateau du Daus près d'Aubenas (Ardèche). Bull. Scient. Bourgogne, 25, p. 369—389.
- RLP ORSZAG-SPERBER, F. (1966): Stratigraphie et paléogéographie du Trias de Lodève (Hérault). Bull. Soc. Géol. France (7), 8, p. 667—671.
- BP PALAIN, C. (1966): Contribution à l'étude sédimentologique du «grès à roseaux» (Trias supérieur) en Lorraine. Sciences de la Terre, Nancy, 11, n° 3, p. 247—291.
- BP PERRIAUX, J. (1961): Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse Faculté des Sciences, Nancy et Mém. Carte Géol. Als. Lor., n° 8, 236 p., XLVI. tabl., 27 fig., X pl.
- BP — (1962): Le seuil morvano-vosgien à l'époque du Buntsandstein (Trias inférieur). 87° Congrès des Sociétés Savantes, Poitiers, 1962, Gauthier-Villars, Paris, p. 781—785.
- SFC PERTHUISOT, J. P. (1967): Contribution à l'étude géologique des Monts du Maconnais (feuilles de Tournus n° 5 et Tournus n° 6), D. E. S. Paris, Laboratoire de Géologie, Ecole normale supérieure, 108 p., IV pl., 1 carte.
- BP PLAZIAT, J. C. & DESPRAIRIES, A. (1969): Les pseudomorphoses de cristaux de sel gemme du Keuper inférieur de Lorraine: mode de formation et répartition paléogéographique. C. R. sommaire. Soc. Géol. France, fasc. 3, p. 101.
- BP PRICHONNET, G. (1967): Etude sédimentologique et interprétation paléogéographique du Permo-Trias sur la bordure nord du Massif-Central (du Morvan à la Manche). Thèse 3° cycle, Bordeaux, 524 p., 36 fig., 25 pl., 20 pl. h. t.
- RLP RAULT, M. D. (1967): Etude stratigraphique et micropaléontologique de la région de Trèves (Gard, Causses orientaux). Thèse 3° cycle, Paris, 178 p., 46 fig., XXI pl.
- RICOUR, J. (1962): Contribution à une révision du Trias français. Mém. Carte Géol. de la France, 471 p., 122 fig., XXIV pl., 8 pl. h. t.
- P — (1968): Flore fossile du Keuper moyen de la bordure orientale du Bassin de Paris et de la Vanoise. Bull. B. R. G. M., 2° sér., n° 4, section I, p. 21—45, pl. I—XVI.
- BP RIOULT, M. (1964): Le Rhétien dans le Cotentin. C. R. Acad. Sc. Paris, 258, p. 2357—2359.
- RLP ROUIRE, J. (1968): La base de la série sédimentaire des petits Causses Cévenols au N de Florac (Lozère). Ann. Fac. Sc. Marseille, 40, p. 71—76.
- RLP SAMAMA, J. C. (1969): Contribution à l'étude des gisements de type red-beds. Etude et interprétation de la géochimie et de la métallogénie du plomb en milieu continental. Cas du Trias ardéchois et du gisement de Largentière, Thèse Nancy, 2 tomes.

- BP **SAPIN, S.** (1967): Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine dans le SW du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 9, n° 3, p. 327—354.
- AP **STEVAUX, J.** (1971): Les faciès du Keuper en Aquitaine; paléogéographie et dépendances avec leur substratum. *Bull. Centre Recherche Pau. S. N. P. A.* 5, 2, p. 357—361.
- SFC **THEOBALD, N.** (1968): La couverture triasique des Vosges dans les environs de Melisey (Haute-Saône) et dans l'angle SW de la feuille de Giromagny au 1/50000^e, *Annales Scient. Univ de Besançon, 3^e série, Geol.*, 5, p. 15—23.
- WEBER, C.** (1972): Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris, d'après les données géophysiques. Thèse Université Paris.
- BP **WÜRSTER, P.** (1963): Les problèmes posés par le «grès à roseaux» du Trias supérieur. *Sciences de la Terre, Nancy*, 9, n° 2, p. 197—219, 6 fig.
- AP **YANATCHEKOV, K.** (1972): Contribution à la connaissance des séries infrahettingiennes (Trias et Rhétien) de la bordure occidentale du Massif-Central. Thèse doct. Univ. Bordeaux III.
- P **ZANINETTI, L., BRÖNNIMANN, P. & BAUD, A.** (1972): Essai de zonation d'après les Foraminifères dans l'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France). *Eclogae Geol. Helv.*, 65/2, p. 343—363, 3 fig.

Triassic Paleogeography of Southern Israel and the Sinai Peninsula

By YEHEZKEEL DRUCKMAN*)

2 figs.

Abstract

The Triassic sequence in Israel is represented by approximately 1000 m of sediments. This sequence was divided into five formations from the bottom as follows: the Zafir Formation of Scythian age, consisting of alternating shale, fossiliferous limestone and sandstone; the Ra'af Formation of Upper Scythian-Lower Anisian age, consisting mainly of fossiliferous limestones; the Gevanim Formation, of Anisian age, consisting of sandstone, siltstone and shale with minor amounts of limestone; the Saharonim Formation, of Upper Anisian-Carnian age, consisting of fossiliferous limestone, dolomite, marlstone and sparse gypsum and anhydrite layers; the Mohilla Formation of Carnian-Norian age, consisting of anhydrite and dolomite.

In southwestern and central Sinai the Triassic sequence is represented by a clastic sequence of continental origin (Budra Formation).

The paleogeography during the Triassic, over southern Israel and Sinai, was essentially controlled by transgressive and regressive cycles of the Tethys Sea situated north and northwest of the region.

During the Scythian times, regression resulted in deposition of fluvial sediments in southern Sinai, deltaic sediments in southern Israel and western Jordan and shallow marine sediments in the Central and Northern Negev.

During Late Scythian-Early Anisian time the influx of clastics from the Arabo-Nubian massif, situated in the south, was replaced by accumulation of shallow-water carbonates over large parts of northern Sinai and southern Israel. Later, regression led to the deposition of fluvial and deltaic sediments and a shift of the shoreline some 80 to 100 km northwards.

During the Late Anisian-Carnian a large scale transgression brought the shoreline to its southernmost Triassic extent.

The shallow marine sedimentation of this phase was replaced gradually by tidal and sabkha conditions. During the Late Triassic supratidal sabkhas and very shallow lagoons became dominant. This was accompanied by differential subsidence, evaporite accumulation taking place in the subsiding basins and supratidal dolomitization on the surrounding "highs".

The Triassic ended with subareal exposure, slight erosion and development of lateritic soils.

Introduction

Triassic rocks were first described near the northeastern end of the Dead Sea (Wadi Hisban and Zarqa Main) (Fig. 1) by COX (1924, 1932). Later another Triassic outcrop (Wadi Zarqa) was described by BLAKE (1936). In western Sinai (Gebel Araif e-Naqa) Middle Triassic rocks were studied by AWAD (1946).

In Israel the first indication of a Triassic sequence was given by BROWN, GWIN and NASR (1940) from Har Arif. The most complete and continuous section of exposed Triassic was given by GWIN and NASR (1940) from the exposed core of the Makhtesh Ramon anticline. However, they considered this section as of Jurassic age. The section in Makhtesh Ramon was described in detail by BENTOR and VROMAN (1951) and ZAK (1957).

*) Address: Dr. Y. DRUCKMAN, Geological Survey of Israel, 30 Malkhe Yisrael St., Jerusalem 95 501, Israel.

Drilling operation during the nineteen-fifties and sixties penetrated Triassic sequences in eighteen deep boreholes. By correlation between the wells and the fragmentary Triassic exposures (Fig. 1) a complete stratigraphic picture of the whole Triassic sequence could be constructed (DRUCKMAN, 1966, 1967).

Petrographic and environmental study on the Middle Triassic section was carried out by DRUCKMAN (1969). Biostratigraphic and chronostratigraphic aspects were dealt with by PARNES (1956, 1962, 1965), BROTZEN (1956), AVNIMELECH (1958), LERMAN (1960), GLICKSON (1964), SOHN (1966), GERRY (1966, 1967a, 1967b), HUDDLE (1970), HOROWITZ (1970), HIRSCH (1972 and in press).

In southwestern Sinai a Triassic sandstone sequence was identified.

Acknowledgements: The author is indebted to Dr. N. SCHULMAN, Dr. E. SASS, Dr. G. GVIRTZMAN, Mr. I. PERATH and Mr. J. ARKIN for critical reading of the manuscript and comprehensive editing.

Paleogeography

Sedimentation of the uppermost Yamin Formation (Fig. 2) started probably during the Scythian (HIRSCH, in press) but the main sedimentation during this time interval is represented by the Zafir Formation (WEISSBROD, 1969).

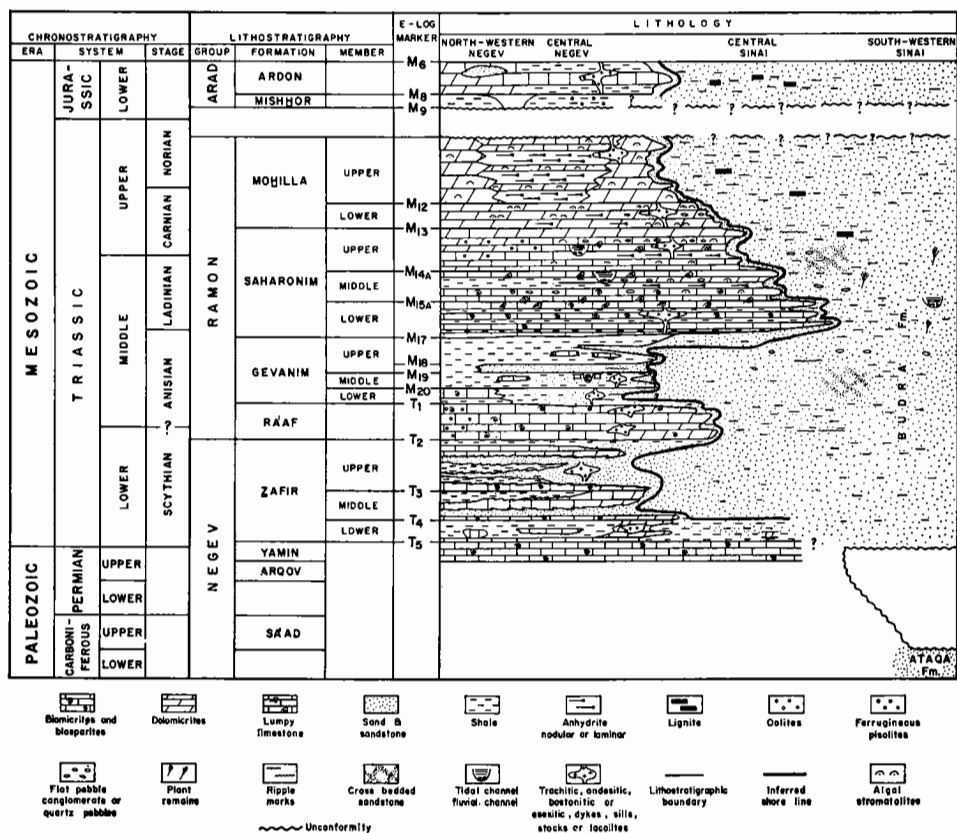


Figure 1. Columnar section of the Triassic sequence in the Ramon area (outcrop and subsurface) and its correlation to neighboring outcrops (underlined on reference map).

The age of this formation is based on the occurrence of *Claraia aurita*, several species of *Pachycladina* and *Hadrodontina* as well as the sporomorph *Endosporites papillatus* (COX, 1932; BENDER, 1968; HIRSCH, in press; GLICKSON, 1964).

The Zafir formation consists mainly of dark gray and brown shale and fossiliferous limestone. The limestones contain mollusk, echinoid fragments and agglutinant foraminifera, conodonts and ostracodes (HAMAU, in WEISSBROD 1969; GERRY, 1967, and HIRSCH, in press) as well as oncolites, thus indicating a shallow marine environment. The limestones change gradually southwards into dolomites, probably of the Sabkha type.

Sandstones become increasingly abundant in the upper part of the formation, as well as laterally towards its source area in the south and southeast.

The time equivalent rock unit of the Zafir Formation on the eastern bank of the Dead Sea—the Humrat Main Formation (DRUCKMAN, HIRSCH and WEISSBROD, in press) consists mainly of multicolored sandstones and was thought to have been deposited under deltaic conditions (WETZEL and MORTON, 1959).

The Zafir Formation demonstrates thickness variations ranging from 190 m in Lot 1 well to 280 m at Zavoa'1 well, with a local thickening in Ramon 1 well, indicating a differential subsidence. These might be the first expressions of Late Triassic and Early Jurassic fold movements.

A complete termination of the clastic influx from the Arabo-Nubian massif occurred during the deposition of the Ra'af Formation (ZAK, in DRUCKMAN, 1967). The age of this lithostratigraphic unit ranges from Upper Scythian to Lower Anisian, although a Lower Anisian for the entire unit is still possible. Faunal content of the upper part includes *Hungarites arifensis*, *Costatoria costata*, "*Kellnerites*" nov. gen. nov. sp. (PARNES, 1962 and personal communication), and *Beneckeia* sp. (AVNIMELECH, 1958), and is overlain by the *Beneckeia levantina* zone. This leaves a range of Upper Scythian-Lower Anisian. The appearance of the sporomorph *Endosporites papillatus* in the lower part of the formation indicates a Scythian age for this part (DUNAY, in preparation). On the other hand the occurrence of *Glomospira densa* (det. L. ZANINETTI, personal communication) found within and below the Ra'af Formation, is so far known to occur in the Anisian only.

The occurrence of *Beneckeia* cf. *tenuis* in the upper half of the formation at Wadi Hisban indicates, according to WAGNER (1934); also an Anisian age.

It is therefore concluded that the upper part of the formation should be regarded as Lower Anisian, whereas the lower part ranges from Upper Scythian to Lower Anisian.

The Ra'af Formation consists mainly of biomicrites and biosparites with echinoid, brachiopod, mollusk and foraminifera fragments. Toward the sea on the northwest oolitic shoals developed, while supratidal dolomicrites and dolosparites developed to the south. The Ra'af transgression did not reach far southwards, thinning from 128 m at Makhtesh Qatan 2 to only 30 m at its southern most occurrence in Har Arif and Hameishar 1 borehole. In central Sinai it does not appear (DRUCKMAN, WEISSBROD and HOROWITZ, 1970). There, its time equivalent is the clastic Budra Formation.

Following the shallow marine ingression of the Ra'af Formation the sea regressed during Lower Anisian times some 80–100 km northward, depositing along the way the Gevanim Formation (ZAK, 1963). The age of this formation is based mainly on the occurrence of *Beneckeia levantina* PARNES, indicating according to PARNES (1962) a Lower Anisian age.

The lower part of the Gevanim Formation consists mainly of coarse to medium, white, brown and variegated sandstone with abundant plant remains, changing northwards to dark gray shale with minor sandstone intercalations, and further northwards into sandy biomicrites.

The southern part is interpreted as deltaic whereas the northern extent as near-shore marine. The upper part of the Gevanim Formation consists mainly of dark shale with minor sandstone and fossiliferous limestone intercalations. This part of the section contains *Beneckeia levantina*, *Trigonodus tenuidentatus*, *Myalina ramanensis*, *Lingula* sp., Nautilidae, "Nothosaurus", *Psephosaurus mosis* and several other pelecypods and brachiopods (BROTZEN, 1956; LERMAN, 1960; PARNES, 1962).

Within this part of the Gevanim Formation tidal channels and Flasser structures were observed, indicating a clastic tidal environment. The Gevanim Formation wedges significantly northward, thinning from 270 m in Ramon 1 to only 55 m in Zavoa 1.

Towards the end of the Anisian the main transgression of the Triassic took place, lasting till the Carnian depositing the Saharonim Formation (ZAK, 1963). Its lower part contains cyclic alternations of fossiliferous limestones and marls, with ammonites, nautiloids, pelecypods, brachiopods, echinoid fragments, miliolids, ostracods, conodonts and reptile remains. In the upper parts the amounts and diversity of the fauna are strongly reduced (LERMAN, 1960; DRUCKMAN, 1969). Dolomites and gypsum layers occur, as do algal stromatolites, flat pebble conglomerates, lumpy limestones and tidal channels. This represents the change from shallow marine, subtidal conditions to even shallower, intertidal conditions. Minor fluctuations may be detected on the basis of rare marine fossil occurrences.

The Ladinian age of the lower part of the formation was based mainly on the rich ammonite fauna: *Hungarites ramonensis*, *Protrachyceras wahrmani*, *P. curionii* and "Ceratites" nov. gen. nov. sp. (PARNES, 1962, and personal communication), and the conodonts *Pseudofurnishiuis murcianus* (HIRSCH, 1972) and *Epigondolella mungoensis* (HUDDLE, 1970). The Carnian age of the upper part was based on *Clionites rarecostatus* (PARNES, 1962).

The Saharonim Formation thickens towards the north and northwest from 36 m at Abu-Hamth borehole through 174 m in Ramon 1 to 290 m at Haqanaim 3. It marks the most southern extent of any Triassic shoreline.

The regressive phase, which started already in Ladinian times during deposition of the upper part of the Saharonim Formation, intensified during the Carnian and Norian. The Mohilla Formation (ZAK, 1963) was deposited during this phase. Its lower part consists of dolomicrites with abundant algal laminites and stromatolites, its higher parts of nodular and laminar anhydrite interlayered by dolomicrite layers and algal stromatolites. The evaporitic facies interfinger laterally with a dolomicritic facies with abundant algal mats. The evaporitic facies appears in distinct basins, with thicknesses of about 200 m, and the dolomitic facies appears on relative "highs" with thicknesses of 50–100 m only. These facies and thickness changes appear to indicate differential subsidence or even folding in a north-northeast direction. Similar patterns of movement were renewed during the Early Jurassic (GOLDBERG, 1970).

The Mohilla Formation probably represents supratidal sabkhas and very shallow lagoons, in which the evaporites accumulated in the subsiding areas and the dolomicrite on the interbasinal highs.

At the end of the Triassic a regional emergence caused exposure of the Upper Triassic terrain. Slight erosion occurred and lateritic soils and vadous pisolites were formed (GOLDBERG and FRIEDMAN, in preparation). The age of the Mohilla Formation is Carnian-Norian. This is based on the occurrence of *Spiriferina lipoldi* and *Myophoria inequicostata* (PARNES, 1962) as well as on several sporomorphs, indicating a Keuper age (GLICKSON, 1964; HOROWITZ, 1970; DUNAY, in preparation).

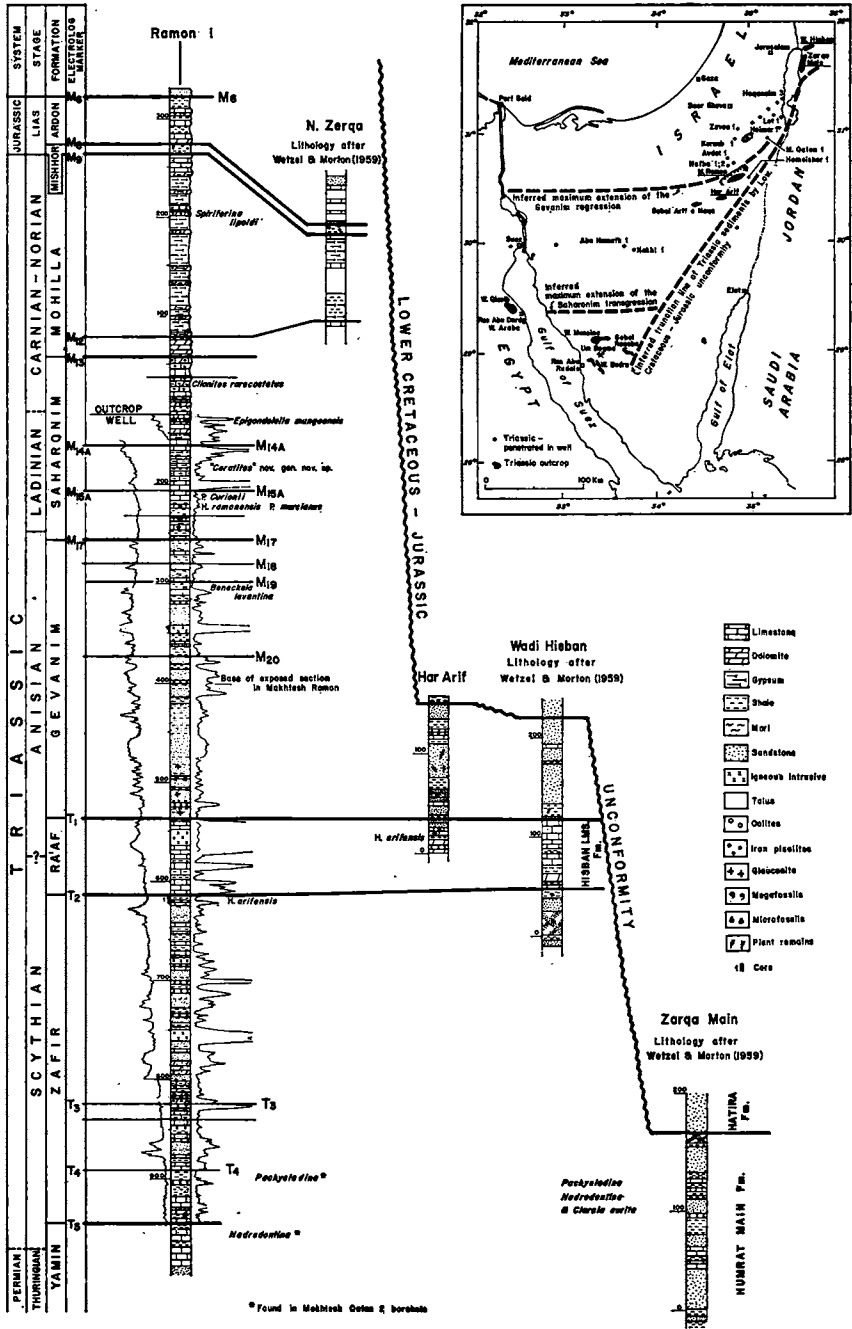


Figure 2. Nomenclature and stratigraphic relationships of the Triassic lithostratigraphic units in southern Israel and Sinai.

During the whole Triassic southwestern Sinai was dominated by continental fluvial sedimentation of the Budra Formation (Fig. 2). It consists of brown, purple and gray, coarse to fine sandstones, variegated shale and siltstones, with channel and bank deposits, abundant ripple marks, mud cracks, cross bedding and silicified tree trunks of several meters length.

Relations between the Triassic and Upper Paleozoic

In southern Israel, marine sedimentation was continuous across the Permian-Triassic boundary. The latter was established by a Scythian conodont fauna in the lower part of the Zafir Formation in Makhtesh Qatan 2 (HIRSCH, in press) accompanied by pollen of the same age (DUNAY, in preparation) and by Upper Permian pollen in the upper part of the underlying Yamin Formation (HOROWITZ, 1970). More southward, however, at Abu Hamth (central Sinai) the Upper Permian Yamin Formation (WEISSBROD, personal communication) is overlain by the continental Triassic Budra Formation. Further to the south in the Um-Bogma area, the Yamin Formation is no longer present and the Triassic Budra Formation overlies the Lower Carboniferous Ataqa Formation.

The same relations seem to exist west of the Gulf of Suez, where the supposed Triassic Qiseib Formation onlaps from north to south over gradually older formations (ABDALLAH, EL-ADINDANI and FAHMI, 1965). In the north the Qiseib Formation overlies the Upper Carboniferous-Lower Permian Aheimer Formation, at Abu Darag the Upper Carboniferous Abu Darag Formation, and southwards at Wadi Araba the Upper Carboniferous Rod el-Hamal Formation.

It seems therefore that conformable relations between the Permian and Lower Triassic sequence existed all over southern Israel, northern and central Sinai, whereas southwards overlapping Triassic deposition covered an eroded Upper Paleozoic relief (Fig. 2).

Conclusions

During most of the Triassic, shallow marine conditions prevailed over southern Israel, governed by the epicontinental Tethys sea northwest of the area. Continental, mainly fluvial conditions occurred over central and southern Sinai, which was part of the Arabo-Nubian massif.

Transition environments like tidal flats and deltaic complexes shifted north and south over central and northern Sinai and the southern Negev.

The main transgression of the Triassic occurred during the Late Anisian and Ladinian, shifting the shoreline to its most southern extent.

A significant unconformity exists between the continental Triassic and Upper Paleozoic in southwestern Sinai, whereas in southern Israel continuous shallow marine conditions prevailed throughout.

References

- ABDALLAH, A. M., EL ADINDANI, A. and FAHMY, N. (1965): Stratigraphy of the Lower Mesozoic Rocks, Western Side of Gulf of Suez, Geol. Survey and Mineral Research Department, Egypt, Paper No. 27, 23 p.
- AVNIMELECH, M. (1958): Triassic in the deep boring at Kfar Yeruham (Rekhme), Northern Negev, Israel Bull. Res. Council of Israel, vol. 7G, No. 4, pp. 173-175.
- AWAD, G. H. (1946): On the Occurrence of Marine Triassic (Muschelkalk) Deposits in Sinai, Bull. Inst. Egypt, 27, pp. 397-427, pl. I-III.

- BENDER, F. (1968): Geologie von Jordanien, in Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Gebrüder Bornträger, Stuttgart, v. 7, 230 p.
- BENTOR, Y. K., VROMAN, A. (1951): The Geological Map of the Negev, Avdat Sheet. Scale 1:100,000, with explanatory notes, Israel Defence Forces, HMD, Tel Aviv, p. 98.
- BLAKE, G. S. (1936): The stratigraphy of Palestine and its building stones. Government of Palestine Printing and Stationary Office.
- BROTZEN, F. (1956): Stratigraphical studies on the Triassic vertebrate fossils from Wadi Ramon Israel, Arkiv für Mineralogi och Geologi, Kungl. Svenska Vetenskapakad., vol. 2, No. 9, pp. 191—217.
- BROWN, R. V., GWIN, J. W. and NASR, S. N. (1941): Petroleum Development (Palestine) Limited Geological Report 169.
- COX, L. R. (1924): A Triassic Fauna from the Jordan Valley, Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 9, vol. 14, pp. 52—96, pls. I—II.
- (1932): Further notes on the Trans-Jordan Trias, *ibid.*, ser. 10, vol. 10, pp. 93—113, pl. VII.
- DRUCKMAN, Y. (1966): Triassic project: Institute for Petroleum Research and Geophysics (IPRG), Report No. 1018, p. 38—44.
- (1967): Reference Section of the Ramon Group (Triassic) for the subsurface of the northern Negev, IPRG Rep. 1023, GSI Rep. OD/6/67, pp. 21—22.
- (1969): The Petrography and Environment of Deposition of the Triassic Saharonim Formation and the Dolomite Member of the Mohilla Formation, in Makhtesh Ramon, Central Negev (Southern Israel). Geological Survey of Israel Bull., No. 49, 24 p.
- DRUCKMAN, Y., HIRSCH, F. and WEISSBROD, T. (in press): Stratigraphic correlation of Lower Triassic Formations from both sides of the Dead Sea Rift Valley.
- DUNAY, R. E. (in preparation): Triassic Palynostratigraphy from Southern Israel.
- GERRY, E. (1966): Note on Triassic Ostracoda from outcrops and wells of Southern Israel, The Isr. Int. Petrol. Rep. 2/66.
- (1967a): Paleozoic and Triassic Ostracoda from outcrops and wells in Southern Israel. The Israel Inst. Petrol. Rep. 1/67.
- GERRY, E. and OERTLI, H. J. (1967b): *Bisulcocypriis? triassica* n. sp. (Crust., Ostrac.) from Israel. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, v. 1, no. 2, p. 375—381.
- GLICKSON, M. R. (1964): Palynological investigations in "Makhtesh Qatan 2", Boring in the Negev, Israel: Israel J. Earth-Sci., 13, 1, p. 16—26.
- GOLDBERG, M. (1970): The lithostratigraphy of the Arad Group (Jurassic) in the Northern Negev. Ph. D. thesis Hebrew University (in Hebrew).
- GOLDBERG, M. and FRIEDMAN, G. M. (in preparation): Paleoenvironments and Paleogeography, Evolution of the Jurassic system in Southern Israel.
- GWIN, J. W. and NASR, S. N. (1940): The Ramon Anticline, Petroleum Development (Palestine) Limited. Geological Report 155.
- HIRSCH, F. (1972): Middle Triassic Conodonts from Israel, Southern France and Spain. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, Wien-Innsbruck.
- (in press): Lower Triassic Conodonts from Southern Israel.
- HOROWITZ, A. (1970): Palynostratigraphy of the Upper Paleozoic-Lower Mesozoic Sequence in Zohar 8 borehole (Southern Israel): Geol. Surv. Israel Pal. Div. Report Pl/70, p. 1—9.
- HUDDLE, J. W. (1970): Triassic conodonts from Israel. U. S. G. S. Prof. Paper, 700B, p. B124—B130.
- LERMAN, A. (1960): Triassic Pelecypods from Southern Israel and Sinai, Bull. Res. Council of Israel, vol. 9G, No. 1, pp. 1—51, 5 pls.

- PARNES, A. (1956): in: ZEMEL, M., WIRTZBURGER, U., BARTURA, Y. (1956): Geological mapping of Har Arif. Geol. Surv. of Israel, unpublished report, 21. p.
- (1962): Triassic Ammonites from Israel: Geological Survey of Israel Bull., No. 33, 76 p.
- 1965, Notes on Middle Triassic Ammonites from Makhtesh Ramon (Southern Israel), Bull. Israel J. Earth-Sci., vol. 14, pp. 9—17.
- SOHN, I. G. (1966): Triassic Ostracodes from Makhtesh Ramon, Israel: Ph. D. thesis, Hebrew University, Jerusalem.
- WAGNER, G. (1934): Deutscher Muschelkalk am Toten Meer. Natur u. Volk, v. 64, 2, p. 349—454. Frankfurt.
- WEISSBROD, T. (1969): The Paleozoic of Israel and adjacent countries, Geol. Surv. Israel Bull. No. 47.
- WETZEL, R. and MORTON, D. M. (1959): Contribution à la géologie de la Transjordanie, Museum National d'Histoire Naturelle, Notes et Memoirs Moyen-Orient, Paris, v. 7, p. 95—191.
- ZAK, I. (1957): The Triassic in Makhtesh Ramon, unpublished M. Sc. thesis, The Hebrew University, Jerusalem, 98 p. (in Hebrew).
- (1963): Remarks on the Stratigraphy and Tectonics of the Triassic of Makhtesh Ramon: Israel J. Earth-Sci., vol. 12, p. 87—89.

Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies

FRANK FABRICIUS*

Zusammenfassung

Anhand neuer paläontologischer und stratigraphischer Daten aus der Literatur wird die stratigraphische Stellung der Rät-Stufe und ihrer faziellen Beziehung zum Oberrhin (Sevat) diskutiert. Ausgehend von der weitgehenden oberrhinisch-rätischen Faunen- und Florengleichheit wird eine stratigraphische Eigenständigkeit des Räts verneint. Es wird daher vorgeschlagen,

1. die bisherige Rät-Stufe (im Sinne von TOZER 1967 = Marshi-Zone) in das Oberrhin (Sevat) einzubeziehen und die Marshi-Zone bis zur endgültigen Klärung der taxonomischen Fragen der norisch-„rätischen“ *Choristoceras* als oberste Subzone der Suessi-Zone beizubehalten;

2. die Bezeichnung „Rät“ (= „Rhät“) nur noch zur Kennzeichnung der mergeligen Großfazies in der obersten Trias zu verwenden. Der stratigraphische Umfang der „Rät-Fazies“ entspricht dann wieder etwa dem der Contorta-Zone, d. h. den Kössener bzw. Zlambach-Schichten, und damit auch der Intention GÜMBELS (1861).

Die paläogeographische Situation, insbesondere die der mergelig-klastischen Sedimente (Rät-Fazies), wie sie sich aus diesen Vorschlägen für die oberste Trias der Nördlichen Kalkalpen ergibt, wird kurz beschrieben.

Summary

The Stratigraphic Position of the Raetian Facies

The stratigraphic and facies relationship between the Raetian and the Norian Stage is discussed on the base of new paleontological and stratigraphical data from the literature. The fact of an almost identical fauna and flora in the Upper Norian (Sevatian) and the so-called "Raetian" strata is the reason for denying the stratigraphical independence of the "Raetian". Consequently the following proposals are submitted:

1) The Raetian stage (sensu TOZER 1967 = Marshi-zone) should be incorporated into the Upper Norian (Sevatian). Hence the Marshi-zone is to be regarded as the uppermost Triassic subzone of the Suessi-zone,—until the problem of the taxonomic relationship between the Norian and the "Raetian" species of the genus *Choristoceras* is definitively solved.

2) The term "Raetian" should be restricted to the argillaceous to marly mega-(litho-)facies of the uppermost Triassic time. This "Raetian Facies" can also include reef and other calcareous facies, if they are underlain by marly sequences of an important thickness. Stratigraphically this mega-facies (formation) covers the Kössen- and Zlambach-beds of the Contorta-zone, and thus, corresponds best to the intentions of GÜMBEL (1861).

The paleogeographical situation of the uppermost Triassic time in the Northern Calcareous Alps—with emphasis of the Raetian Facies—is briefly described.

* Anschrift des Verf.: F. FABRICIUS, Institut für Geologie der Technischen Universität, D-8000 München 2, Arcisstr. 21.

Einleitung

In den letzten Jahren verdichtete sich im Verlaufe intensiver stratigraphisch-paläontologischer Untersuchungen der alpinen Obertrias immer stärker die Erkenntnis, daß die „Rätische Stufe“ sowohl nach makro- wie auch mikropaläontologischen Merkmalen gegenüber der Norischen Stufe keine wesentliche Eigenständigkeit aufweist. Dies gilt besonders für Brachiopoden (PEARSON 1970), für Riff-Faunen (ZANKL 1969), für Ostracoden (URLICHS 1972) und weitgehend für Echinodermen (MOSTLER 1972), „Mikroproblematika“ (KOZUR & MOSTLER 1972) und Foraminiferen (vgl. TOLLMANN 1972: 97) usw. Dagegen zeigen die Lamellibranchiaten der „Schwäbischen Fazies“ sowie die Pollen und Sporomorphen (KOZUR 1972: 388) eine gewisse Liastendenz. Sicher sind einzelne Arten an das „Rät“ gebunden. Sie zeigen jedoch in allen Fällen eine so weitgehende Faziesabhängigkeit, daß sie für eine weltweite biochronologische Korrelation nicht geeignet erscheinen.

Auffällig bleibt, daß im „gesicherten Rät“ bisher keine typisch pelagischen Biofazies gefunden wurden. Dadurch konnte leicht der Eindruck entstehen, daß die pelagischen Faunen im Nor der Hallstätter Fazies zum Erliegen kamen. Erst zu Beginn des Lias, also anscheinend nach einer zeitlichen Pause, tritt in absolut vergleichbaren Lithofaziestypen (z. B. dem roten Ammonitenkalk; SCHLAGER 1967) eine nahezu idente Biofazies mit Cephalopoden und pelagischen Zweischalern („Filamentkalk“) wieder auf. Eine solch generelle Faziesdiskontinuität innerhalb des gesamten ostalpinen Ablagerungsraumes erscheint jedoch sehr zweifelhaft.

Was KITTL (1903) erstmals vermutete, muß jetzt nicht nur aus paläontologischen und stratigraphischen, sondern auch aus faziellen und paläogeographischen Gründen erneut diskutiert werden, nämlich daß die obernorische und die rätische Stufe (zumindest weitgehend) altersgleich sind und daß das „Rät“ somit nur eine norische Sonderfazies (oder umgekehrt) ist. Bislang mangelte den Argumenten die paläontologische Fundierung. — Ein früherer Entwurf des Verf. („Nor und Rät in den Nördlichen Kalkalpen — Stratigraphische Probleme und Versuch ihrer Deutung“, MS 1970, zitiert in WIEDMANN 1972) blieb daher bislang ungedruckt.

Danksagung: Herrn Prof. Dr. J. WIEDMANN, Tübingen, und Herrn Dr. M. URLICHS, Ludwigsburg, danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und Anregungen.

Zur stratigraphischen Problematik von Nor und Rät

Die neueren Untersuchungen der Zlambach-Schichten (Literatur siehe PISTOTNIK 1972; TOLLMANN 1972: 94, 97; WIEDMANN 1972) und der Kössener Schichten (u. a. in URLICHS 1972; WIEDMANN 1972) ergaben eine weitgehende Synchronität beider Ablagerungen (WIEDMANN 1972: 600). Das bedeutet, daß entweder das Rät als Zone der *Rhaetavicula contorta* (bisher weitgehend übereinstimmend mit den nordalpinen Kössener Schichten) mindestens für den liegenden Hauptteil als norisch eingestuft werden muß (URLICHS 1972) oder, wie WIEDMANN (1972) vorschlägt, das Obernor wird mit der Zlambachense- und Suessi-Zone der Marshi-Zone hinzugereicht und diese drei Zonen insgesamt werden als Stufe des Rät bezeichnet. Jedenfalls, das Rät (oder in der Schreibweise Rhät) — in der Definition von TOZER (1967) ausschließlich als Marshi-Zone — ist eine (monospezifische) „Schrumpf-Stufe“, was in keiner Weise den Intentionen GÜMBELS (s. unten) entspricht. Nach dem Hinweis von WIEDMANN (1972: 602) muß jedoch möglicherweise „... *Choristoceras marshi* mit seinen ‚obernorischen‘ Vorläufern artlich vereinigt werden...“. Da schon jetzt feststeht, daß „*Choristoceras marshi*“

stark faziesgebunden auftritt, bedeutete dies, daß das „Rät“ entweder nur durch faziesabhängige Faunen oder, bei Beschränkung auf Cephalopoden, unter Umständen überhaupt nicht mehr biochronologisch festzulegen wäre. Die weitgehende Beibehaltung der Contorta-Zone als „Rät“ im germanischen Bereich (vgl. KOZUR 1972: 396 und Korrelationstabelle) steht im Gegensatz zur Reduktion des alpinen „Rät“ auf die (im germanischen Bereich nicht belegbare) Marshi-Zone und verdeutlicht die Problematik der Obenor/Rät-Stratigraphie ebenfalls.

Das Dilemma stammt daher, daß Nor und Rät in zwei bio- und lithofaziell unterschiedlichen Räumen definiert wurden: Nor durch MOJSISOVICIS (1873—1902) in der pelagischen Hallstätter Fazies (vgl. KRÝSTYN 1973); Rät in der durch klastische Sedimentation beeinflussten neritischen Fazies der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen im Rätikon (nicht Rätische Alpen!) (GÜMBEL 1861). Während der Übergang der Hallstätter Kalkfazies in den Lias (aus tektonischen Gründen?) nirgends zu beobachten ist und somit der zeitliche Abstand zwischen Obenor und Lias unbekannt blieb, erlaubten die Lageverhältnisse der Kössener Schichten und z. T. auch der Zlambach-Schichten schon früh die Feststellung des Trias/Jura-Überganges. Die Faziesukzession: Hallstätter Kalk — Pötschenkalk — Zlambachmergel — Liasfleckenkalk blieb ebenfalls lange unklar.

Eine stratigraphische Klarstellung dieser historisch bedingten Unstimmigkeit muß heute zwangsläufig zu Kompromissen führen. Entweder man gibt der Priorität den Vorrang — dann muß der stratigraphische Begriff der „Rät“-Stufe erhalten bleiben und an die Stelle von Obenor (Sevat) treten (WIEDMANN 1972). In diesem Falle läge dann die Typlokalität innerhalb eines Faziesraumes, der ein stark terrigenes beeinflusstes und sehr wahrscheinlich weitgehend durch eine Dachsteinkalk-Riffbarriere von der offenen Tethys getrenntes Neben- oder Randmeer mit all seinen ökologischen Beschränkungen repräsentiert.

Die Alternative wäre die Einziehung des Begriffes „Rät“ zugunsten von Obenor (Sevat). Hierbei müßte die Priorität einer größeren Zweckmäßigkeit geopfert werden, da die obenorischen Faunen weitgehend aus pelagischen Formen von weltweiter Verbreitung bestehen. Wenn auch die Cephalopodenstratigraphie an der Trias/Jura-Grenze noch mit manchen Fragen behaftet ist, so sollte man doch dieser an die hochmarine Fazies gebundenen Stratigraphie den Vorrang einräumen. Die Forderung von KAHLER (1972: 1015), daß möglichst mehrere Stufen im gleichen Faziesbereich eines Meeresbereiches definiert werden, wird nur auf diese Weise erfüllt. Diese Lösung erscheint auf längere Sicht gesehen als einzige sinnvoll. — Die Marshi-Zone kann als obere Subzone der Suessi-Zone im Liegenden des Hettangiums erhalten bleiben.

Fazies und Paläogeographie der obersten Trias in den Nördlichen Kalkalpen

Durch den Nachweis der Gleichaltrigkeit von Kössener Schichten und Zlambach-Schichten ist es endlich auch möglich, das Auftreten von tonig-terrigenem Material im Obenor paläogeographisch sinnvoll zu erklären. Früher konnte erst für die „rätischen“ Zlambachmergel ein Anschluß an ein klastisches Nachbargebiet, die Kössener Schichten, nachgewiesen werden, während die norischen Zlambach-Schichten als eine Art mergeliger „Faziesinsel“ innerhalb einer rein karbonatischen Nachbarschaft aus Dachsteinkalk, Hallstätter Kalk, Pötschenkalk und Hauptdolomit/Plattenkalk angesehen wurden.

Nach den vorliegenden Erkenntnissen läßt sich jetzt nachweisen, daß im Obenor (Sevat) eine von Norden und Nordwesten kommende klastische Sedimentation in zunehmendem Maße Einfluß auf die Nördlichen Kalkalpen gewinnt. Dabei treten die Mergel

in der Hauptsache überall dort auf, wo sich vorher die Großlagunenfazies (= „ultra-back-reef“ im Sinne von A. G. FISCHER 1964) des Hauptdolomits befand. Dabei mag das erste und noch schwache Erscheinen der Tonkomponenten schon einen Einfluß auf den Faziesumschwung vom Dolomit zum Kalk gehabt haben oder/und ein Anzeichen für eine Vertiefung der „Hauptdolomit-Lagune“ signalisieren. Von hier aus drang die Mergelfazies jedoch nur dort in die Barriere des Dachsteinkalk-Riffkomplexes ein, wo — offensichtlich an morphologisch-faziellen Naht- oder Schwächestellen — auch von der Seeseite her die pelagische Fazies des Hallstätter Kalkes tiefer in den Riffkomplex eindringen konnte („Hallstätter Kanäle“; ZANKL 1971).

Jeweils zu Beginn der Mergelsedimentation bildete sich eine mehr oder weniger mächtige kalkige Übergangsfazies: Über der lagunenartigen Hauptdolomitfläche folgt der Plattenkalk; in den Hallstätter „Kanälen“ folgt die Pötschenkalkfazies, die sich auch lateral verzahnen kann (SCHÖLLNERBERGER 1972) — ganz entsprechend dem WALTHERschen Faziesgesetz.

Der Einfluß der terrigenen Sedimente macht sich auch ökologisch bemerkbar. Mit dem Tongehalt kamen mehr Nährstoffe und wahrscheinlich auch festländisches Frischwasser in erhöhtem Maße in die Hauptdolomitlagune. Zusammen mit einer wahrscheinlich zunehmenden Vertiefung im Plattenkalkbereich (FABRICIUS 1966) — nur am äußersten Nordrand hielt sich die Dolomit-Flachstwasserfazies noch länger — bedeutet dies einen Umschwung von hypersalinen zu normalmarinen Bedingungen. Nach URLICHS (1972: 671) gibt es Anzeichen im unteren Teil der „Schwäbischen Fazies“ der Kössener Schichten auf (noch) nicht vollmarine Bedingungen. Die normalmarinen Bedingungen werden unter anderem durch das Erscheinen der Riff-Faunen in den Mittleren Kössener Schichten verdeutlicht. Die Riffbildner sind im Dachsteinkalk und in den „rätischen“ Riffkalken innerhalb der Kössener Schichten („Oberrätkalk“ und „Rätolias-Riffkalk“) praktisch ident. Nur zeigen letztere eine gewisse ökologische Einschränkung, bedingt durch ihr Auftreten in einem nebenmeerähnlichen Bereich.

Die terrigenen Einschwemmungen sind als „Oberrätische Mergelkalle“ (WÄHNER 1903) in den „oberrätischen“ bis „rätoliasischen“ Riffkomplexen noch schwach nachweisbar. Sie erreichen jedoch nur selten (ZAPPE 1960; SCHLAGER 1967) die Gebiete der eigentlichen Dachsteinkalk-Riffkomplexe einschließlich ihrer Achterriff-Lagunen (Loferer Fazies; FISCHER 1964). Sie fehlen auch über manchen Vorkommen der Hallstätter Fazies (PISTOTNIK 1972: 184), wenn auch hier die weicheren Mergel sekundär entfernt sein können (Tektonik; Erosion).

Die Fazies der Zlambach-Schichten unterscheidet sich von der der Kössener Schichten besonders durch ihren auffallenden Gehalt an aufgearbeitetem Riffbewuchs. Es ist möglich, daß in dem Milieu der Zlambachmergel ein Teil dieser Faunen und Floren heimisch war (E. FLÜGEL 1962). Wahrscheinlich stammt jedoch ein nicht geringer Teil auch von den benachbarten Dachsteinkalk-Riffen (PISTOTNIK 1972: 283). Jedenfalls erscheint die relativ grobe Klastizität und die Abrollung dieser Komponenten in den Zlambach-Schichten als ein deutlicher Hinweis auf Wasserbewegung (Kanaleffekt?) (SCHLAGER 1967). Dies fehlt den Kössener Schichten.

Mergelige Ausbildung der obersten Trias = Rätische Fazies

Das Auftreten der Mergel im oberrätischen Randmeer ist sowohl paläogeographisch wie auch kartierungsgeologisch von solcher Wichtigkeit, daß es gerechtfertigt erscheint, dieser Großfazies einen eigenen Namen zu geben — ebenso wie andere triadische „Formationen“, z. B. Buntsandstein, Muschelkalk oder Keuper etc. Wenn GÜMBEL schreibt (1861: 121):

„Diese oberen Muschelkeuper-, Gervillien- oder Kössener-Schichten liefern durch ihre vom östlichen Theile der Schweiz (Bündten) durch den ganzen Zug der nördlichen Kalkalpen und entsprechend auch in dem südlichen Alpenrande ausgedehnte Verbreitung einen ebenso willkommenen, wie bestimmt bezeichneten und leicht zu erkennenden Horizont für die geognostische Orientierung innerhalb des Hochgebirges, so daß sie unbedingt zu den allerwichtigsten Schichten der Alpen zu zählen sind.“ —

so entspricht dies voll unserer Intention, den Namen „Rät“ als einen faziellen Begriff innerhalb des Oberrors zu erhalten. Die „Rätische Fazies“ (oder „das Rät“ — jedoch nur im faziellen Sinne) ist demnach als die Ausbildung der obersten Trias zu verstehen, in der (in den Alpen) die Mergelsedimente dominieren. Dies schließt mehr oder weniger mächtige Kalkeinschaltungen (z. B. Riffkalke etc.) nicht aus, solange diese von bedeutenden Mergelserien unterlagert sind. In diese Definition fällt vor allem die Fazies der Kössener Schichten und der Zlambach-Schichten. Relativ geringmächtige Einschaltungen von Zlambachmergeln im Dachsteinkalk (ZAPFE 1960) zählen jedoch nicht hierzu.

Schlußbemerkung

Es ist vorauszusehen, daß die Einführung von so weitreichenden stratigraphischen Namensänderungen und die Umänderung von stratigraphischen in rein fazielle Bezeichnungen Anfangsschwierigkeiten mit sich bringen werden. Ich glaube jedoch, daß diese auch nicht größer sind, als wenn das heutige Oberror mit in das Rät einbezogen, oder wenn das heutige „Schrumpf-Rät“ (=Marshi-Zone) durch weitere möglich erscheinende Amputationen praktisch zu einer stratigraphisch und kartierungstechnischen Bedeutungslosigkeit degradiert würde. Der hier zur Diskussion gestellte Vorschlag setzt dagegen einerseits die schon begonnene stratigraphische Gleichstellung des „hochmarinen“ Oberrors mit dem „nebenmeerischen“ Rät konsequent fort; andererseits bleibt aber die Existenz der GÜMBELschen Rät-Fazies erhalten. Dies erscheint zumindest für die Geologie und Stratigraphie der Alpen als sinnvoll und wünschenswert.

Literatur

- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — Internat. sediment. petrogr. series, 9, XX + 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill).
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer cyclothems of the alpine Triassic. — Bull. Geol. Surv. Kansas, 169, 107—149, 38 Abb., Lawrence.
- FLÜGEL, E. (1962): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). III. Zur Mikrofazies der Zlambach-Schichten am W-Ende des Gosaukammes. — Verh. Geol. B.-A., 1962, 138—145, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., 42 Taf., Gotha (Peters).
- KAHLER, F. (1972): Schlußwort. In: H. MOSTLER „Symposium Mikrofazies und Mikrofauna der alpinen Trias und deren Nachbargebiete“. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 1013—1016, Innsbruck 1972.
- KITTL, E.: (1903): Salzkammergut. — Exkursionsführer, 4, 9. intern. geol. Kongr. Wien.
- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 361—412, 1 Taf., Innsbruck.

- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Mikroproblematika aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung. — *Ibid.*, 989—1012, 6 Taf. Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1973, 113—153, 7 Abb., 5 Taf. Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 711—728, 3 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- PEARSON, D. A. (1970): Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 126, 125—150, 3 Abb., London.
- PISTOTNIK, U. (1972): Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten (O. Nor — ?U. Lias) im Raume Bad Goisern — Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 279—288, 3 Taf., Innsbruck.
- SCHLAGER, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1967, 50—70, 3 Taf., Wien.
- SCHÖLLNBERGER, W. (1972): Faziesübergänge in der Obertrias am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — (Vortragskurzfassung.) *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 277, Innsbruck.
- TOLLMANN, A. (1972): Die Neuerggebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. — *Ibid.*, 65—113, Innsbruck.
- TOZER, E. (1967): A standard for Triassic time. — *Bull. Geol. Survey Canada*, 156, 103 S. 23 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Ottawa.
- URLICHS, M. (1972): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 661—710, 8 Abb., 4 Taf., 1 Profiltaf., Innsbruck.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. 1. Theil. — 365 S., 96 Abb., 19 Taf., 1 Karte, Leipzig — Wien (Deuticke).
- WIEDMANN, J. (1972): Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias — ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 561—622, 21 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Innsbruck.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — *Abh. Senckenberg. naturf. Ges.*, 519, 123 S., 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/M.
- (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. — In: G. MÜLLER (Hg.): *Sedimentology of parts of Central Europe.* — 174—185, 20 Abb., Frankfurt/M. (W. Kramer).
- ZAPFE, H. (1960): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambachschichten zu den Riffkalcken im Bereich des Großen Donnerkogels. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1960, 236—241, Wien.

Stand der Kenntnisse über die Stratigraphie der Trias Bulgariens

Von M. GANEV*)

Mit 2 Abb.

Das generalisierte Bild der Trias Bulgariens zeigt drei große lithologische Komplexe: einen Rotfarbigen Terrigenen (Untertrias), einen Karbonat-Komplex (Anis-Karn) und einen Regressiven Terrigen-Karbonatischen Komplex (?Nor-Rhät).

Der untertriassische Rotfarbige Terrigene Komplex besteht in seiner unteren Hälfte aus roten und bunten Konglomeraten, Sandsteinen, Aleuroliten und Argilliten mit Merkmalen kontinentaler Bildungen. Die obere Hälfte enthält in Zentral- und Westbulgarien Schichten von marinem Ursprung, in der Dobrudzha und im Ostbalkan ist sie zur Gänze marin. In der unteren Hälfte wurde nur *Equisetites mougeoti* BRONGNIART in Westbulgarien gefunden. Wegen der diskordanten Lage über dem paläozoischen Liegenden nehmen wir an, daß die Untertrias mit diesen Bildungen beginnt.

In West- und Zentralbulgarien sind aus den karbonatreichen Schichten bekannt: *Costatoria costata* (ZENKER), *Entolium discites* (SCHLOTHEIM), *Gervilleia mytiloides* SCHL., *Beneckia tenuis* (SEEBACH) u. a. Die Evertrebratenfaunen Ostbulgariens schließen ober-skythische Leitformen ein: *Terebratula margaritovi* BITTNER, *Eumorphotis iwanovi* (BITTNER), *Naticella costata* (MUENSTER), *Dinarites dalmatinus* (HAUER) u. a.

An der Grenze zwischen der Unteren und Mittleren Trias findet eine Meerestransgression von Osten nach Westen statt. Während des Anis werden fast ausschließlich Karbonatgesteine abgelagert. Eine Zone vorwiegend dolomitischer Anis-Ausbildung zieht vom Kraischte-Gebiet durch den Zentralen Balkan und setzt sich ins Strandzha-Gebirge fort. Im Westbalkan und im Vorbalkan überwiegen die Kalke. An der Mösischen Platte findet man im Westen und Osten Kalke, im zentralen Teil dominieren Dolomite. Im Ostbalkan besteht das Anis aus Mergeln und Kalken, die manchmal zoogen sind.

Vom Anis des Westbalkans sind zu nennen: *E. discites* (SCHLOTH.), *Myoconcha gastrochaena* DUNKER, *Anodontophora* cf. *fassaensis* (WISSMANN) u. a. Im Zentralen Balkan wurden gefunden: *Coenothyris vulgaris* (SCHL.), *Velopecten albertii* (GOLDF.), *E. discites* (SCHL.), *C. costata* (ZENK.), *Modiolus salztettensis* HOHENSTEIN, *Cryptonerita elliptica* KITTL u. a. In den Bohrungen bei der Stadt Knezha ließ sich dazu noch *Balatonites* cf. *balaticus* (MOJSISOVICS) feststellen. Eine wichtige Ammonitenfauna ist aus dem Golo-Bardo-Gebirge (SW-Bulgarien) bekannt: *Paraceratites binodosus* (HAUER), *P. trinodosus* (MOJS.), *Ceratites semipartitus* MONTFORT u. a. Aus den Bohrungen der Dobrudzha stammen: *Spiriferina fragilis* SCHL., *Enantiostrion difforme* (SCHL.). Hier sind auch Foraminiferen- und Ostracoden-Assoziationen bekannt.

Die Ladinische Stufe setzt sich ziemlich bunt zusammen. Im westlichen Teil des Balkans sind fast ausschließlich Dolomite verbreitet. Im Kraischte, Zentralbalkan und Strandzha-Gebirge überwiegen dagegen Tonschichten. Im Bereich der Mösischen Platte und des Vorbalkans sind Kalke und Tonschichten fast gleichmäßig vertreten. In der Dobrudzha überwiegen die Kalke. Aus den Tonschichten in den Zentralen Balkaniden, im Srednogorie und auf der Mösischen Platte ist eine größere Bivalven-Vergesellschaftung bekannt: *Daonella lommeli* WISSM., *D. moussoni* MERIAN, *D. udvari-*

*) Dr. M. D. GANEV, Geologisches Institut der Bulgarischen Akademie, Sofia 13; Ul. 36, Bl. 2. Bulgarien.

ensis KITTL, *Posidonia pannonica* MOSJ., *P. wengensis* WISSM., *Palaeoneilo elliptica* (GOLDF.); *Protrachyceras reitzi* (BOECKH) u. a. Ins gleiche Niveau gehören auch Ammoniten aus den Bohrungen bei Knezha: *Hungarites pradoi* (DE VERNEUILLE) und *Alloceratites schmidi* (ZIMMERMANN).

In den Profilen der Balkaniden und der Mösischen Platte beginnt die Karnische Stufe mit Sandsteinen, Aleuloliten und Tonschichten mit einzelnen Kalkzwischenlagen. Diese Folge wird als Unterkarn betrachtet. Das Mittlere und Obere Karn ist in diesen Gebieten aus Dolomit, Kalken und etwas Tonschichten aufgebaut. Auf der Mösischen Platte sind sie manchmal von Gips- und Anhydrit-Linsen begleitet. In der Dobrudzha beginnt das Karn mit aleuritischen und tonigen Ablagerungen, die in eine mächtige terrigen-karbonatische Folge übergehen. Im Ostbalkan sind flyschartige Bildungen entwickelt; als Olistolithe kommen darin Ammoniten- und Brachiopoden-Kalke vor.

In den sandig-tonigen Ablagerungen des Unterkarn im Vorbalkan und auf der Mösischen Platte finden sich: *S. fragilis* SCHL., *Zeilleria julica* BITTN., *Amussium subdemissum* (MUENST.), *Gonodon mellingi* (HAU.), *Halobia salisburgensis* KITTL u. a. Aus den Dolomiten und den sie begleitenden Kalken der höheren Niveaus stammen: *P. elliptica* (GOLDF.), *Costatoria goldfussi* (ZIETHEN), *Curionia parvula* (WOEHRM. & KOCKEN). In den terrigen-karbonaten Sedimenten der Dobrudzha kennt man: *Mytilus eduliformis* SCHL., *Myophoria germanica* HOHENST., *Pleuromya musculoides* SCHL. Die flyschartigen Bildungen des Ostbalkans enthalten: *Halobia austriaca* MOJS., *H. comata* BITTN., *H. superba* MOJS. u. a. Die Olistolithe der Hallstätter Kalke dieses Gebietes liefern nicht selten Ammoniten: *Megaphyllites jarbas* (MUENST.), *Trachyceras januarius* MOJS., *Pompeckjites layeri* (HAU.), *Joannites cymbiformis* (WULFEN). Höheres Karn zeigen Olistolithe mit Brachiopoden an: *Koninckina telleri dilatata* BITTN., *Austriella halophila* BITTN., *Spiriferina emmrichi acerrima* BITTN., *Aulacothyris reflexa* BITTN.

In den meisten Trias-Gebieten Bulgariens ist die Norische Stufe wegen des Fehlens von Fossilien nicht streng nachgewiesen bzw. abgegrenzt. In den zentralen Teilen der Mösischen Platte liegt über den mittel- bis oberkarnischen Dolomiten eine aus Dolomit, Anhydrit, Tonschichten und Kalkbänken aufgebaute Folge. In ihrer Basis wurde *Oxytoma zitteli* (TELLER) gefunden. In den Balkaniden besteht die gesamte Schichtfolge aus Dolomit. Im Ostbalkan folgen über den karnischen Sedimenten Flyschbildungen mit *Monotis salinaria* BRONN, *M. haueri* KITTL, *Halobia dilatata* KITTL, *H. fallax* MOJS. u. a. Als Olistolithe sind hier Kalke von Dachstein-Typus bekannt. Sie enthalten: *Rhynchonella* ex aff. *fissicostata* SUESS, *Terebratula praepunctata* BITTN., *Zeilleria norica* SUESS, *M. salinaria* BRONN u. a. Aus der Wechselfolge in der Dobrudzha sind keine Leitarten bestimmt worden; hier wurden erst vor kurzer Zeit Ostracodenfaunen und Pflanzenreste festgestellt.

Bei dieser Situation ist die untere Grenze der Norischen Stufe ziemlich unsicher. Das Territorium Bulgariens bleibt weiterhin gegliedert: Im Westen werden Lagunen-Bildungen abgelagert; im Osten unterscheidet man ein Gebiet mit mariner Flysch-sedimentation (Ostbalkan) und eines mit etwas grober und wechselnder Sedimentation (Dobrudzha). Die obere Grenze der Norischen Stufe ist ebenfalls fraglich. Über den beschriebenen Ablagerungen liegen auf der Mösischen Platte graue oder buntfarbige, vorwiegend feinterrigene und weniger karbonatische Bildungen, die oft Anhydrit- und Konglomerat-Linsen enthalten. In den Balkaniden und Kraischtiden folgt direkt über den Dolomiten eine mächtige, vielleicht kontinentale Brekzien-Konglomerat-Folge, die traditionell ins Rhät gestellt wurde. Zur Zeit sind daraus keine Fossilien bekannt. Inzwischen wurde die Meinung geäußert (D. TRONKOV, 1969), daß ihr Alter norisch

sei, was sich auch nicht nachweisen läßt. Im Ostbalkan fehlen grobklastische Bildungen. Als rhätisch sind hier riesige Kalkblöcke bekannt, die Korallen und Brachiopoden enthalten.

Einen besonderen Fall stellt die metamorphe Trias SO-Bulgariens dar. Hierzu gehören die Aufschlüsse zwischen Haskovo und Elchovo. Das triassische Alter dieser Bildungen wurde erst um 1960 nachgewiesen. Es ließen sich drei lithologische Folgen abtrennen. Die untere besteht aus blastopsephytischen und blastopsammitischen Glimmerschiefern mit Relikten von Arkosensandsteinen; die nächste aus marmorisierten Kalken, Marmoren, karbonatführenden Glimmerschiefern und Granat-Biotit-Schiefern. Diese zwei Folgen werden der Untertrias zugeordnet. Die sehr mächtige dritte Folge besteht aus Marmoren und dolomitischen Marmoren, die eine arme mitteltriassische Fauna führen: *Encrinurus cassianus* LAUBE, *Isocrinus tyrolensis* (LAU.), *Gervilleia* cf. *albertii* CREDNER, *Plagiostoma striata radiata* (GOLDF.). In ihren unteren Teilen wurden außerdem unteranisische Conodonten festgestellt.

Einen anderen Sonderfall stellt die Trias in etlichen Tiefbohrungen in NW-Bulgarien (zwischen Michailovgrad und Knezha) dar. Hier ist ein großer Teil der triassischen Schichtfolge aus vulkanogenen und vulkanogen-sedimentären Gesteinen aufgebaut (mittelbasische bis basische Vulkanoklaste). Die vulkanische Tätigkeit ist auf einen bestimmten Raum beschränkt.

Nach derzeitigem Kenntnisstand kann man in der Trias Bulgariens drei Typen unterscheiden:

Balkanider Typus

Charakterisiert durch kontinentale Bildungen an der Basis, Karbonatgesteine von anisich-karnischem Alter und durch grobklastische Bildungen des Regressiven Terrigenen Komplexes (?Nor-Rhät). Hier kann man folgende Untertypen unterscheiden:

Mösischer U.-T.: entwickelt in den westlichen und zentralen Teilen der Mösischen Platte. Er zeigt eine vorwiegend dolomitische Ausbildung des Karbonatkomplexes und Evaporite in der Obertrias. Das Profil endet mit sandigen, tonigen und teilweise karbonatischen Gesteinen; Konglomerate treten selten auf. Im westlichen Teil der Platte kommen Vulkanite vor.

Vorbalkanischer U.-T.: entwickelt hauptsächlich im Vorbalkan, mit vorwiegend kalkiger Ausbildung des Karbonatkomplexes und tonigen bis feinsandigen Ablagerungen im Ladin und Karn; das Profil endet mit Konglomeraten. Im Gebiet um Michailovgrad ist auch Vulkanismus entwickelt.

Westbalkanischer U.-T.: umfaßt den Bereich des Berkovitza-Antiklinoriums bis zum Isker-Durchbruch. Er zeigt Seichtmeerbildungen, die im Ladin und Karn litoral bis sublitoral sind.

Kraischtiden-Srednogorischer U.-T.: entwickelt im Gürtel Kraischte — Zentralbalkan — Östliches Strandzha-Gebirge, mit vorwiegend dolomitischer Ausbildung des Karbonatkomplexes und grobterrigen Oberster Trias; das Ladin besteht vorwiegend aus Tonschichten.

Ostbulgarischer Typus

Über fast das ganze Profil durch marine Bildungen charakterisiert; abwechselnd mergelige bis kalkige Ablagerungen im Oberen Skyth, vorwiegend kalkige Bildungen der Mitteltrias und terrigene quasimarine bis marine Sedimente der Obertrias. Hier sind zwei Untertypen zu unterscheiden:

Dobrudzhanischer U.-T.: entwickelt in NO-Bulgarien (Dobrudzha). An der Basis sind hier Sandsteine festzustellen, die schnell in marine Bildungen übergehen; der Karbonatkomplex ist vorwiegend durch Kalke vertreten, über welchen feinkörnige terrigene Gesteine mit obertriassischem Alter liegen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß während der Obertrias im Gebiet Russe-Popovo-Tolbuchin ein Festland oder ein Seichtmeergebiet entstanden ist, das die Bildungen des offenen Meeres im Osten von den lagunären Ablagerungen im Westen abtrennte.

Ostbalkanischer U.-T.: entwickelt im Kamtschija-Teil des Balkans (östlich Kotel). Von unten bis oben ist das bekannte Profil aus marinen Bildungen aufgebaut, wobei in der Obertrias auch flyschartige Sedimente auftreten. In Olistolithen findet man Kalke von Hallstätter- und Dachstein-Typus. Es kann sich um einen Golf der Tethys handeln, wobei das große geosynklinale Becken vor allem im Osten und Südosten zu suchen ist.

Südostbulgarischer Typus

Entwickelt im Gebiet zwischen den Rodopen und dem Strandzha-Gebirge. Hier sind nur zwei Komplexe — der Untertriassische Terrigene und der Karbonatische — vertreten, die metamorphosiert sind. Es handelt sich kaum um ein faziell selbständiges Gebiet, aber wegen der Metamorphose ist die Korrelation dieser Trias mit den übrigen Profilen sehr unsicher. Die Conodonten deuten auf die Östliche Hallstätter Provinz hin (BUDUROV, 1973).

Alle obenerwähnten Typen sind Bildungen eines einheitlichen Beckens, dessen Teile verschiedenen physiko-geographischen Gebieten zugehörten und durch Übergänge verbunden sind.

Permo-Triassic Boundary in the Himalaya

Von V. GUPTA*

Permo-Triassic boundary is one of the most important problems in the stratigraphy of the Himalaya in view of the complete development of the fossiliferous succession from the top of Permian to the basal part of Triassic. No attempt has, so far, been made to define this boundary with the exception of two brief notes (1, 2) on the Guryul Ravine section, Kashmir. KUMMEL & TEICHERT (3, 4) have demarcated this boundary in the Salt Range area of Pakistan on the basis of paleontological, palynological and stratigraphical evidences.

The author while carrying out field work in parts of Kashmir, Ladakh, Spiti and Kumaun during the field seasons 1963-72 observed that the Lower Triassic rocks contain *Otoceras woodwardi*, *Ophiceras sakuntala*, *Claraia griesbachi*, etc. and in some cases have yielded Scythian conodonts *Anchignathodus typicalis*, *Neogondolella carinata*, etc. These rocks lie conformably on the fossiliferous Productus Shales yielding representatives of *Cyclolobus* or *Xenodiscus* which are similar to those found in the Chhidruan Stage of Salt Range (5, 6). The brachiopods and other fossils are quite distinct in the rocks of the two systems but a few Permian elements survived (7) in the lower part of the Lower Trias, constituting a zone of mixed fauna, thus making it difficult to define this boundary precisely. The best example for the existence of mixed fauna is found in the Guryul Ravine section near Srinagar, Kashmir where productid brachiopods, including *Spinomarginifera*, have been found associated with the characteristic Lower Triassic pelecypod *Claraia stachei* and ammonites *Otoceras clivei*, *O. draupadi*, *Ophiceras serpentinum*, etc. Representatives of *Otoceras* have also been found associated with productids near Pahlgam (8) in the Anantnag District, Kashmir. Such associations have also been reported from the Kap Stosch area of East Greenland (9). The problem of defining this boundary in the Guryul Ravine section where the mixed fauna is found has been partly solved by the find of conodonts (2). The lower units of the succession have yielded *Anchignathodus typicalis* which are followed by the beds containing *Neogondolella carinata*, *Neospathodus dieneri* and *Neospathodus cristagalli*. The occurrence of these conodonts has also been recorded from the Salt Range and Trans-Indus Ranges of Pakistan. The boundary between the Permian and Triassic Systems in the Guryul Ravine lies somewhere in the *Anchignathodus typicalis* Zone and corresponds to the similar boundary defined in the West Pakistan, Iran and Eastern Greenland where *Anchignathodus typicalis* Zone is followed by the beds which have been referred to *Neogondolella carinata* Zone of SWEET (10). In the Pastun area of Kashmir, the Lower Triassic limestone has also yielded *Neogondolella carinata*. The reported occurrence of *Hindeolella triassica*, *Gondolella* cf. *phosphoriensis*, etc. was not found by the present author who agrees with SWEET (10) that the forms figured by SRAVASTAVA and MANDWAL (11) are nothing else but *Neogondolella carinata* and *Ellisonia triassica*. In the Zewan Spur, the beds lying just above the *Xenaspis* cf. *carbonaria* Zone mark the advent of Triassic succession. Permo-Triassic succession similar to that of Kashmir is also exposed in the Bhallesh area of Kishtwar.

In the Sarchu Plains of Ladakh, the limestones lying just above the Productus Shales have yielded rich collection of *Neogondolella carinata* which marks the base of the Lower Triassic succession. No conodonts have been found in the Permo-Triassic

*) V. GUPTA, Centre of Advanced Study in Geology, Panjab University, Chandigarh, India.

succession of Spiti which is exposed near Lilang, in the Pin Valley and near Losar. At all these localities the Productus Shales yielding rare specimens of *Cyclolobus oldhami* are followed by the Lower Triassic limestone containing *Otoceras woodwardi* associated with *Otoceras clivei*, *Ophiceras sakuntala* and *Claraia griesbachi*. The occurrence of these fossils (12) suggest a correlation with the Lower Scythian succession established by SPATH (13, 14), according to which the Spiti beds occupy the same geological position as the *Otoceras woodwardi* and *Ophiceras commune* Zone (15, 16, 17) of Arctic Canada and *Otoceras* Zone of Induan (18) in the Northeastern Siberia.

In the Kumaun Himalaya, the Permo-Carboniferous rocks are found in the Kalapani-Kuti areas of Byans, Painkhanda and Eastern Johar. In the Kalapani area the problem of defining this boundary becomes difficult in view of the absence of *Otoceras* or *Claraia* in the beds lying above the Productus Shales. The occurrence of the ammonite genus *Cyclolobus* in the Productus Shales of this region is known from Lebong (19, 20), Lillinthi (21) and Chitichun (22). At Chitichun, *Xenaspis* is found associated with the *Cyclolobus*. The limestones lying just above the Productus Shales in the Nabi Gad near Talla Nabi Dhang which lies 6 kms. from Kalapani have yielded Lower Triassic conodonts (*Neogondolella carinata*, *Anchignathodus typicalis*, *Neospathodus dieneri*, *N. cristagalli* and *Ellisonia* spp.) and these pass conformably into the beds containing representatives of *Ophiceras*, brachiopods and crinoids. As such the beds yielding these conodonts can be taken as the marker beds for the base of the Lower Trias. The conodont fauna at this locality fits in well with the zones established by SWEET (1, 10) for the lower Triassic of Salt Range and Kashmir. In the Tinkar Lipu area of Eastern Byans (19, 23), Productus Shales are overlain by the shaly clay ironstone of Chocolate Series yielding *Anakashmirites nivalis* and *Glyptophiceras kashmiricum*. *Glyptophiceras* is also found in the Guryul Ravine and Zewan Spur of Kashmir where it is associated with the beds containing the Scythian conodont *Neogondolella carinata*.

In the Niti area of Garhwal, the fossiliferous Upper Permian rocks (24, 25, 26) consisting of black shales are exposed at several localities (Sagpudang camping ground, Rimkhim to Sumna, S. E of Ragchya Kharak, Kailashpur, etc.) which pass conformably into the unfossiliferous limestones considered to be of Scythian age in view of the stratigraphic position they occupy. These in turn are overlain by the beds containing representatives of *Ophiceras*, *Ptychites*, etc. In the Painkhanda area, the Lower Triassic succession is exposed in the Shalshal cliff (27, 28, 29, 30), near Rhimkhim which is lithologically and paleontologically similar to the succession exposed near Lilang in the Spiti Valley. The Productus Shales at this locality are followed by the beds containing *Otoceras woodwardi*, *Ophiceras sakuntala*, *Claraia griesbachi*, etc. Similar stratigraphic successions have also been observed in the Dharma and Lissar Valleys of Eastern Johar where the Lower Triassic rocks contain *Ophiceras sakuntala* and *Claraia griesbachi*. No specimen of *Otoceras woodwardi* has so far been found at this locality (27, 31).

Literatur

1. NAKAZAWA, K., KAPOOR, H. M., ISHII, K., BANDO, Y., MAEGOYA, T., SHIMIZU, D., NOGAMI, Y., TOKUOKA, T., NOHDA, S. (1970): Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Geol. Mineralog., 37 (2), 163.
2. SWEET, W. C. (1970): Palaeont. Contributions, Univ. Kansas, 49, 1.
3. KUMMEL, B. & TEICHERT, C. (1966): N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 125, 297.
4. — (1970): Stratigraphic Boundary Problems, Permian-Triassic of West Pakistan. — Univ. Kansas, Special Publication, 4, 1.

5. FURNISH, W. M. (1966): N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 125, 265.
6. FURNISH, W. M. & GLENISTER, B. F. (1970): Stratigraphic Boundary Problems, Permian-Triassic of West Pakistan. — Univ. Kansas, Special Publication no. 4, 153.
7. TEICHERT, C., KUMMEL, B. & KAPOOR, H. M. (1970): Science, 167, 174.
8. BION, H. S. (1914): Rec. Geol. Surv. Ind., 44, 39.
9. TRÜMPY, R. (1960): Geol. Rundschau, 49, 97.
10. SWEET, W. C. (1970): Stratigraphic Boundary Problems, Permian-Triassic of West Pakistan. — Univ. Kansas, Special Publication no. 4, 207.
11. SRIVASTAVA, J. P. & MANDWAL, N. K. (1966): Curt. Sci., 35 (24), 621.
12. DIENER, C. (1897): Pal. Ind. Geol. Surv. Ind., Ser. 15, 1 (3), 1.
13. SPATH, L. F. (1940): Med. Grønland, 83, 1.
14. — (1934): Brit. Mus. Nat. Hist., 4, 1.
15. KUMMEL, B. (1957): Treatise of Invertebrate Palaeontology Univ. Kansas, M (4), 1.
16. TOZER, E. T. (1965): Paper Geol. Surv. Canada, 65, 12.
17. — (1967): Bull. Geol. Surv. Canada, 156, 1.
18. KIPARISOVA, L. D. & POPOV, U. N. (1964): Intern. Geol. Congr., 22nd Session Rep. Sov. Geol. Prov., 16A.
19. HEIM, A. & GANSSER, A. (1939): Mem. Soc. Helv. Sci. Nat., 73 (1), 1.
20. JEANNET, A. (1959): Pal. Ind., Geol. Surv. Ind., N. S., 34 (1), 1.
21. DIENER, C. (1903): Pal. Ind., Geol. Surv. Ind., Ser. 15, 1 (5), 1.
22. — (1899): Pal. Ind., Geol. Surv. Ind., Ser. 15, 1 (2), 1.
23. SASTRY, M. V. A. (1961): Rec. Geol. Surv. Ind., 89 (2), 383.
24. MAMGIN, V. D. & SASTRY, M. V. A. (1969): Ind. Minerals, Geol. Surv. Ind., 24 (3), 309.
25. DAVE, V. K. S. & RAWAT, B. S. (1968): Res. Journ., Univ. Roorkee, 10 (3), 97.
26. SASTRY, M. V. A. & MAMGIN, V. D. (1971): Seminar on Recent Geological Studies in the Himalaya, Geol. Surv. Ind., 14.
27. GRIESBACH, C. L. (1891): Mem. Geol. Surv. Ind., 23, 1.
28. DIENER, C. (1915): Pal. Ind., Geol. Surv. Ind., N. S., 5 (2), 1.
29. NOETLING, F. (1904): N. Jb. Mineralogy Abh., 18, 541.
30. — (1905): Asiatische Trias. Lethaea Mesozoicum, 1, 128.
31. DIENER, C. (1897): Pal. Ind., Geol. Surv. Ind., Ser. 15, 2 (1), 1.

Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den Dinariden Kroatiens

VON MILAN HERAK*)

Mit 2 Abb.

Die Schwierigkeiten und die ungelösten Fragen der Trias-Stratigraphie Jugoslawiens haben zumeist ihre Ursache im an sich normalen Gegensatz zwischen der Faziesmannigfaltigkeit und dem Wunsch nach einer Zonenbeständigkeit. Biozonen sind leider erst dann für eine reine Chronostratigraphie verwendbar, wenn man sie zur Erklärung der Koinzidenz des geologischen Geschehen kaum noch braucht. Ich meine damit die ungestörten, geschlossenen Profile, wo man die spezifischen biostratigraphischen Ziele am besten erreichen kann. Sobald durch eine kräftigere geologische Dynamik die Fazies-Mannigfaltigkeit auflebt, versagen die Zonen als chronostratigraphische Einheit, weil die Fossilien meistens faziesbeständig — mit wechselnder Reichweite — bleiben.

Dementsprechend fehlen auch in den Dinariden Kroatiens die chronostratigraphischen Belege der wichtigsten Zeitabschnitte wie z. B. die unmittelbare Grenze zwischen Perm und Trias, Trias und Jura, und auch zwischen verschiedenen Stufen und Unterstufen. Deswegen sind die geologischen Ereignisse nur im allgemeinen korrelierbar, wie das in der neueren Literatur schon mehrfach zum Ausdruck kommt. Man vergleiche die im Schriftenverzeichnis angeführten Arbeiten, auf denen auch diese Ausführungen zum größten Teil beruhen. Um das zu veranschaulichen, werden einige Probleme etwas ausführlicher erörtert.

Die pfälzischen Bewegungen haben auch in den Dinariden Kroatiens ziemlich weitreichende Veränderungen hervorgerufen (Abb. 1), wovon hier nur das wichtigste erwähnt werden soll.

Untertrias

Die Untertrias fehlt im kroatischen Teil des Pannonischen Beckens (Slawonisches Gebiet) vollkommen, sowie zum Teil auf der Antiklinale zwischen Gračac und Bruvno in der Lika (Abb. 1—1). Im nahegelegenen Gebiet von Pilar (WNW von Gračac) ist sie spärlich entwickelt. Bei Egeljac, unweit Sv. Rok, am Nordfuß vom Velebit-Gebirge (Abb. 1—2) liegt die Untertrias transgressiv auf oberpermischem Dolomit. Sie besteht aus verschiedenen Gesteinen, worunter sich auch Schichten mit typisch skythischen Fossilien befinden. Auf der Insel Palagruža, im NW-Dalmatien, sowie in der SO-Lika (mit angrenzendem Teil Bosniens) setzen sich die Übergangsschichten zwischen Perm und Trias aus Evaporiten und bunten Sandsteinen zusammen (Abb. 1—3). Stellenweise kann man auch primäre Einschaltungen von Evaporiten in der typischen Untertrias feststellen. Im angrenzenden Gebiet gegen W und NW reicht eine kontinuierliche Sedimentation vom Perm in die Untertrias (Abb. 1—4). Im südlichen Teil (Brušane und Velika Paklenica am SW-Abhang des Velebit-Gebirges) handelt es sich um Karbonatgesteine, in deren oberer Partie auch feinkörnige klastische Komponenten bemerkbar sind, welche von den pfälzischen Bewegungen im Nachbargebiet (Abb. 1—2) abhängig sein dürften. Im nördlichen Teil dagegen handelt es sich um Klastite, Barite und Dolomite.

*) Adresse: Prof. Dr. MILAN HERAK, Geološko-paleontološki zavod, Zagreb, Soc. rev. 8/II.

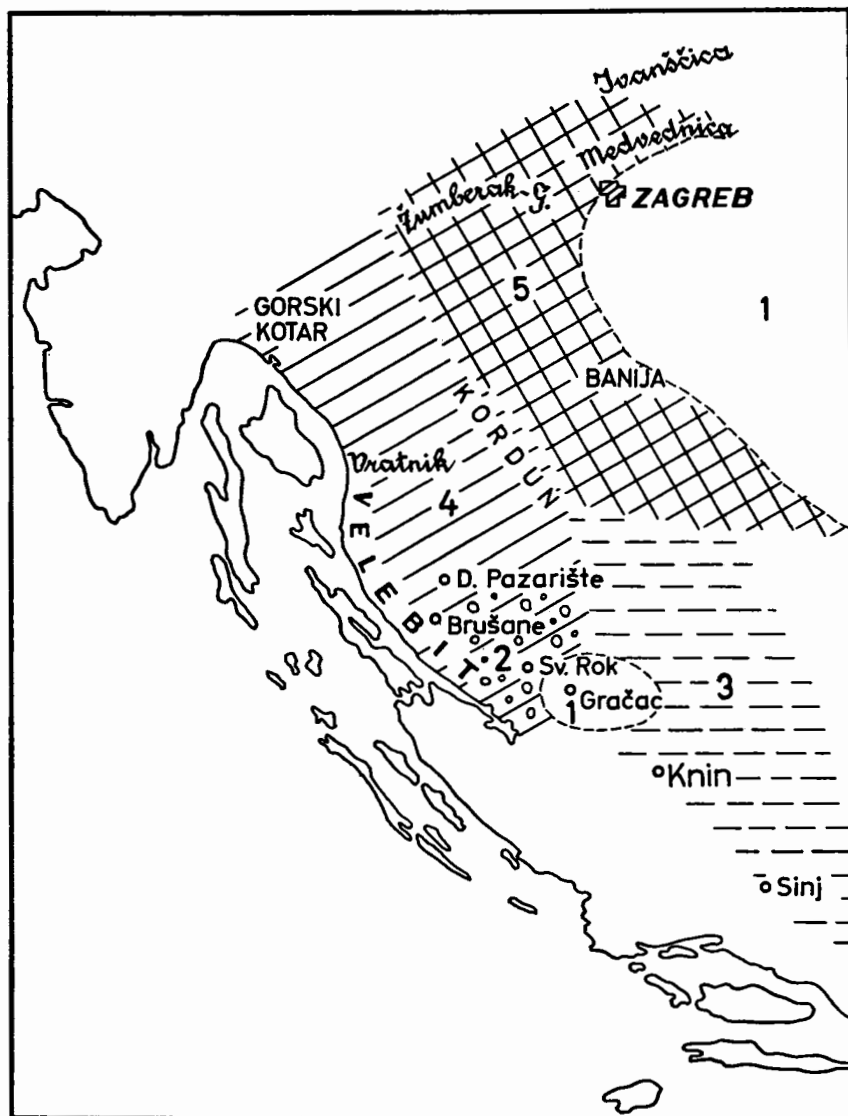


Abb. 1. Übersichtsskizze der Verhältnisse an der Perm-Trias-Grenze: 1. Gebiete ohne Untertrias. — 2. Gebiet der gesicherten transgressiven Untertrias über Perm. — 3. Gebiet mit evaporitführenden Übergangsschichten zwischen Perm und Trias. — 4. Gebiet mit kontinuierlicher Sedimentation zwischen Perm und Trias. — 5. Gebiet mit permo-triadischen intrabasalen Bewegungen.

Das Gebiet vom peripannonischen Kroatien (Abb. 1—5) ist wegen der zahlreichen tektonischen Störungen weniger klar. Doch ist die Übergangsfolge durch terrigene, bunte Sandsteine gekennzeichnet mit stellenweise Einschaltungen von größerem Material, welches eher für interne Bewegungen im Sedimentationsraum als für eine prae-triadische Diskordanz sprechen dürfte. Nirgends konnte man die unmittelbare Perm-Trias-Grenze durchgehend mit Fossilien belegen.

Während der Untertrias wird die Faziesmannigfaltigkeit allmählich reduziert, wobei im Gefolge Ablagerungen vom Typ der Seiser- und Campiler-Schichten stark zunehmen. Stellenweise findet man auch fossilere, bunte Sandsteine oder Konglomerate als zeitliche Äquivalente der Seiser-Schichten sowie Dolomite in Vertretung der typischen Campiler-Schichten.

Die vermutliche Skyth-Anis-Grenze ist in den Gebieten, wo die Campiler-Schichten gut entwickelt sind, meistens lithologisch deutlich markiert. Das Ende der Untertrias kennzeichnen in der Regel gelbliche Plattenkalke, während die anisische Stufe durch helle oder graue Dolomite bzw. Kalke vertreten ist. Fossilien fehlen in den Grenzschichten leider. Wo der obere Teil der Untertrias aus Dolomit besteht, ist dagegen die Grenze zum Anis kaum faßbar, weil hier die entsprechenden Übergangsschichten keine maßgebenden Fossilien führen.

Mitteltrias

In der Mitteltrias zeichnen sich die geodynamischen Vorgänge durch eine allgemeine Vertiefung des Sedimentationsraumes aus; Hebungen treten stark zurück und sind nur stellenweise anzunehmen. Als Ergebnis wäre die Transgression über die paläozoischen Landflächen in der Lika und im pannonischen Teil Kroatiens zu erwähnen. In der Lika spielte sich dieser Vorgang schon im Anis ab, während in den Slawonischen Bergen erst die ladinischen Ablagerungen das Grundgebirge transgressiv überlagern.

Innerhalb der Mitteltrias herrschen mächtige Flachwasserkalke bzw. -dolomite vor. Stellenweise findet man auch Cephalopodenkalke (knollig und brekziös); weiters Klastite in verschiedenen Horizonten, die zum Teil mit Vulkaniten vergesellschaftet sind. Die Vulkanite treten bei Vratnik, Donje Pazarište, Baške Oštarije, Velika Vršina, Knin, Drniš und Sinj auf. Es handelt sich um Andesite, Basalte, Spilite, albitisierte Diabase und Tuffe. Dadurch wird die Faziesmannigfaltigkeit der Mitteltrias stärker ausgeprägt, gleichzeitig aber die Korrelation der Unterstufen sehr erschwert.

Obertrias

Der Beginn der Obertrias wurde durch die karnischen Bewegungen stark beeinflußt. Ausmaß und Charakter der Bewegungen können aus folgenden Erscheinungen erschlossen werden: Selektive Denudation bzw. Erosion der mitteltriadischen Ablagerungen, Bildung eines Karstreliefs, transgressive Überlagerungen von ladinischen, anisischen, skythischen und sogar paläozoischen Ablagerungen durch bauxitisches oder klastisches Material sowie Neubelebung des Vulkanismus in der Lika. Alle erwähnten Ereignisse lassen strukturelle Variabilität am Anfang der Obertrias erkennen, was auch die Faziesausbildung im Karn stark beeinflußt hat (Abb. 2). Im östlichen Teil der Lika sowie im Kordun (Abb. 2-1), liegen die karnischen Klastite oder Bauxite transgressiv auf der großteils erhalten gebliebenen Mitteltrias. In der westlichen Lika und im SW- und N-Teil des Velebitgebirges folgt das Karn transgressiv auf einer durch Abtragung stark reduzierten Mitteltrias

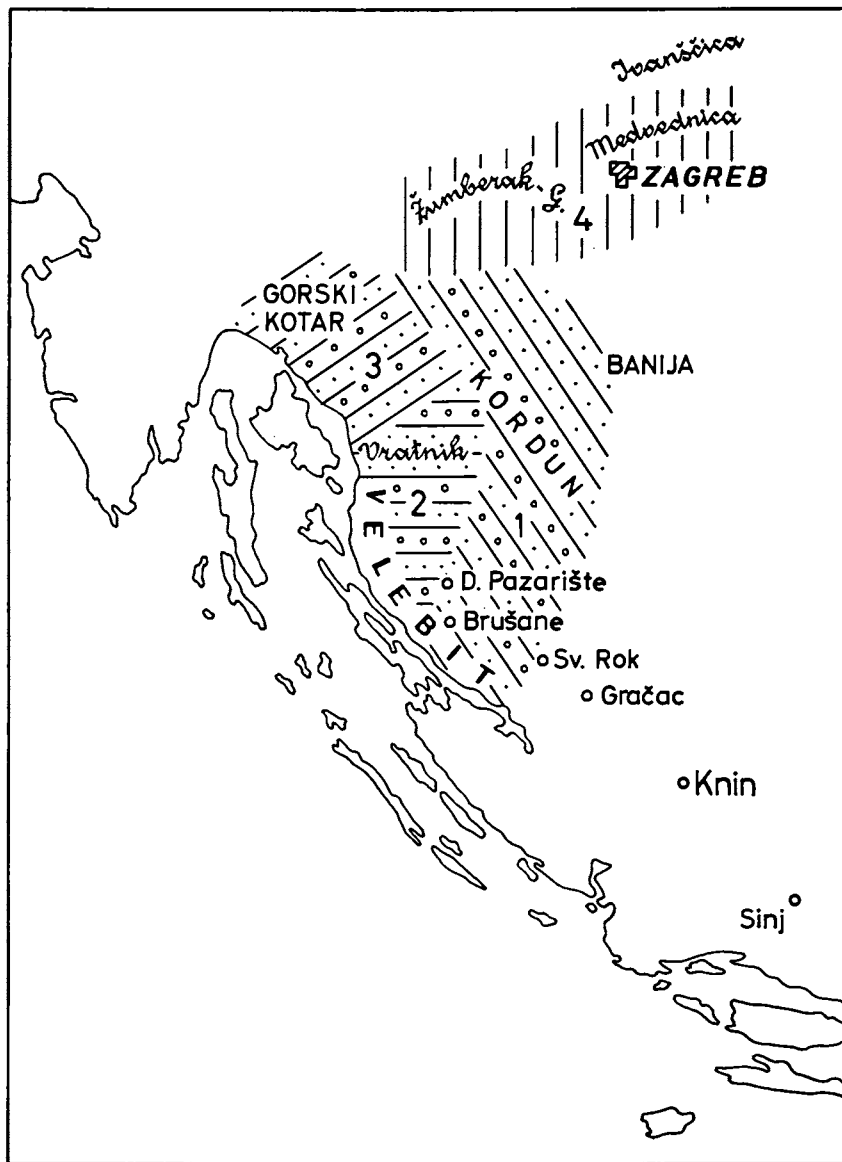


Abb. 2. Übersichtsskizze der Verhältnisse an der Ladin-Karn-Grenze: 1. Transgressives Karn auf großteils erhaltener Mitteltrias. — 2. Transgressives Karn auf durch Abtragung reduzierter Mitteltrias. — 3. Transgressives Karn auf Untertrias bzw. Paläozoikum. — 4. Kontinuierliche Sedimentation zwischen Ladin und Karn.

(Abb. 2-2). In beiden Gebieten herrschen Kaolinitlehme mit Zwischenlagen von Bauxit, Sandsteinen, Kalkmergeln, Kalkschiefern und stellenweise Tuffen bzw. Tuffiten vor. Die Bauxite und Klastite sind meistens in den Karstdepressionen abgesetzt worden, welche bis 150 m tief und einige Kilometer lang sein können. Das setzt eine starke selektive Denudation bzw. Korrosion voraus, welche ohne stärkere unterirdische Wasserzirkulation in einem tektonisch und morphologisch ausgeprägten Gebiet unmöglich wäre.

Im Gorski Kotar und im angrenzenden Gebiet (Abb. 2-3), überlagern die klastischen Karn-Sedimente transgressiv Untertrias und sogar Paläozoikum. Man nimmt an, daß die Mitteltrias während der karnischen Emersion vollkommen abgetragen wurde. Dafür sprechen einige Gerölle mitteltriadischer Kalke, welche mit anderen Komponenten im karnischen Basalkonglomerat festgestellt worden sind. Über dem Basalkonglomerat folgen bunte arkoseartige Sandsteine mit allogenen Pyroklastiten (aus Slowenien stammend), dann Kalk- und Dolomitmergel usw. Wenn fossilere skythische Klastite in direkten Kontakt mit ebenso fossilere bunten karnischen Klastiten treten, kann ihre Abtrennung nur sedimentologisch durchgeführt werden. Das ist möglich, weil man festgestellt hat, daß sich die untertriadischen Klastite von den karnischen sehr gut durch Schwerminerale und andere Bestandteile unterscheiden lassen:

Untertrias: Apatit (dominant), Turmalin (oft), Brookit (regelmäßig, aber in kleinen Mengen), Epidot (manchmal), Glimmer (immer vorhanden), Chlorit (oft zu finden) sowie interbasaler Detritus. Die Körner der Schwerminerale sind meistens gerundet.

Karn: Opake Körner von Erzminerale (Hämatit, Goethit, Limonit, Magnetit) machen 50–80% aus. Von den durchsichtigen Körnern findet man Zirkon (dominant), Turmalin, Rutil (seltener), Apatit (akzessorisch), Epidot (selten, doch öfter als in der Untertrias), Granat (akzessorisch), Brookit (seltener als in der Untertrias), Korund (angulare Körner) und Chlorite (akzessorisch, möglicherweise resedimentiert).

Im Žumberak-Gebirge und im Gebiet von Medvednica (Abb. 2-4) gibt es keine Spuren karnischer Bewegungen. Die vorwiegend dolomitische Ausbildung der Mitteltrias setzt sich auch ins Karn durchlaufend fort. Es besteht derzeit keine Möglichkeit, sie abzutrennen.

Somit ist zusammenfassend die Grenze zwischen Mittel- und Obertrias entweder durch eine Schichtlücke charakterisiert (im Velebit-Gebirge, in der Lika, in Gorski Kotar usw.) oder bei durchlaufender Sedimentation (in NW-Kroatien) weder lithologisch noch mittels Fossilien faßbar.

Der größte Teil des Karn sowie das ganze Nor und Rhät, sind ziemlich uniform durch Dolomite oder stellenweise durch Kalke vertreten, welche man mit dem Hauptdolomit und Dachsteinkalk der Nordalpen vergleicht. Es handelt sich durchwegs um Flachwasserbildungen eines Gezeiten-Bereiches, welcher durch starke Evaporation und schlechte Lebensbedingungen besonders geprägt wurde. Der Übergang zum Lias ist mehr oder weniger unscharf. Man legt die Grenze meistens dort, wo sich nach einer mächtigeren Dolomitfolge die Grauen Kalke einschalten, oder wo die Dolomite dunkler werden. Die unmittelbaren Grenzen zwischen den Obertrias-Stufen, sowie zwischen Obertrias und Lias, konnten nirgends paläontologisch belegt werden.

Wie aus dem Dargelegten ersichtlich ist, zeichnen sich die paläogeographischen Bedingungen der Fazies-Entwicklung im relativ engen Raum der Dinariden Kroatiens durch eine Dynamik ohne klare zeitliche Koinzidenz und fazielle Übereinstimmung der Grenzschichten verschiedener Stufen und Serien aus. Deshalb wird die Anwendung von chronostratigraphischen Einheiten in der stratigraphischen Klassifikation erschwert und mehr oder weniger künstlich. Es werden daher informale lithostratigraphische Einheiten vorgezogen, welche die natürlichen Verhältnisse besser widerspiegeln. Die chronostrati-

graphischen Grenzen in solchen Fällen sind nur allgemein und mehr oder weniger dynamisch aufgefaßt. Jeder Versuch, das Dynamische in einen konstruierten statischen Rahmen hineinzupressen, wäre nur eine Verschleierung der natürlichen Verhältnisse.

Literatur

- BABIĆ, Lj.: O trijasu Gorskog Kotara i susjednih područja (Sur le Trias dans le Gorski Kotar et les régions voisines). — Geol. vjesnik, 21, 11—18, Zagreb, 1968.
- HERAK, M.: Beitrag zur Rekonstruktion der orogenetischen Dynamik in den Dinariden Kroatiens. — Prémier symp. sur les phases orogénétiques dans les domaines de L'Europe Alpine (Beograd-Bor, 1970). — Savez geol. društava SFRJ, 35—40, Beograd, 1971.
- Some tectonical problems of the evaporitic area in the Dinarides of Croatia (in Druck). — Geol. vjesnik, 1973.
- HERAK, M., SOKAČ, B. & ŠČAVNIČAR, B.: Correlation of the Triassic in SW Lika Paklenica and Gorski Kotar (Croatia). — Geol. sbornik Slov. akad. vied (Geol. Carpathica), 18/2, 189—202, Bratislava, 1967.
- IVANOVIĆ, A., ŠČAVNIČAR, B., SAKAČ, K. & GUŠIĆ, I.: Stratigrafski položaj i petrografske karakteristike evaporita i klastita okolice Drniša i Vrlike u Dalmaciji (Stratigraphic position and petrographic characteristics of the evaporite and clastic deposits in the environs of Drniš and Vrlika, Dalmatia). — Geol. vjesnik, 24, 11—33, Zagreb, 1971.
- SOKAČ, B.: Geologija Velebita. — Dissertation, Universität Zagreb. 151 S., Zagreb, 1973.
- ŠČAVNIČAR, B.: Klastiti trijasa u Gorskom kotaru (Clastic sediments of the Triassic in the Gorski Kotar region). — Acta geol. 7/3 (Prir. istraž. Jugosl. akad. znan. umjet. 39), 5—60, Zagreb, 1973.
- ŠČAVNIČAR, B., SOKAČ, B. & VELIĆ, I.: Lower Triassic of the Island of Velika Palagruža. — Bull. sci. Cons. Acad. Yougosl., 17/7—8, 220—221, Zagreb, 1972.
- ŠČAVNIČAR, B. & ŠUŠNJARA, A.: Geološka i petrografska istraživanja trijaskih naslaga u Gorskom kotaru — područje Lokve-Gerovo (Recherches géologiques et pétrographiques des couches triasiques de Gorski Kotar en Croatie région Lokve-Gerovo). — Geol. vjesnik, 20, 87—105, Zagreb, 1967.
- ŠINKOVEC, B.: Geology of the Triassic bauxites of Lika, Yugoslavia (Geologija trijaskih boksita područja Like). — Acta geol. 7 (Prir. istraž. Jugosl. akad. znan. umjet., 39), 5—70, Zagreb, 1970.

Conodont- and Ostracode-Biostratigraphy of the Triassic in Israel

By F. HIRSCH*) & E. GERRY**)

(1 fig., 2 pls., 1 tab.)

Abstract

Three conodont assemblage zones are recognised in the Lower and Middle Triassic of Israel; they may be used for correlation with the Alpine and Mediterranean Triassic. Ostracodes are successfully used in local biostratigraphical zonation; four main assemblage zones and one zonule are defined.

Introduction

A 900 to 1000 m thick, mainly marine Triassic sequence is recognised in Southern Israel.

Lower Triassic is only known from drillings. Middle Triassic sections are exposed in the Ramon cirque (Central Negev), at Mount Arif (Central Negev) and at Gebel Arif e Naqa (Northern Sinai). Upper Triassic outcrops only in the Ramon cirque. Rich invertebrate-megafaunas occur in the Middle and Lower Upper Triassic of the exposed sections (BROTZEN, 1956; PARNES, 1962, 1965; LERMAN, 1960; KUMMEL, 1960). Microfaunas comprising mainly Conodonts and Ostracodes occur in both exposed and drilled sections of the Lower, Middle and Upper Triassic (GERRY, 1967; SOHN, 1968; HUDDLE, 1970; HIRSCH, 1972). Microfloras were only studied from drillings (GLICKSON, 1964; HOROWITZ, 1970).

Lithostratigraphy is according to ZAK (1963), DRUCKMAN (1967, 1969) and WEISSBROD (1969).

I. Conodont—Biostratigraphy of the Lower and Middle Triassic of Israel (F. H.)

In the Triassic of Israel three Conodont-assemblage zones can be defined:

- *Hadrodontina-Pachycladina* assemblage zone of late Lower Scythian—early Upper Scythian age.
- *Pseudofurnishius* assemblage zone (HIRSCH, 1972) of Lower Ladinian to early Upper Ladinian age.
- *Pseudofurnishius murcianus*—*Epigondolella mungoensis* assemblage zone (HIRSCH, 1972) of Upper Ladinian age.

Hadrodontina-Pachycladina assemblage Zone

In Makhtesh Qatan 2 Well (Northern Negev, Israel) an assemblage of *Pachycladina obliqua*, *P. symmetrica*, *P. tricuspidata*, *P. inclinata*, *P. longispinosa*, *Lonchodina nevadensis* and *Neohindeodella* cf. *N. nevadensis* is found in the lower part of the Zafir Formation (core 7) and *Hadrodontina* cf. *H. adunca* is found in the uppermost part of the Yamin Formation (core 8). BENDER (1968) reports a list of conodonts determined by STOPPEL from Wadi Zarqa Ma'in (Jordan): *Hadrodontina anceps*, *H. biserialis*, *Pachycladina inclinata*, *P. obliqua* and *P. symmetrica*.

*) Dr. F. HIRSCH, Geological Survey of Israel, 30, Malkhe Yisrael St., Jerusalem, 95 501, Israel.

**) E. GERRY, Micropaleontological Laboratory, The Israel Institute of Petroleum, Tel Aviv, Israel.

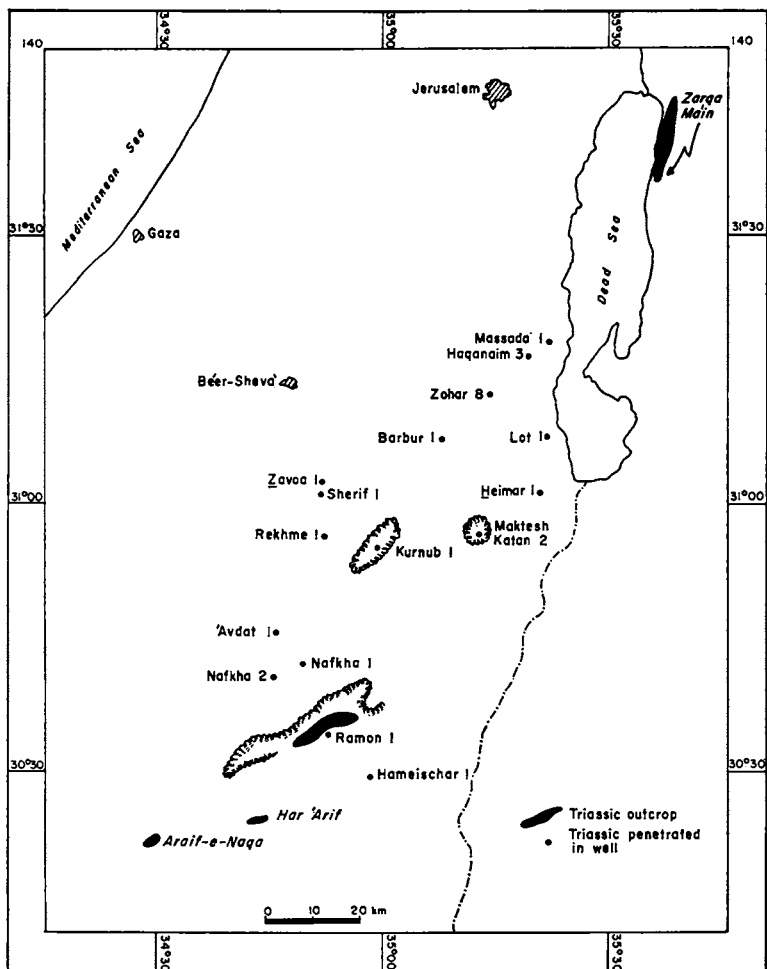


Fig. 1

6017

Species of *Pachycladina* and *Hadrodontina* were found in Italy in the upper Campil Beds, and species of *Hadrodontina* alone were found in the lower Campil and upper Seis Beds (STAESCHE, 1964). *Pachycladina*-like forms and *Lonchodina nevadensis* occur in layers of Smithian age in Nevada and Utah (MUELLER, 1956; CLARK, 1959).

Therefore an age ranging from late Lower to early Upper Scythian is suggested for the conodont-assemblages found in Israel and Jordan.

The Lower Triassic conodonts of the Levantine region belong faunally to the Alpine-Dinaric faunal Province, where a "Werfen"-like facies prevails. Already COX (1932) observed this on the basis of Bivalves such as *Claraia aurita*, *Anodontophora jassaensis* and *Myophoria praeorbicularis* from Wadi Zarqa Ma'in (JORDAN).

The *Hadrodontina* cf. *H. adunca*, considered to be not earlier than of late Lower Scythian age, is found in the uppermost part of the Yamin Formation in Maktesh

Qatan 2 Well. On the other hand *Lueckisporites virkikiae* found by HOROWITZ (1970) in the upper part of the Yamin Formation in Zohar 8 Well, is of Upper Permian age (BALME, 1970). It is possible therefore that late Lower Scythian beds overly directly Upper Permian.

Pseudofurnishius murcianus assemblage Zone (HIRSCH, 1972)

The assemblage of *Pseudofurnishius murcianus* is found in two horizons of the Ramon cirque (Central Negev, Israel). The lower horizon occurs in the uppermost part of the Fossiliferous Limestone member (member I) of the Saharonim Formation. The second horizon occurs in the middle part of the Limestone-Marl member (member II) of the Saharonim Formation. A rich assemblage of *Pseudofurnishius murcianus* is recorded from the bed with "*Ceratites*" gen. nov. sp. nov. (ZAK, 1963; PARNES, personal communication).

The ratio of mono-/biplatform specimens of *P. murcianus* is in both horizons of 10/1. Ammonites (*Protrachyceras curionii*, *P. wahrmanni* and *Israelites ramonensis*; PARNES, 1962) in the lower horizon; indicate a Lower Ladinian age. An Upper Ladinian age is suggested by PARNES (personal communication) for the new "*Ceratites*" gen. nov. sp. nov. in the upper horizon.

This assemblage Zone is also found in the provinces of Jaèn, Almeria, Murcia and Granada (Spain). At Cortijos Nuevos and Hornos (Jaèn) LOPEZ GARRIDO (1970) has found *Hungarites pradoi* and *Protrachyceras* cf. *hispanicum* in the conodont bearing layers.

Summing up it seems that a Lower to early Upper Ladinian age can be suggested for the *P. murcianus* assemblage zone.

Pseudofurnishius murcianus—*Epigondolella mungoensis* assemblage Zone (HIRSCH, 1972)

Abundant *Pseudofurnishius murcianus* and *Epigondolella mungoensis* are found in a ratio of ca 1/1, in the lowermost part of the Limestone-Gypsum member (member III) of the Saharonim Formation. The ratio of mono-/biplatform specimens of *P. murcianus* is approximately 1/1 (HUDDLE, 1970).

This assemblage also occur in the Sierra de Gador (Almeria, Spain) (BOOGAARD & SIMON, 1973) and in the Balearic islands Menorca and Mallorca.

Following MOSHER (1968) and SWEET & AL. (1971) an Upper Ladinian age is assumed for this assemblage zone comprising *Epigondolella mungoensis*.

It is noteworthy that in the Ramon cirque (Central Negev), *Clionites rarecostatus* of early Carnian age (PARNES, 1962) occurs some 40 m above the conodont bearing horizon.

The Conodont assemblages found in the Ladinian of the Levantine and Western Mediterranean regions belong to the "sephardic" mediterranean faunal subprovince (HIRSCH, 1972).

II. Ostracode—Biostratigraphy of the Triassic in Southern Israel (E. G.)

In 12 wells drilled in the area ostracode biozones can easily be correlated. Four main assemblage Zones: *Simeonella brotzenorum* assemblage Zone of Upper Ladinian/Lower Carnian age, *Reubenella avimelechi* assemblage Zone of Anisian/Lower Ladinian age, *Triebacynthere* n. sp. assemblage Zone of probable late Upper Scythian age and ? *Mono-ceratina* sp. C. assemblage Zone of Upper Scythian age, and one Zonule: *Bisulcocypriis triassica* Zonule of Lower Anisian age, are defined.

Age determinations are based on occurrence in ammonite and/or conodont bearing beds.

Triassic ostracoda from Israel are described in detail in SOHN 1968, GERRY & OERTLI 1967, and are listed in unpublished reports by GERRY. A new species of the genus *Triebacythere* GRÜNDEL & KOZUR (type species *Monoceratina hartmanni* KOZUR 1968) will be described by KOZUR & GERRY.

Simeonella brotzenorum assemblage Zone

Simeonella brotzenorum SOHN was originally described from the limestone and the limestone-gypsum member of the Saharonim Formation (Upper Ladinian/Lower Carnian), Makhtesh Ramon. It was found in most of the wells drilled in the area as well as the Aref en Naqa outcrop in Northern Sinai. While in the lower part of the zone *S. brotzenorum* is found in association with marine forms (*Paracypris*, *Bairdia*, *Leviella*) as well as conodonts and foraminifera, towards the top of the zone it becomes monospecific, occurs in floods, pointing to a probable hypersaline environment.

Reubenella avnimelechi assemblage Zone

Reubenella avnimelechi SOHN and associated fauna: *Simeonella reissi*, *R. parnesi*, *R. picardi*, *Paracypris* sp. were originally described from the fossiliferous limestone member of the Saharonim Formation (Anisian/Lower Ladinian) of Makhtesh Ramon.

The assemblage, with conodonts and foraminifera, was found in most wells in the area. Environment of deposition is probably shallow warm marine.

Bisulcoypris triassica Zone

Bisulcoypris triassica GERRY & OERTLI was originally described from the Makhtesh Qatan 2 well, from sediments of Lower Anisian age. Some fragments of? *Darwinula* sp. were the only other form found. The fauna points to a freshwater to oligohaline environment of deposition. The assemblage was found in four wells only, in a sandy shaly facies of the Gevanim Formation.

Triebacythere n. sp. assemblage Zone

In earlier reports this was known as the "Ostracode OT 8 Zone". The assemblage is found in the uppermost beds of Zafir Formation. Age of this biozone is tentatively considered as being late Upper Scythian.

Several other undescribed marine forms were found in association with *Triebacythere* n. sp. Type material for this biozone will be described from the Zavoa 1 well.

? *Monoceratina* sp. C assemblage Zone

Most of the fauna from this zone were found in limestone cuttings. The type ostracode has affinities to species known from Upper Paleozoic as well as Triassic (Dr. H. J. OERTLI, pers. comm.) Environment is definitely marine, age Upper Scythian. The assemblage is found in shales and limestones in the lower part of the Zafir Formation.

Acknowledgments

The authors are indebted to Dr. A. PARNES for his advices in ammonoid-zonation. They enjoyed constructive discussions with Y. DRUCKMAN, and Dr. I. ZAK. They thank M. RAAB & BRIAN CONWAY for their critical reading of the manuscript.

S. E. Micrographs were taken by M. DVORACHEK (G. S. I., Paleontology Division) and by Dr. H. FRANZ (Swiss Federal Institute of Technology, Zurich).

Thanks are due to A. CLEJA and Y. LEVY who contributed to the illustration of the text.

Table I

Biostratigraphy of the Triassic of Israel

Age	Formation ¹⁾	Member	Selected Megafossils ²⁾	Conodonts & Ostracodes ³⁾					
? Norian Carnian	Mohilla (ca. 200 m)	(III)	<i>Costatoria inaequicostata</i>						
		(II)	<i>Spiriferina lipoldi</i>						
		(I)							
Lower Carnian	Saharonim (ca. 160 m)	(IV)	<i>Lyriomyophoria woehrmanni</i>						
		(III)	<i>Clionites rarecostatus</i>						
Upper Ladinian		(II)	„ <i>Ceratites</i> “ gen. nov. sp. nov.						
Lower Ladinian		(I)	<i>Protrachyceras curionii</i>						
			<i>Israelites ramonensis</i>						
Upper Anisian	Gevanim (ca. 280 m)	(IV)	<i>Myalina ramanensis</i>						
		(III)	<i>Beneckeia levantina</i>						
		(II)	„ <i>Paraceratites</i> “ subgen. nov. sp. nov.						
Lower Anisian		(I)	<i>Trigonodus tenuidentatus</i>						
L. Anisian/ U. Scythian	Ra'af (ca. 100 m)		<i>Costatoria costata</i> ⁴⁾						
			<i>Hungarites arifensis</i> ^{4) 5)}						
Upper Scythian	Zafir (ca. 250 m)								
Lower Scythian?	Yamin (upper 30 m)		<i>Claraia aurita</i> ⁵⁾						

¹⁾ After ZAK (1963) and WEISSBROD (1969).

²⁾ After PARNES (1962 & person. commun.) from Makhtesh Ramon (Central Negev).

³⁾ Partly after GERRY (1967), GERRY & OERTLI (1967), SOHN (1968), HUDDLE (1970), HIRSCH (1972).

⁴⁾ After PARNES (1962 and pers. com.) from Har Arif (Central Negev).

⁵⁾ After COX (1932) from Wadi Zarqa Ma'in (Jordan).

⁶⁾ After DRUCKMAN (1967) from Ramon 1 Well, core 1.

Hadronotina
Pachycladina
Monoceratina sp. C
Tribrachythere sp. nov.
Bisulcoocypris triassica
Reubenella avimelechi
Pseudofurnishius mauritanus
Epigondolella mungoensis
Simeonella brotzenorum

Plate 1

Fig. 1. *Epigondolella mungoensis* (DIEBEL). Upper Ladinian; Nivel con *Daonella lomelli*, Coll de Jou, Tarragona (Spain). 75 ×.

Fig. 2. *Pseudofurnishius murcianus* BOOGAARD. Lower Ladinian; Fossiliferous Limestone Member, Saharonim Formation, Har Gevanim, Makhtesh Ramon (Israel). 95 ×.

Fig. 3. *Pseudofurnishius murcianus* BOOGAARD. Late Lower Ladinian or base Upper Ladinian; Hornos-Siles Formation, Jaèn (Spain). 110 ×.

Fig. 4. *Pachycladina inclinata* STAESCHE. Upper Scythian; Zafir Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). 40 ×.

Fig. 5. *Pachycladina longispinosa* STAESCHE. Upper Scythian; Zafir Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). 60 ×.

Fig. 6. *Hadrodontina* cf. *H. adunca* STAESCHE. ? Late Lower Scythian; Yamin Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). Lateral view. 60 ×.

Fig. 7. *Hadrodontina* cf. *H. adunca* STAESCHE. ? Late Lower Scythian; Yamin Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). Aboral view. 60 ×.

Fig. 8. *Lonchodina nevadensis* MÜLLER. Upper Scythian; Zafir Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). 80 ×.

Fig. 9. *Pachycladina symmetrica* STAESCHE. Upper Scythian; Zafir Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). 40 ×.

Fig. 10. *Pachycladina obliqua* STAESCHE. Upper Scythian; Zafir Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). 40 ×.

Fig. 11. *Pachycladina tricuspidata* STAESCHE. Upper Scythian; Zafir Formation, Makhtesh Qatan 2 Well, Negev (Israel). 40 ×.

Plate 2

(Scale = ca. 100 μ.)

Fig. 1. *Simeonella brotzenorum* SOHN. Lower Carnian; Limestone member (IV), Saharonim Formation, Har Gevanim, Makhtesh Ramon (Israel). Right view of carapace.

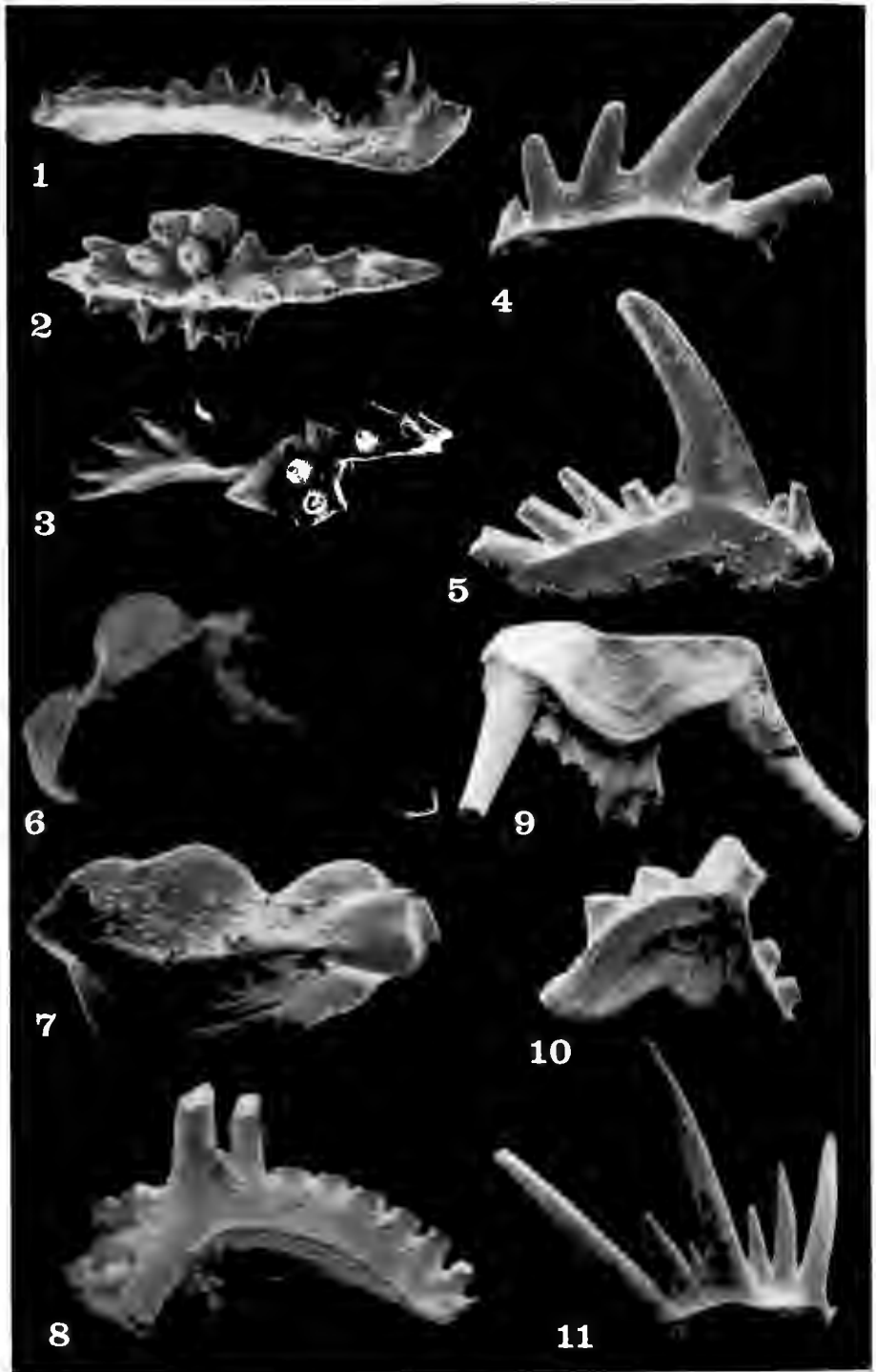
Fig. 2. *Simeonella brotzenorum* SOHN. Upper Ladinian; Limestone Gypsum member (III), Saharonim Formation, Har Gevanim, Makhtesh Ramon (Israel). Inside view of left valve.

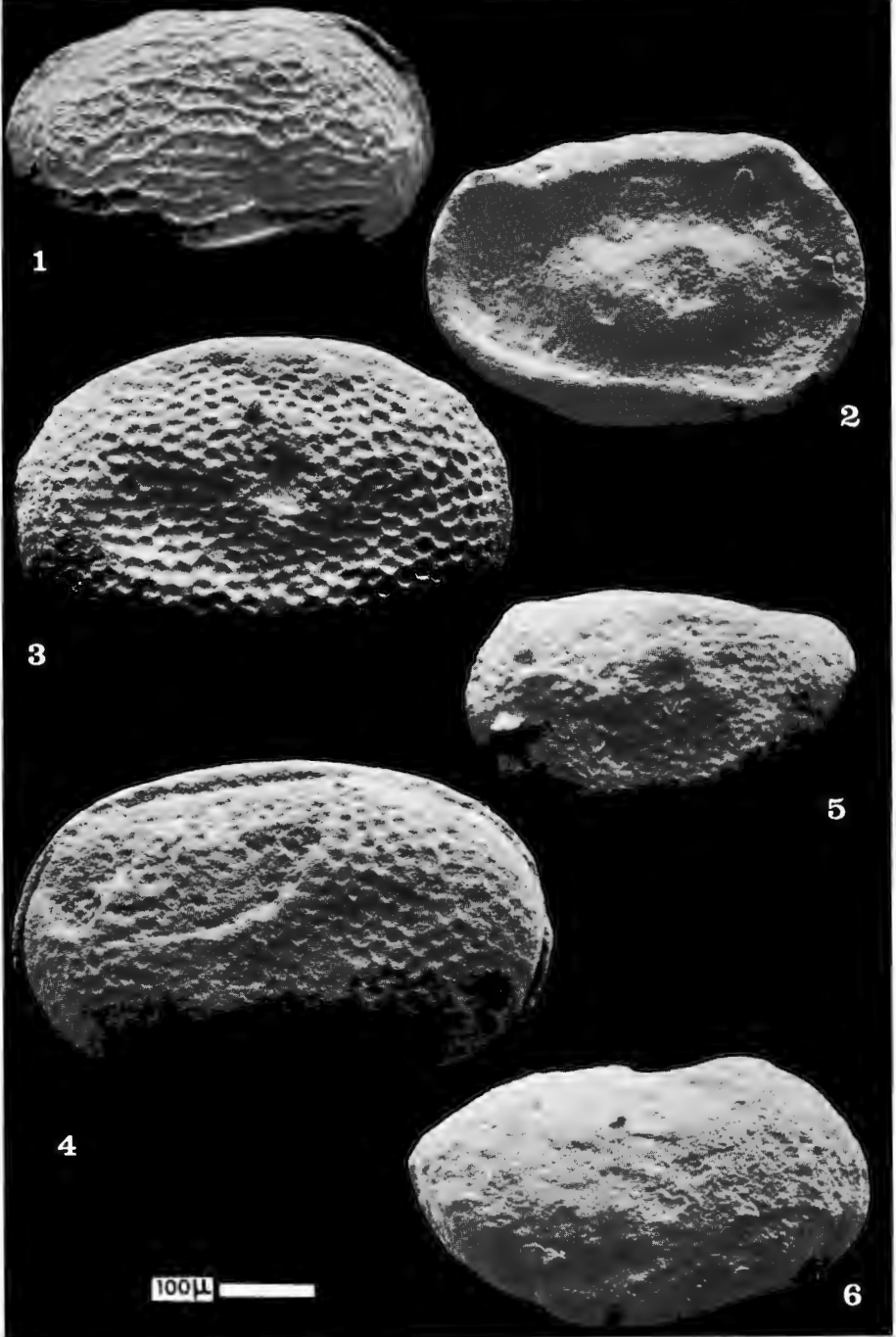
Fig. 3. *Reubenella avnimelechi* SOHN. Upper Anisian; Sandstone-“Reef” member (IV), Gevanim Formation, Har Gevanim, Makhtesh Ramon (Israel). Right view of carapace.

Fig. 4. *Reubenella avnimelechi* SOHN. Lower Ladinian; Fossiliferous Limestone member (I), Saharonim Formation, Har Gevanim, Makhtesh Ramon (Israel). Left view of carapace.

Fig. 5. *Triebacynthere* nov. spec. ? Late Upper Scythian. Zafir Formation, Zavoa 1 Well, Northern Negev (Israel). Left view of carapace.

Fig. 6. ? *Monoceratina* sp. C ? Upper Scythian. Zafir Formation, Ramon 1 Well, Negev (Israel). Right view of carapace.





Bibliography

- AWAD, G. H. (1946): On the occurrence of marine Triassic (Muschelkalk) deposits in Sinai. Bull. Inst. Egypte XXVII, pp. 397—427, pls. I—III.
- BALME, B. E. (1970): Palynology of Permian and Triassic Strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan, in Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan (edit. Kummel and Teichert, C.). Kansas University, Department of Geology, Spec. Publ. 4, P. 305—453.
- BENDER, F. (1968): Geologie von Jordanien. Börntraeger-Stuttgart.
- BOOGAARD, VAN DEN, M. (1966): Postcarboniferous Conodonts from Southeastern Spain. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Proc. ser. B, 69/5, 2 pls., 1 tab., P. 691—698.
- BOOGAARD, VAN DEN, M. & SIMON, O. J. (1973): Pseudofurnishius (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain. Ryksmus. Geol. en Mineral., Leiden. Scripta Geologica, 16, P. 1—22, 2 pl.
- BROTZEN, F. (1956): Stratigraphical studies in the Triassic vertebrate fossils from Wadi Raman, Israel. Arkiv för Mineralogi och Geologi, Kungl. Svenska Vetenskapakad., 2/9, pp. 191—217, pls. 1—7.
- CLARK, D. L. (1959): Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah. J. Pal., 33, pp. 305—312.
- COX, L. R. (1932): Further notes on the Transjordan Trias. Annals and Magazine of Natural History. Ser. 10 v X, P. 93—113.
- DRUCKMAN, Y. (1969): The Petrography and Environment of Deposition of the Triassic Saharonim Formation and the Dolomite Member of the Mohilla Formation in the Makhtesh Ramon, Central Negev (Southern Israel). Geol. Survey of Israel. Bull., 49, P. 1—35.
- (1967): Reference section of the Ramon Group (Triassic) for the subsurface of the Northern Negev. Inst. Petr. Res. and Geophys., Semi-Ann. Rep. Oct. 1966—March 1967, p. 21—22, fig. 17.
- EICHER, B. D. (1966): Conodonts from the Triassic of Sinai (Egypt). A. A. P. G. Bull., 30/4, P. 613—616.
- GERRY, E. (1967): Paleozoic and Triassic ostracoda from outcrops and wells in Southern Israel. Joint Pal. Lab., Isr. Inst. Petr. Report 1/67.
- GERRY, E. & OERTLI, H. J. (1967): Bisulcoocypris? triassica n. sp. (Crust., Ostrac.) from Israel. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 1, No. 2.
- GLICKSON, M. R. (1964): Palynological Investigations in "Makhtesh Qatan 2", Boring in the Negev, Israel. Isr. J. Earth Sc., 13/1, P. 16—26.
- HAMAOU, M. (1969): Note on Upper Paleozoic Microfossils from Southern Israel. Geol. Survey Israel Bull. No. 47 (Appendix).
- HIRSCH, F. (1966): Sobre la presencia de conodontes en el Muschelkalk superior de los Catalanides. Espana Inst. Geol. y Minero Notas y Comun. N° 90, P. 85—92, 1 Pl.
- (1971): Conodontes nouvelles du Trias mediterranéen C. R. Séances, SPHN. Genève, NS. 6/1, P. 65—69, 1 Pl.
- (1972): Middle Triassic Conodonts from Israel, Southern France and Spain. Innsbruck-Symp. Triass. Microfacies, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, pp. 811—828.
- HOROWITZ, A. (1970): Palynostratigraphy of the Upper Paleozoic—Lower Mesozoic Sequence in Zohar 8 Borehole (Southern Israel). Geol. Surv. Israel Pal. Div. Report, P. 1/70, p. 1—9.
- HUDDLE, J. W. (1970): Triassic Conodonts from Israel. U.S. Geol. Survey, Prof Paper 700-B 124-B 130.

- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1971): Probleme der Conodontenforschung in der Trias. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 1/4, pp. 1—19.
- KOZUR, H. (1968): Einige seltene Ostracoden-Arten aus der germanischen Trias. Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Vol. 10, No. 11.
- KUMMEL (1960): Middle Triassic Nautiloids from Sinai, Egypt, and Israel. Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College, 123/7, pp. 285—302, pls. 1—4.
- LERMAN, A. (1960): Triassic Pelecypods from Southern Israel and Sinai. Bull. Res. Council of Israel, Section G, Geosciences, 90, 1 P. 1—60, 5 pl.
- LOPEZ-GARIBIDO (1971): Geologia de la Zona Prebetica, al NE de la Provincia de Jaen. Granada, Thesis. P. 1—317.
- MOSHER, L. C. (1968): Triassic conodonts from western North America and Europe and their correlation. Jour. Paleont., 42, P. 895—946, Pl. 113—118.
- MOSTLER, H. (1968): Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). Anz. Math. Naturw. Kl. Österreich, Akad. Wiss., 1968/4, P. 62—64.
- MULLER, K. J. (1956): Triassic conodonts from Nevada. J. Paleont., 30, P. 818—830.
- PANTIC, S. (1971): Conodontes Triasiques d'une partie des Dinarides et des Carpates Yougoslaves. Acta Geol. Acad. Sc. Hungar., 15, P. 231—242.
- PARNES, A. (1962): Triassic Ammonites from Israel. Geol. Surv. of Israel. Bull., 33, P. 1—78, 9 Pl.
- (1965): Note on Middle Triassic Ammonites from Makhtesh Ramon (Southern Israel). Isr. J. Earth Sc., 14, P. 9—17.
- SCHMIDT, M. (1936): Fossilien der spanischen Trias. Abh. Heidelberger Akad. Wiss., 22, P. 1—140.
- SIMON, O. J. (1966): The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhamilla and from the Zarcilla de Ramos region (SE Spain). P. 699—709.
- SOHN, I. G. (1968): Triassic Ostracodes from Makhtesh Ramon, Israel. Geol. Surv. Israel. Bull., 44, P. 1—71.
- STAESCHE, U. (1964): Conodonten aus dem Skyth von Südtirol, N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 119, P. 247—306.
- SWEET, W. C. & al. (1971): Conodont Biostratigraphy of the Triassic. Geol. Soc. Amer. Mem., 127, P. 441—465.
- WEISSBROD, T. (1969): The Paleozoic of Israel and adjacent countries. Geol. Surv. Israel, Bull. 47.
- ZAK, I. (1963): Remarks on the stratigraphy and tectonics of the Triassic of Makhtesh Ramon. Isr. Journ. Earth. Sc., Vol. 12, No. 2.

Biostratigraphische Probleme im Skyth/Anis-Grenzbereich auf der Insel Chios (Ägäis)

V. JACOBSHAGEN (Berlin)
und K. W. TIETZE (Marburg/Lahn)*)

Mit 1 Tafel und 4 Abbildungen

Zusammenfassung

Auf der ostägäischen Insel Chios werden oberskythische Bank- oder Massenkalksteine durch eine Mischserie von Sedimenten (Konglomerate, sandige Mergel, Dolomite, Rotkalklinsen, Radiolarite und Keratophyr-Tuffe bzw. Tuffite) des Oberskyth und Anis überlagert. Von den Rotkalklinsen im Skyth/Anis-Grenzbereich enthält eine über der von RENZ & RENZ (1948) beschriebenen *Subcolumbites*-Fauna tiefanisische Cephalopoden (H. BENDER 1970), die hier revidiert wurden. Weitere Rotkalklinsen führen Columbiten, Subcolumbiten und Megaphylliten. Eine detaillierte biostratigraphische Untersuchung dieser für die mediterrane Trias einmaligen Profile läuft gerade an.

Abstract

On the Greek island of Chios stratified neritic limestones or unbedded carbonate (reef?) rocks of the Upper Scythian are overlain by a mixed series of sediments (conglomerates, sandy marls, dolomites, lenses of red limestone, radiolarites, keratophyric tuffs and tuffites) of Upper Scythian to Anisian age. One of the lenses of red limestone contains Lower Anisian cephalopods (BENDER 1970) over a horizon with the *Subcolumbites*-fauna described by RENZ & RENZ (1948); the Anisian ammonoids have been revised. In other lenses different species of *Columbites*, *Subcolumbites* and other Spathian ammonoids are associated with "Anisian" elements. A detailed biostratigraphical study of the Scythian/Anisian boundary on the island of Chios has been provided.

Stratigraphie

Die griechische Insel Chios in der Ost-Ägäis (Abb. 1) hat seit der Monographie über untertriadische Ammoniten-Faunen von RENZ & RENZ (1948) das Interesse der Trias-Stratigraphen gefunden. Dies wurde gesteigert durch eine Untersuchung von H. BENDER (1970), der in einem Rotkalk-Profil am Marathovouno-Hügel südwestlich der Hauptstadt Chios über der von RENZ & RENZ beschriebenen *Subcolumbites*-Fauna eine Vergesellschaftung tiefanisischer Ammonoiten fand, die er mit den Faunen des Unteren Muschelkalks im Himalaya (Fauna von Chitichun, DIENER 1895) und des Blockes E von Nikoefoko (WELTER 1915) verglich. Gleichzeitig beschrieb BENDER die ersten Conodonten-Faunen aus diesen Niveaus und lieferte damit einen wesentlichen Beitrag zur Conodonten-Gliederung der tiefen Trias.

Bei der geologischen Kartierung der gesamten Insel im Maßstab 1:30.000, die unter Leitung von C. W. KOCKEL † begonnen wurde, gelang es, die Trias-Fundstellen in einen sicheren stratigraphischen und paläogeographischen Rahmen zu stellen (HERGET 1968,

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. V. JACOBSHAGEN, Institut für Geologie der Freien Universität, D-1000 Berlin 33, Altensteinstr. 34A, und Dr. K. W. TIETZE, Fachbereich Geowissenschaften, Geologie-Paläontologie, D-3550 Marburg/Lahn, Lahnberge.

ROTH 1968, KAUFFMANN 1969, LÜDTKE 1969, TIETZE 1969). Eine Zusammenfassung dieser Ergebnisse ist BESENECKER et al. (1968) und JACOBSHAGEN (1972) zu entnehmen. Hier sei nur eine kurze Übersicht über die tiefe Trias vorausgeschickt.

Chios besteht tektonisch aus zwei großen Einheiten. Über einem autochthonen Stockwerk bzw. einer parautochthonen Einheit im NE der Insel liegt in relativ geringen Resten eine von N eingeschobene Decke. Während in diesem Allochthon zwischen marinem Perm und klastischem Lias eine Sedimentationslücke klafft, enthalten Autochthon und Parautochthon eine gleichartige, geschlossene Schichtfolge durch die gesamte Trias. Hier beginnt über einem Sockel von variskisch gefaltetem Paläozoikum die tiefste Trias mit bunten, quarzreichen Konglomeraten, die ein Relief ausfüllen. Wenige Meter tieferer Sandsteine darüber werden abgelöst von neritischen Bankkalken, die nach Conodonten und der aus der Ussuri-Trias sowie aus Bulgarien bekannten *Pseudomonotis (Eumorphotis) iwanowi* BRITNER ins obere Skyth eingestuft wurden. Auf der gegenüberliegenden anatolischen Halbinsel Karaburun wurde darin auch eine Rotkalk-Linse mit einer Anakashmiriten-Fauna, u. a. *Anakashmirites angustecostatus* (WELTER), gefunden. Diese Bankkalke gehen lateral und vertikal in oberskythische Massenkalke und -dolomite (vermutlich Riff-Gesteine, aber wegen erheblicher Rekristallisation bisher nicht nachzuweisen) über, deren höchster Teil sich mit oberskythischen oder tiefanisischen Rotkalken (Datierungen nach Conodonten) verzahnt. Vermutlich bedingt durch unterschiedliches Riffwachstum hatte sich wiederum ein submarines Relief gebildet, welches in der Folgezeit durch die „Bunte Serie“, eine Mischserie aus Konglomeraten, sandigen Mergeln, Dolomiten, Rotkalk-Linsen vom Hallstätter Typus, Radiolariten und Keratophyr-Tuffen bzw. -Tuffiten plombiert wurde (vgl. auch BRINKMANN et al. 1972). Den Abschluß dieser Schichtfolge bildet eine mächtige Serie von Karbonatgesteinen des flachmarinen Ablagerungsbereiches, die vom höheren Anis bis in den Jura reicht.

Durch die Verknüpfung von bathymetrisch und faziell sehr unterschiedlich zu bewertenden Sedimenten über einem Riffareal gibt die Bunte Serie von Chios dem Sedimentologen einige Rätsel auf, ebenso aber durch ihren Fossil-Inhalt dem Biostratigraphen. In diesem Bericht, der die Problematik noch nicht abgeschlossener Untersuchungen zur Biostratigraphie im Grenzbereich Skyth/Anis mit Hilfe von Cephalopoden und Conodonten skizzieren soll, werden nur Aufschlüsse südwestlich der Stadt Chios behandelt. Dort werden skythische Dolomite von roten Cephalopoden-Kalken in Linsen unterschiedlicher Ausdehnung und Mächtigkeit überlagert. Zwischen die Rotkalke sind — besonders im höheren Teil der Profile — Keratophyr-Tuffe und -Tuffite eingeschaltet (Abb. 1).

Das für die Biostratigraphie wichtigste Profil traf H. BENDER (1970) am Marathovouno (Abb. 3) an. Hier fand er in den tiefsten Metern die von RENZ & RENZ beschriebene *Subcolumbites*-Fauna im Anstehenden, über einem nicht durch Ammonoiten belegten mittleren Profil-Abschnitt aber am Top der Linse seine tiefanisische Fauna. Auf Grund eines irrtümlich mit *Psilosturia mongolica* (DIENER) verglichenen Ammoniten belebte er das Hydasp aus der klassischen Trias-Gliederung von MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1895) als tiefste Unterstufe des Anis neu und stützte diesen Vorschlag durch eine definierte Conodonten-Gesellschaft mit *Neogondolella aegaea*, die zwischen das konventionelle Oberskyth (mit dem unteren Teil seiner *homeri*-Zone) und die Fauna mit *Neogondolella navicula* des höheren Anis einzuordnen sei.

Eine Revision der BENDERSchen Hydasp-Ammoniten hat die Faunenliste erheblich verändert (Tab. 1)¹⁾. Dennoch ändert sich nichts an BENDERS Feststellung, daß fast alle

¹⁾ Tab. 1 am Ende der Arbeit S. 132.

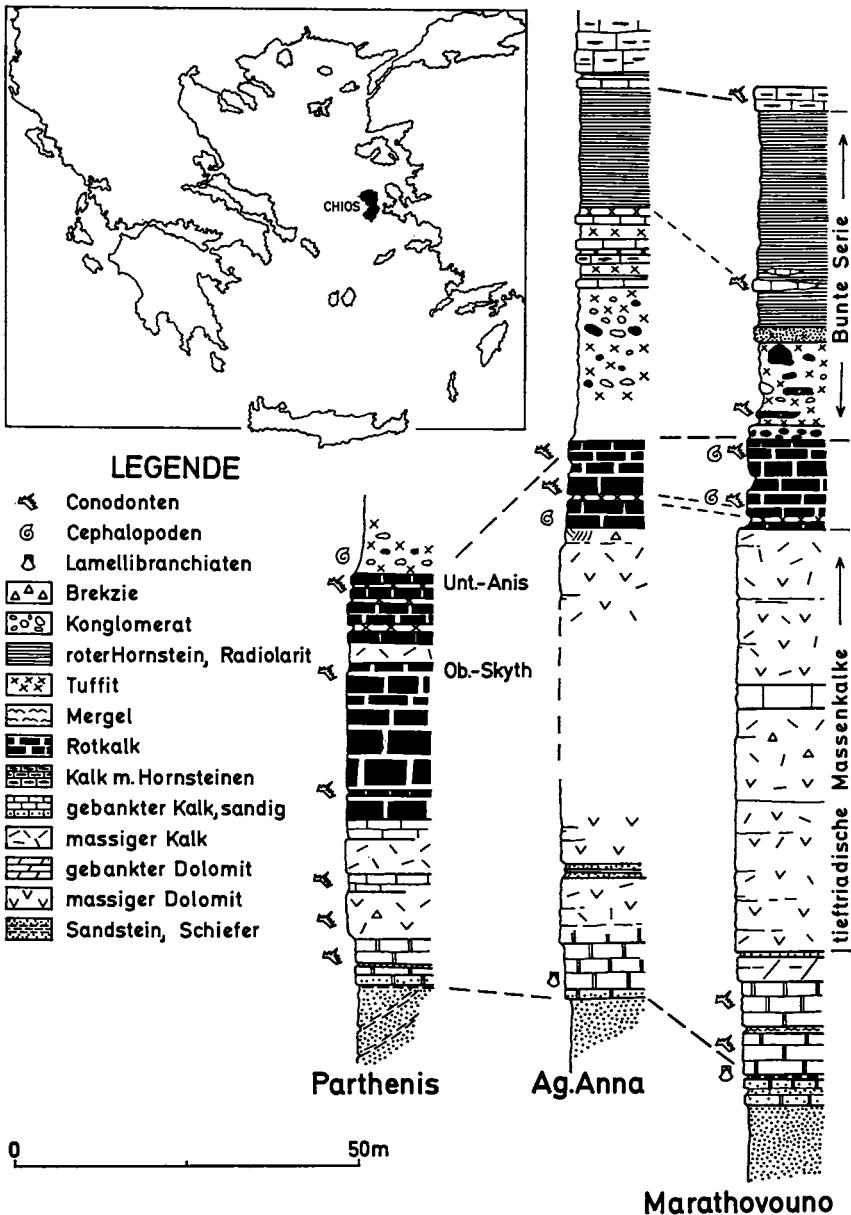


Abb. 1. Profile durch die tiefe Trias von Mittel-Chios (nach TIETZE 1969). — Deep Triassic sections of Central Chios (after TIETZE 1969).

Ammonoideen aus den Faunen von Chitichun und Nikoefoko E bekannt seien. Und wenn auch seine vermeintliche *Sturia* cf. *mongolica* sich als ein *Procladiscites* erwiesen hat (vgl. auch BENDER 1970, Abb. 23—24), so fand sich als Rollstück aus diesem Profil (Kollektion

SE

NW

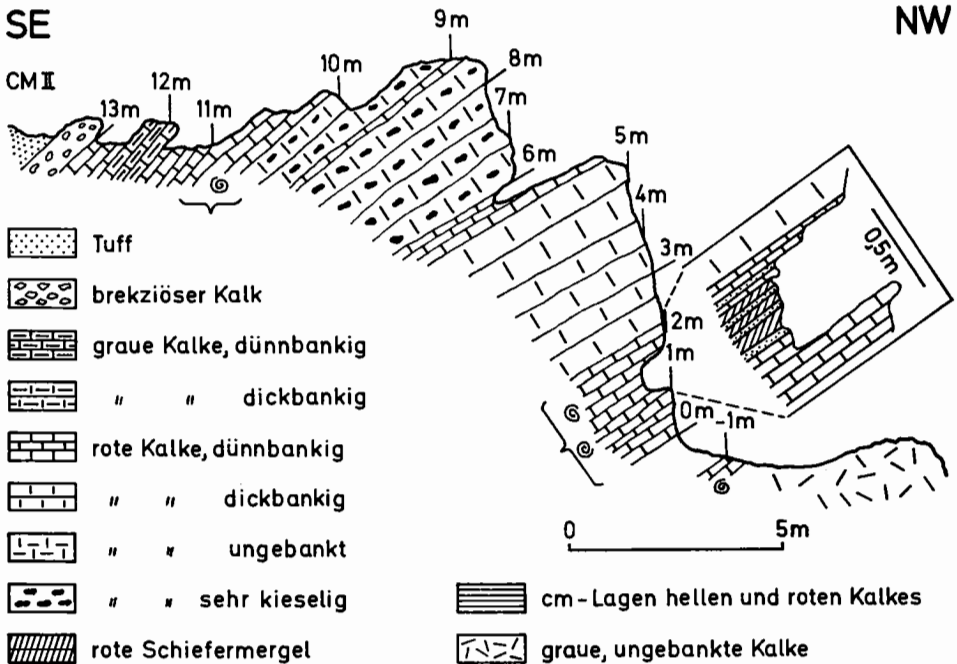


Abb. 2. BENDERS Profil CM II am Marathovouno (nach BENDER 1970). — BENDER's section CM II at Marathovouno hill (after BENDER 1970).

K. W. TIETZE) eine *Sturia* s. l., die in ihrer Loben-Entwicklung noch sehr primitiv ist (vgl. S. 129). Ungeachtet späterer Interpretationen DIENERS, der sein Hydasp ins Ober-Skyth zurückgenommen hat, dürfte es sich bei dieser Fauna von Chios um tiefstes Anis handeln. Es wird nötig sein, das Profil am Marathovouno sehr eingehend zu untersuchen, um die Grenze Skyth/Anis schärfer zu fassen.

Weitere sehr interessante Faunen stammen aus dünnen Rotkalk-Linsen in Keratophyr-Tuffiten dicht über der tieftriadischen Riffkalk-Serie SW der Stadt Chios. Sie enthalten ober-skytische Ammoniten in folgender Vergesellschaftung:

1. In einem Profil durch den Steinbruch am Parthenis, ca. 300 m westlich der Kaserne von Chios, wurden aus einer 1,5 m mächtigen Wechselfolge von Tuffiten und Rotkalken (Abb. 3) entnommen (Probe 88/2 bei TIETZE 1969):

Cephalopoda:

Columbites parisianus HYATT & SMITH

Columbitinae n. gen. A n. sp.

Megaphyllites evolutus WELTER

Ussurites hara (DIENER)

Conodonta (nach K. W. TIETZE 1969):

Apatognathus radiatus BENDER

Gladigondolella carinata BENDER

Ozarkodina turgida BENDER

Spathognathodus gondolelloides BENDER

Spathognathodus homeri BENDER

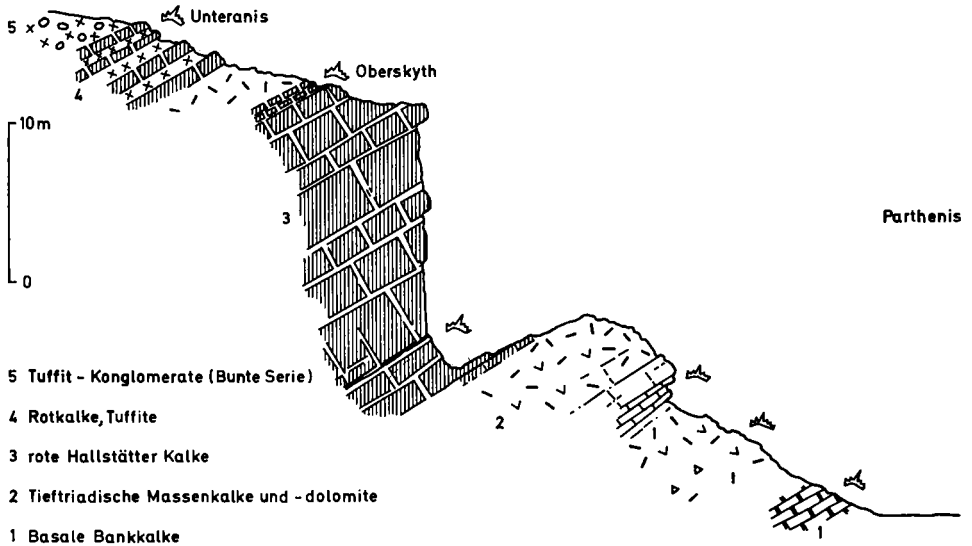


Abb. 3. Skyth/Anis-Grenzbereich am Parthenis SW Chios (nach TIETZE 1969). — Section of the Scythian/Anisian boundary at Parthenis southwest of Chios (after TIETZE 1969).

2. Unweit davon, südlich oberhalb des Steinbruches, fanden sich

- 85/2 *Subcolumbites perrini-smithi* (ARTHABER)
Subcolumbites aff. *europaeus* (ARTHABER)
Columbitinae gen. A, n. sp.
Chioceras mitzopouloi RENZ & RENZ
Megaphyllites evolutus WELTER

dazu ein Fragment eines nach derzeitiger Kenntnis weder generisch noch spezifisch einordenbaren Ammoniten (freundliche Auskunft von B. KUMMEL);
etwas tiefer:

- 85/1 *Columbites* sp.
Subcolumbites aff. *europaeus* (ARTHABER)
Chioceras sp.
Megaphyllites evolutus WELTER
Leiophyllites cf. *suessi* (MOJSISOVICS)

Diese Faunen-Elemente vom Parthenis-Profil (88/2) gehören nach den bisherigen Vorstellungen teils dem obersten Skyth an (Columbitinen), teils dem tiefen Anis (*Ussurites hara*, *Megaphyllites evolutus*, Conodonten). Dies könnte vielleicht durch die pauschale Aufsammlung in einem 1,5 m Mächtigkeit des Profils erklärt werden. Bei den Ammoniten der Fundpunkte 85/1—2 fällt auf, daß der seit WELTER (1915) als anisisch geltende *Megaphyllites evolutus* jeweils mit Subcolumbiten bzw. Columbiten vergesellschaftet und möglicherweise zeitgleich ist.

Die in der Literatur wiederholt angedeutete Vermutung, daß *Columbites* und *Subcolumbites* sich zeitlich überschneiden (z. B. BANDO 1964), könnte man durch diese

Faunen gestützt sehen. Inzwischen faßt auch das Gliederungsschema von TOZER (Vortrag in diesem Symposium) diese Elemente in der *Subcolumbites*-Zone zusammen.

Die Rotkalk-Entwicklung aller dieser Fundschichten legt den Gedanken an stratigraphische Kondensation nahe, doch ist diese angesichts der geringen Mächtigkeit der Rotkalk-Lagen in rasch sedimentierten Tuffiten nicht sehr wahrscheinlich.

Um die aufgezeigten Probleme im Grenzbereich Skyth/Anis zu klären, ist eine detaillierte Profil-Bearbeitung und Fossil-Aufsammlung im Anstehenden gemeinsam mit Prof. R. ASSERETO (Milano) sowie den Conodonten-Spezialisten Dr. NICORA (Milano) und Dr. G. KAUFFMANN (Marburg) vorgesehen.

Paläontologischer Anhang

Für einige Cephalopoden aus den erwähnten Faunen folgen hier Beschreibungen oder Anmerkungen:

Familie *Paranannitidae* SPATH, 1930
Unterfamilie *Columbitinae* SPATH, 1930
Genus *Subcolumbites* SPATH, 1930
Subcolumbites aff. *europaeus* (ARTHABER, 1911)
(Taf. 1, Fig. 1—2)

Die vorliegenden 2 Exemplare (Proben-Nr. 85/2/16 und 85/2/24 nach TIETZE (1969) von einem Aufschluß oberhalb des Parthenis-Steinbruches SW der Stadt Chios weichen von den bei ARTHABER (1911, Taf. 23) abgebildeten Typus-Exemplaren nur durch eine etwas geringere Involution ab. Da ARTHABERS Originale nicht auffindbar sind, wurden aus seinen Abbildungen Involutionskennwerte (als Involutionskennwert wird hier das Verhältnis der Nabelweite zum Durchmesser, $I = NW/D$, bezeichnet) von 0,41—0,47 ermittelt; bei den hier beschriebenen Stücken wurde dagegen 0,48 bzw. 0,53 festgestellt.

Columbitinae gen. A, n. sp.
(Taf. 1, Fig. 3)

Davon liegen insgesamt 4 Exemplare aus der Kollektion TIETZE vor (85/2/9, 85/2/14, 88/2/2, 88/2/3), ebenfalls aus dem Bereich des Parthenis-Steinbruches.

Beschreibung: Schale mäßig weitnabelig (Involutionskennwerte bei 2 Exemplaren mit 0,38 und 0,44 bestimmbar). Windungsquerschnitt hochmündig, subrektangulär. Einfacher, hoher Kiel. Feine sichelförmige Rippen (15—20 pro Umgang) auf den inneren Windungen, äußere glatt. Auf der Wohnkammer einige Einschnürungen in unregelmäßigen Abständen, damit an *Chioceras* RENZ & RENZ, 1948, erinnernd.

Auf eine Benennung wird verzichtet, solange nicht mehr Material vorliegt.

Familie *Acrochordiceratidae* ARTHABER, 1911
Genus *Acrochordiceras* HYATT, 1877
Acrochordiceras (*Paracrochordiceras*) sp.
(Taf. 1, Fig. 4—5)

Das Exemplar Mbg. 2759 aus Profil CM II, 10,5 m, am Marathovouno wurde von H. BENDER (1970: 441f. und Taf. 3, Fig. 2) als „*Floriantes alternecostatus* WELTER, 1915 (Org. II)“ beschrieben, kann aber auf Grund der Skulptur recht eindeutig der Unter-gattung *Paracrochordiceras* SPATH, 1934, zugewiesen werden. Vor allem durch sein abgeplattetes Gehäuse mit hochovalen Windungsquerschnitt weicht es sehr weit von *P. anodosum* WELTER, 1915, ab. Von einer Neubeschreibung und Benennung wird aber vorläufig abgesehen, zumal die Lobenlinie nicht sichtbar gemacht werden kann.

Ein weiteres Stück (Mbg. 2758), von BENDER als „*Sibirites pandya* DIENER“ angesehen, ist wegen seines schlechten Erhaltungszustands nicht artlich zu bestimmen.

Familie *Cladiscitidae* ZITTEL, 1884
Gattung *Procladiscites* MOJSISOVICS, 1882
Procladiscites n. sp. aff. *yasoda* DIENER, 1895

Dieses von H. BENDER (1970) als „*Sturia* cf. *mongolica* DIENER“ beschriebene und abgebildete Exemplar weist sich durch Querschnitt und Lobenlinie ganz klar als Vertreter der Gattung *Procladiscites* aus, was auch aus den Zeichnungen H. BENDERS (1970: Abb. 23 bis 24) bereits entnommen werden kann. Das Gehäuse ist für die Gattung sehr weitenabelig ($I=0,24$) und übertrifft darin sogar noch *P. yasoda* DIENER. Der hoch subretanguläre Windungsquerschnitt ist etwas breiter als bei DIENERS Art. Eine Spiralstreifung ist nicht zu beobachten, möglicherweise aber abgewittert.

Familie *Megaphyllitidae* MOJSISOVICS, 1896
Gattung *Megaphyllites* MOJSISOVICS, 1879
Megaphyllites evolutus WELTER, 1915

Die vorliegenden 6 Stücke aus den Kollektionen H. BENDER und K. W. TIETZE stimmen mit den Beschreibungen von WELTER (1915) gut überein. Da diese Form, durch die Lobenlinie eindeutig zu *Megaphyllites* zu stellen, beträchtlich weitenabeliger als alle anderen Arten der Gattung *Megaphyllites* ist, möchte es angemessen sein, dafür eine neue Untergattung zu kreieren.

Familie *Ptychitidae* MOJSISOVICS, 1882
Gattung *Sturia* MOJSISOVICS, 1882, s. 1.
„*Sturia*“ n. sp. indet.
(Taf. 1, Fig. 6)

Dieses Rollstück einer „*Sturia*“ aus Profil CM II (Kollektion TIETZE Nr. 32) gleicht nach dem Querschnitt und der das gesamte Gehäuse überziehenden Spiralstreifung der *Sturia sansovinii* MOJSISOVICS, kann aber wegen der viel einfacheren Lobenlinie nicht mehr zu der heute viel enger gefaßten Gattung *Sturia* gestellt werden (vgl. Abb. 4).

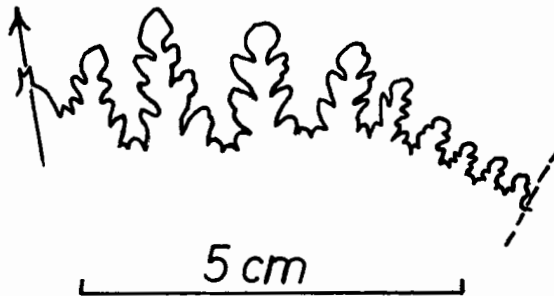


Abb. 4. *Psilosturia* n. sp. indet., Lobenlinie (Kollektion TIETZE Nr. 32, Rollstück aus Profil CM II) — *Psilosturia* n. sp. indet, suture (collection TIETZE 32, loose specimen from section CM II).

Die Sutura weist bei einem Gehäusedurchmesser von 12,5 cm von der Externseite bis zur Naht 10 Sättel auf, bei denen die Zerschlitung 2. Ordnung nur angedeutet ist. Von *Parasturia* unterscheidet sie sich durch die großen, ungegliederten Sattel-Köpfe, die an *Megaphyllitiden* oder *Ussuritiden* erinnern. *Psilosturia* hat viel feingliedrigere und schmalere Sättel. Zur Ausscheidung einer neuen taxionomischen Einheit müßten weitere Stücke gewonnen werden.

Danksagung: Das gesamte Fossil-Material gehört der Sammlung des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Marburg an. Für die Bearbeitung erhielt einer der Autoren (JACOBSSHAGEN) dankenswerte Unterstützung durch die Herren M. LINDSTRÖM und G. KAUFFMANN (Marburg). Für freundliche Auskünfte sei den Herren R. ASSERETO (Milano), B. KUMMEL (Harvard) und E. T. TOZER (Ottawa) gedankt.

Literatur

- ARTHABER, G. v. (1911): Die Trias von Albanien. — Beitr. Paläont. Geol. Österreich-Ungarns etc., 24: 169—277, 8 Taf. Wien.
- BANDO, Y. (1964): The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. — Sci. Repts. Tohoku Univ., Sendai (II.), 36: 1—157.
- BENDER, H. (1970): Der Nachweis von Unter-Anis („Hydasp“) auf der Insel Chios. — Ann. géol. Pays helléniques, 19 (1967): 412—467. Athen.
- BESENECKER, H. et al. (1968): Geologie von Chios (Ägäis). — Geologica et Palaeontologica, 2: 121—150. Marburg.
- BRINKMANN, R. et al. (1972): Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien). — Geologica et Palaeontologica, 6: 139—149. Marburg.
- DIENER, C. (1895): The cephalopoda of the Himalayan Muschelkalk. — Palaeontologica Indica (XV), 2 (2): 118 S., 31 Taf. Calcutta.
- HERGET, G. (1968): Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg: 206 S. Marburg.
- JACOBSSHAGEN, V. (1972): Die Trias der mittleren Ost-Ägäis und ihre paläogeographischen Beziehungen innerhalb der Helleniden. — Z. deutsch. geol. Ges., 123: 445—454. Hannover.
- KAUFFMANN, G. (1969): Die Geologie von Nordost-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg: 212 S. Marburg.
- LÜDTKE, G. (1969): Die Geologie von Südwest-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg: 161 S. Marburg.
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C. (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — Sitz.-Ber. kais. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 104, I: 1—32. Wien.
- RENZ, C. & RENZ, O. (1948): Eine untertriadische Ammonitenfauna von der griechischen Insel Chios. — Schweizer. paläont. Abh., 66: 98 S., 16 Taf. Basel.
- ROTH, W. (1968): Geologie von NW-Chios. — Diss. Univ. Marburg: 88 S. Marburg.
- TIETZE, K. W. (1969): Geologie von Mittel-Chios (Ägäis). — Diss. Univ. Marburg: 178 S. Marburg.
- WELTER, O. A. (1915): Die Ammoniten und Nautiliden der ladinischen und anisischen Trias von Timor. — Paläontologie von Timor, 5: 71—136, 13 Taf. Stuttgart.

Tafel 1

Fig. 1—2. *Subcolumbites* aff. *europaeus* (ARTHABER), Kollektion TIETZE 85/2/16. 1:1.

Fig. 3. *Columbitinae* gen. n. sp., Kollektion TIETZE 85/2/9. 1:1.

Fig. 4—5. *Acrochordiceras* (*Paracrochordiceras*) sp., Kollektion H. BENDER, Mbg. 759. 1:1.

Fig. 6. „*Sturia*“ n. sp. indet., Kollektion TIETZE Nr. 32. 2:1.



Xenaspis indo-australis WELTER*Xenaspis laevis* WELTER*Sibirites pandya* DIENER*Acrochordiceras* ex aff. *anodosum* WELTER*Danubites* cf. *kansa* DIENER*Florianites alternecostatus* WELTER*Florianites alternecostatus* WELTER*Florianites floriani* (MOJSISOVICS)*Gymnites* cf. *vasantasena* DIENER*Japonites ugra* DIENER*Japonites meridianus* WELTER*Japonites raphaelis-Zojae* TOMMASI*Monophyllites pradyumna* DIENER*Megaphyllites evolutus* WELTER*Sturia* cf. *mongolica* DIENER*Ussurites pitamaha* (DIENER)indet. (wahrscheinlich *Leiophyllites*)*Acrochordiceras* (*Paracrochordiceras*) sp.*Danubites* aff. *alternecostatus* (WELTER)

(nicht aufgefunden)

Danubites ambika DIENER*Acrochordiceras* (*Paracrochordiceras*) sp.

(nicht aufgefunden)

Gymnites cf. *vasantasena* DIENER*Japonites ugra* DIENER*Japonites ugra* DIENER*Japonites ugra* DIENERindet. (*Ussurites pradyumna* möglich)*Megaphyllites evolutus* WELTER*Procladiscites* n. sp. aff. *yasoda* DIENER

Tab. 1 Revision der unteranisischen Ammonoidea aus der Kollektion H. BENDER (1970) vom Profil CM II, 10,5—11 m, Marathovouno/Chios.

Revision of the Lower Anisian ammonoids of H. BENDER (1967) collected in section CM II, between 10.5—11 m, Marathovouno/Chios.

Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten

V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ & J. BYSTRICKÝ*

2 Tab.

Noch vor 20 Jahren waren die Kenntnisse über die Biostratigraphie der Trias in den Westkarpaten sehr bescheiden, in einigen Fällen waren die paläontologischen Informationen aus der Jahrhundertwende sogar auch unverlässlich. Wenn wir z. B. von der unteren Trias — die derzeit nicht Gegenstand der stratigraphischen Forschung ist — absehen, waren nur zwei Vorkommen von Cephalopoden bekannt, und zwar die Lokalität Bleskový prameň (J. STÜRZENBAUM 1879, E. MOJSISOVICS 1896) und die Lokalität der „Kössener Schichten“ bei Hybe (D. ANDRUSOV 1934). Die Biostratigraphie der Trias und die Altersbestimmung der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten stützten sich hauptsächlich auf einige wenige Vorkommen von Brachiopoden (G. STACHE 1864, D. STUR 1868, V. UHLIG 1897, W. GOETEL 1917), Lamellibranchiaten (V. VOGL 1918) und Dasycladazeen, wobei insbesondere das Vorkommen letzterer zur Klärung des Alterproblems der „Chocs Dolomite“ (J. PIA 1918, D. ANDRUSOV 1935, 1937, 1938) beigetragen hat. Es ist deshalb verständlich, daß G. ARTHABER (1905) in der „Lethea“ dem Problem der Trias der Westkarpaten kaum 3 Seiten gewidmet hat. Der erste Gesamtüberblick über die Stratigraphie der Trias der Westkarpaten (D. ANDRUSOV 1935) hat sich auch nur auf eine schematische Tabelle mit ganz kurzem Kommentar beschränkt.

Von den wichtigsten paläontologischen Daten aus den Jahren unmittelbar vor dem zweiten Weltkrieg und während dieses muß der erste Fund von *Piarorhynchia trinodosi* (BITTN.) im Reiflängerkalk der Choč-Decke (Z. ROTH 1939), der Erstnachweis anisischer Dasycladazeen im „Wettersteinkalk“ des Slowakischen Karstes (J. PIA 1940, K. BALOGH 1940) sowie die erste Feststellung des Vorkommens von Hallstätterkalken mit *Monotis salinaria* BR. (K. BALOGH 1948) erwähnt werden.

Derzeit kennen wir 34 Lokalitäten mit Vorkommen von Cephalopoden, von welchen 15 den Zonen der mittleren Trias, 10 dem Karn entsprechen. Acht Lokalitäten fallen ins Nor und eine in die sogenannten „Kössener Schichten“. Eine Gesamtübersicht über die wesentlichen tektonischen Einheiten (der faziellen Gebiete) zeigt umseitige Tabelle.

Im folgenden werden wir aber nur jene erwähnen, die für die biostratigraphische Gliederung eine entscheidende Bedeutung haben.

Kurze Übersicht der wesentlichsten lithostratigraphischen Einheiten

Gutensteiner Schichten

Reichenhaller Fauna wurde in den letzten Jahren nur im Tatricum der Niederen Tatra festgestellt, und zwar an der Basis der Gutensteinerkalke [*Neritaria stanensis* (PICHL.), *Costatoria* sp. (vgl. A. BUJNOVSKY 1972)]. Im Slowakischen Karst, wo der Gutensteinerkalk typisch entwickelt ist und wir ihn zum „Hydasp“ zählen, ist er sehr fossilarm [winzige *Natica* sp., *Glomospira densa* (PANTIĆ)]. Im Stratená Gebirge, im Muráň Plateau, in der Drienok-Deckenscholle und im unteren Teil des „Havranaskala Kalk“ (dunkle Kalke) der Kleinen Karpaten erscheinen im obersten Teil der Gutensteiner Schichten die ersten Dasycladazeen [*Physoporella pauciforata* (GUEMB.) STEINM. und ihre Varietäten *Ph. dissita*

*) Slovenská Akadémia Vied, Geologický Ústav, Stefanikova 41; 88625 Bratislava, CSSR.

(GUEMB.) PIA, *Diplopora hexaster* PIA, *Oligoporella pilosa* PIA], weshalb wir annehmen, daß dieser Teil der Gutensteiner Schichten als Pelson angesehen werden kann. Andererseits gehören die Gutensteinerkalke der Choč-Decke der Niederen Tatra, ebenfalls mit Dasycladazeen im obersten Teil, wahrscheinlich noch zum „Oberhydasp“. Die Vorkommen von Dasycladazeen sind wesentlich bescheidener, und außerdem befindet sich im Hangenden noch eine mächtige Schichtengruppe von Dolomiten (anisischer Ramsaudolomit), stellenweise mit reichen Vergesellschaftungen pelsonischer Dasycladazeen (J. BYSTRICKÝ 1967). Das pelsonische Alter der Gutensteiner Schichten wurde nur in der Křížna-Decke der Niederen Tatra auf Grund ihrer Fauna mit Sicherheit belegt, da die Lage mit *Physoporella dissita* zusammen mit einer Brachiopoden-Vergesellschaftung *Decurtella decurtata* (GIR.) enthält (D. STUR 1868, J. MICHALÍK — mündliche Mitteilung). In der Choč-Decke der Kleinen Karpaten enthalten dunkle Kalke ebenfalls Dasycladazeen des Pelsons. Auf Grund der Anwesenheit von *Piarorhynchia trinodosi* (BITTN.) in den basalen Schichten der Reiflingerkalke (M. SIBLÍK 1970), die sich im Hangenden der Gutensteiner Schichten befinden, müssen wir annehmen, daß letztere nicht mehr in das Illyr eingreifen.

Problematisch ist derzeit nur das Zusammenvorkommen von *Physoporella praealpina* PIA und *Diplopora annulatissima* PIA in Gutensteiner Schichten der Křížna-Decke der Niederen Tatra, was auf die Möglichkeit eines lokalen Hinaufreichens dieser Fazies auch in das Illyr hindeuten ließe. Die stratigraphische Reichweite der Gutensteiner Schichten [wir haben ihren oberen Teil — vorwiegend in der Fazies massiger oder dickbankiger Kalke — mit dem Annabergkalk der Ostalpen korreliert (J. BYSTRICKÝ 1972)] ist in den verschiedenen faziellen Gebieten unterschiedlich und schwankt sogar im Rahmen derselben tektonischen Einheit.

Steinalmkalk

Dieser beschränkt sich nur auf eine tektonische Einheit (Gemerikum). Zu ihm gehört der untere Teil des früher als „Wetterlingkalk“ bezeichneten Kalkes und der obere Teil des „Havranaskala Kalkes“ (weißer Kalk) der Kleinen Karpaten. Im Slowakischen Karst kommen im Steinalmkalk zwei Horizonte mit Brachiopoden vor. Der untere enthält *Decurtella decurtata* (GIR.) und der obere *Piarorhynchia trinodosi* (BITTN.). Daraus schließen wir, daß seine stratigraphische Reichweite größtenteils dem Pelson entspricht und bis zur unteren Grenze der avisianus-Zone (sensu ASSERETO 1969) reicht. Nur stellenweise, falls die faziellen Bedingungen günstig sind, greift er höher in die Zone der *Diplopora annulatissima* (sensu J. PIA 1930, 1936, vgl. J. BYSTRICKÝ 1964, 1967) ein, welche mit Hinsicht auf das Vorkommen dieser Art auch im roten Schreyeralkalk, ein Äquivalent der avisianus-Zone ist. In den Kleinen Karpaten enthält der „Steinalmkalk“ („heller Havranaskala-Kalk“) im obersten Teil eine reiche Brachiopoden-Vergesellschaftung (hauptsächlich Cruratulen) sowie Lamellibranchiaten und Cephalopoden. Hinsichtlich der letzteren [*Gymnites* sp., *Longobardites* sp., *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Discopychites evolvens* (MOJS.)] läßt sich voraussetzen, daß er bis in die reitzi-Zone reicht. Der Steinalmkalk ist in seinem Verbreitungsgebiet reich an Dasycladazeen und Bryozoen, die ähnlich wie die Foraminiferen keine eingehendere Gliederung ermöglichen.

Schreyeralkalk

Er ist mit einer Mächtigkeit von 40–50 m von entscheidender Bedeutung für die Gliederung der Mitteltrias, da in ihm die Cephalopoden der mittleren Trias am häufigsten vertreten sind. In einigen Profilen des Slowakischen Karstes (wo sie am besten bekannt sind) schließt er zwei Schichtenfolgen ein: unten dunkle, höher rote und rosa Knollen-

kalke. Die dunklen Kalke sind örtlich deutlich knollig und enthalten auch dunkle Hornsteine, so daß sie faziell mit dem Reiflengerkalk (Gombasek) übereinstimmen, oder sie sind dickbankig und organodetrisch, so daß sie faziell eher dem Steinalkalk entsprechen (Berc, Silica). Es gibt jedoch auch solche Profile, in denen nur eine dieser Schichtfolgen vertreten ist, z. B. nur rote Knollenkalke (Koniár-Plateau und Štít) oder nur dunkle Knollenkalke mit Hornsteine (Mokrá lúka). Am Plešivec-Plateau enthalten beide Faziesbereiche Ammoniten. Die dunklen Kalke (Berc) führen *Flexoptychites acutus* (MOJS.), in den roten überwiegt dagegen *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), seltener sind *Discoptychites megalodiscus* (BEYR.), *Flexoptychites acutus* (MOJS.), *Procladiscites* sp., *Orthoceras* cf. *campanile* MOJS. (D. ANDRUSOV & J. KOVÁČIK 1955). In beiden Schichtfolgen sind auch Conodonten vertreten (R. MOCK 1971). Die tiefer liegenden dunklen Kalke (Berc) gehören der Subzone I der excelsa-Zone (sensu H. KOZUR & H. MOSTLER 1972), die roten Knollenkalke (Štít) hingegen dem unteren Teil der Subzone II der excelsa-Zone an, die als Äquivalent der avisianus-Zone angesehen wird. Dieselbe stratigraphische Position der roten Knollenkalke findet man auch am Silicer Plateau, im Profil von Zakázané. Ungefähr 3 m unter ihrer Basis, die vereinzelt Bänke dunkelgrauer Knollenkalke zeigt, steckt im Steinalkalk eine Lage dunkelgrauer Krinoidenkalkes mit *Piarorchynchia trinodosi* (BITTN.), die hier die *Paraceratites trinodosus*-Zone repräsentiert (R. ASSERETO 1971 erachtet diese Art ebenfalls als charakteristisch für diese Zone). Nachdem das Hangende der roten Knollenkalke in den angeführten Profilen zum Unterladin gehört [Hôrka: *Daonella tyrolensis* MOJS., *Daonella indica* BITTN. (J. BYSTRICKÝ 1964, M. KOCHANOVÁ, in Druck); Zakázané: *Teutoporella herculea* (J. BYSTRICKÝ 1964) und Conodonten des oberen Teils der Subzone II der excelsa-Zone (R. MOCK 1971), d. h. Äquivalente der reitzi-Zone], ist es klar, daß die Ammoniten-Fauna der roten Knollenkalke und die Ammoniten-Fauna der Zone mit *Diplopora annulatissima* (von Kečovo, Grúň) gleichaltrig sind (J. BYSTRICKÝ 1964, 1967) und die neudefinierte avisianus-Zone repräsentieren.

Demgegenüber muß man heute die dunklen Hornsteinkalke von Čertova dolina (Čertova-Tal) im Stratená-Gebirge mit der Fauna *Acrochordiceras* sp., *Arthaberites alexandrae* DIENER, *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Beyrichites* sp., *Danubites* sp., *Ceratites* sp. (V. ANDRUSOVÁ 1967), die wir früher als Äquivalent der trinodosus-Zone (sensu E. MOJSISOVICS) angesehen haben, als ältere Fauna betrachten.

Rote Knollenkalke, übereinstimmend mit dem Schreyeralkalk, erscheinen als unregelmäßige Lagen auch im basalen Teil der Reiflenger Kalke der Choč-Decke (Velká Fatra, Sidorovo). Ihre Ammonitenfauna [*Longobardites* (*Longobardites*) cf. *zsigmondyi* (BOECKH), *Paraceratites multinodosus* (HAUER), *Flexoptychites* sp.], ähnlich wie die Ammonitenfauna der umliegenden Reiflengerkalke [*Beyrichites* (*Beyrichites*) cf. *reuttensis* (BEYR.)], deutet eher auf die trinodosus-Zone.

Reiflengerkalk

Die Schichtfolge der Reiflengerkalke, die für die Choč-Decke so charakteristisch ist, beginnt im Hangenden der pelsonischen Dolomite (Ramsaudolomit) und nicht wie früher angenommen wurde, im Hangenden der ladinischen „Choč-Dolomite“. Sie enthält im unteren Teil *Piarorchynchia trinodosi* (BITTN.), welche ähnlich wie die in letzter Zeit ermittelten Ammoniten [Hurtovec in den Kleinen Karpaten: *Judicaries prezzanus* (MOJS.), *Semiornites* sp., *Longobardites* sp.; Markovica im Strážov-Gebirge: *Semiornites* cf. *cordevolicus* (MOJS.), *Norites dieneri* ARTH., *Beyrichites* (*Beyrichites*) cf. *cadoricus* (MOJS.), *Paraceratites* sp.] uns die Möglichkeit gibt, ihren basalen Teil in die trinodosus-Zone einzugliedern.

Die obere Grenze des Reiflengerkalkes reicht nach derzeitigen Angaben höchstens in die aon-Zone (Východná: *Monophyllites aonis* MOJS., M. RAKUS 1960). Sein Hangendes sind meistens „Aon-Schichten“ oder Raminger Kalk.

Im Slowakischen Karst sind ebenfalls dunkle, stellenweise Hornsteinkalke aus dem Ladin bekannt, jedoch sind es nicht Knollenkalke. Aus diesem Grunde bezeichnen wir diese meistens als „Pseudoreiflengerkalk“. In ihrem untersten Teil findet man dünne Lagen mit Tuff- und dunklen Schiefer-Einlagen. Wie wir bereits angeführt haben, beginnt ihr basaler Teil mit der reitzi-Zone, hingegen greift die Obergrenze nur stellenweise in das Langobard ein (J. BYSTRICKÝ 1972).

Wettersteinkalk

Die stratigraphische Gliederung dieses mächtigen Komplexes heller Kalke stützt sich derzeit hauptsächlich auf das Vorkommen von Dasycladazeen, obzwar uns heute bereits auch seine Lamellibranchiaten- und Brachiopodenfauna bekannt ist. Im Slowakischen Karst, wo die stratigraphische Reichweite der Seichtwasserkalke am größten ist und wo sie (bis ins Tuval) als sogenannter Tisoveckalk ohne fazielle Änderung in das Karn eingreifen, lassen sich 3 Dasycladazeen-Horizonte unterscheiden. Der unterste Horizont mit *Diplopora annulata* (im Slowakischen Karst und im Muráň-Plateau in Monokulturen, im Strážov-Gebirge stellenweise zusammen mit *Diplopora annulatissima*), höher mit *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA. Als oberster Horizont läßt sich der Bereich von *Teutloporella herculea* zusammen mit *Poikiloporella duplicata* (PIA) ausscheiden. Dieser höchste Horizont (bisher neben dem Slowakischen Karst auch aus dem Strážov-Gebirge bekannt) wird als Horizont des Cordevols angesehen (J. BYSTRICKÝ 1972).

Ladinischer Ramsaudolomit

So wie der Wettersteinkalk für das Ladin des Gemerikums charakteristisch ist, so sind es für das Ladin der Šturec-Decke und Krížna-Decke die Dolomite. Während vor 10 Jahren die Dasycladazeen nur in einigen wenigen Lokalitäten der Šturec-Decke bekannt waren [der sogenannte „Chocs-Dolomit“ aus dem Inovce-Gebirge (J. PIA 1918) und der Großen Fatra (D. ANDRUSOV 1938)], kennen wir heute ihr Vorkommen in fast allen Gebirgen, und zwar nicht nur in den Dolomiten der Šturec-Decke, Krížna-Decke, sondern auch in den Dolomiten des Veporikums (Hrabkov) und des Tatrikums (Sattel-Smilovské sedlo, Kleine Fatra). Trotz dieser Funde können wir sie nicht detaillierter gliedern. Nur in den Dolomiten der Krížna-Decke der Niederen Tatra konnten zwei Dasycladazeen-Horizonte festgestellt werden. Unten — in der Lage der dunklen Kalke — ist die Monokultur von *Diplopora philosophi* PIA vertreten, höher — in den Dolomiten — tritt nur *Diplopora annulata* auf. Die Beziehung des Horizontes mit *Diplopora annulata* zum Horizont mit massenhaft vorkommenden *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA in den Dolomiten der Šturec-Decke ist derzeit Gegenstand von Untersuchungen. In den Dolomiten des Veporikums ist vorläufig nur *Diplopora annulata*, in den Dolomiten des Tatrikums wieder *Teutloporella herculea* bekannt. Letztgenannte Art tritt im obersten Teil der Dolomite auf und zwar nahe der Grenze zum karpatischen Keuper.

Tisoveckalk

Im Tisoveckalk des Slowakischen Karstes (Silická Brezová) entsprechen alle drei bisher bekannten Ammoniten-Horizonte — begleitet von massenhaften Vorkommen von Brachiopoden [*Laballa suessi* (WINKL.) und andere, vgl. J. BYSTRICKÝ 1964] — der subbullatus-Zone (sensu L. KRYSYŇ 1973), wie dies Neubearbeitungen und Ergänzungen

der Sammlungen erwiesen haben. Sie enthalten: *Discotropites quinquepunctatus* (MOJS.), *Paratropites phoebus* (DITTM.), *Tropites* sp., *Hoplotropites* sp., *Pleuromontia* sp. [in der Literatur bisher häufig angeführte Arten: *Styrites* cf. *tropitiformis* MOJS., *Arcestes* (*Pararcestes*) *sublabiatus* MOJS. (D. ANDRUSOV — J. KOVÁČIK 1955) aus dem unteren Horizont, und *Arcestes* (*Proarcestes*) cf. *rayeri* MOJS. (V. ANDRUSOVÁ 1961) aus dem obersten Horizont, erfordern eine Revision].

Auch die Ammonitenfauna der Tisoveckalke des Muráň-Plateau [Tisovec-Steinbruch: *Anatomites* aff. *fischeri* MOJS., *Megaphyllites jarbas jarbasides* KUEHN, *Placites placodes* MOJS.; Dedov vrch: *Sirenites* (*Sirenites*) cf. *senticosus* (DITTM.), *Megaphyllites jarbas* (MUNST.), *Placites placodes* MOJS. (V. ANDRUSOVÁ 1961, 1967)] entspricht laut neuester Gliederung des Karn der Ostalpen (sensu L. KRÝSTYN 1973) der subbulatus-Zone.

Wie wir bereits erwähnt haben, stellen die Tisoveckalke des Slowakischen Karstes die Fortsetzung der Wettersteinkalkfazies in der karnischen Stufe vor. In ihrem unteren Teil, welchen wir in das Jul einstufen können, kommen sehr interessante Dasycladazeen-Assoziationen vor: *Uragiella supratriasica* BYSTR., *Physoporella heraki* BYSTR., *Macroporella humilis* BYSTR., *Macroporella sturi* BYSTR., *Poikiloporella duplicata* (PIA), *Poikiloporella brezovica* (BYSTR.), die uns bisher aus anderen Gebieten noch nicht bekannt sind. Unter den Dasycladazeen der Tisoveckalke aus dem Plešivec-Plateau (Slowakischer Karst) und aus dem Muráň-Plateau ist vorwiegend *Poikiloporella duplicata* (PIA) vertreten, welche manchmal von vereinzelt Exemplaren einer mit *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA nahe verwandten Art begleitet wird. (J. BYSTRICKÝ 1967). Die Brachiopoden-Lumachellen mit *Halorelloidea rectifrons* (BITTN.) und *Halorelloidea curvifrons* (BITTN.) bilden bloß eine Spaltenfüllung im obersten Teil der Wettersteinkalke (J. BYSTRICKÝ 1972).

„Aon-Schichten“

Die „Aon-Schichten“ enthalten nur in der Lokalität Svarín (Niedere Tatra, Choč-Decke) eine bestimmbare Ammonitenfauna, in welcher *Simonyceras simonyi* (HAUER) (die anoides-Zone dokumentierend) vertreten ist, wobei in ihrem unmittelbaren Hangenden *Carnites floridus* (WULFEN) und im Liegenden *Halobia rugosa* GUEMB. auftreten. In den übrigen Fundorten [Iliavka im Strážov-Gebirge: *Trachyceras* (*Trachyceras*) sp.; Predný Choč im Choč-Gebirge: *Trachyceras* sp.] kann man annehmen, daß hier die aon-Zone (Cordevol), resp. aonoides-Zone (Jul) vorhanden ist.

Lunzer Schichten

Lunzer Schichten, die in der Choč-Decke das Hangende der „Aon-Schichten“ bilden, repräsentieren in der Šturec-Decke und Krížna-Decke Grenzschiefer, die den Ramsaundolomit vom Hauptdolomit trennen. Sie enthalten nur in der Choč-Decke Ammoniten, und zwar *Carnites floridus* (WULFEN) in der Lokalität Svarín und Bláže (V. ANDRUSOVÁ 1961, 1967).

Ramingerkalk

Repräsentanten der Riff-Fazies der Obertrias (Cordevol) der Choč-Decke sind helle Kalke, die wir mit dem Ramingerkalk der Ostalpen (J. BYSTRICKÝ 1972) vergleichen. Über die stratigraphische Reichweite dieser Kalke ist uns nichts näheres bekannt. Wir nehmen an, daß die meisten zum Cordevol gehören, da sie das Hangende der Reiflungerkalke und das Liegende der „Aon-Schichten“ (resp. die kürzlich definierte neue

lithostratigraphische Einheit — „Korytnica-Kalk“) bilden. Es sind dies Kalke mit Cidarid-Fauna, die früher als „Fauna der Chočs-Dolomite“ (B. DORNYAY 1918, D. ANDRUSOV 1964, M. MAHEL 1968) angeführt wurde.

Korytnicakalk

Dieser umfaßt eine Folge dunkler gebankter Kalke (A. BUJNOVSKÝ et al., 1973), die einigen Kalkfazien der „Aon-Schichten“ sehr ähnlich ist. Der Korytnica-Kalk enthält folgende Brachiopodenfauna: *Diplospirella wissmanni* (MUNST.), *Diplospirella indistincta* (BEYRICH), *Amphiclina amoena* BITT. u. a., weiters problematische Kalkalgen (*Tubiphytes obscurus* MASLOV) und im obersten Teil *Halobia* cf. *rugosa* GUEMB. Aus diesen Schichten (sub „Gutensteiner Kalk“) stammen auch die Ostracoden, die H. KOZUR (1971) beschrieben hat.

Furmaneckalk

Dieser enthält an mehreren Stellen im Muráň-Plateau [Javorina, Kereška, Gipfel Kastier vrch, Gipfel Dedov vrch (V. ANDRUSOVÁ 1967)] Ammoniten, von den derzeit jedoch nur die Vergesellschaftung aus der Lokalität Javorina: *Arcestes* cf. *intuslabiatus* MOJS., *Drepanites* cf. *marsyas* MOJS., *Megaphyllites* sp., *Arcestes* (*Stenarcestes*) *diogenis* MOJS. als Repräsentant der bicrenatus-Zone angesprochen werden kann.

Noch bescheidenere Informationen haben wir über die Ammonitenfauna der Furmaneckalke des Stratená-Gebirges. Von dort werden nur *Cladiscites* cf. *tornatus* BRONN. und *Placites* sp. in der Vergesellschaftung von Brachiopoden (M. MAHEL 1957, 1968) angeführt.

Die Rhabdoceras suessi-Zone repräsentiert die Ammoniten-Fauna aus der bekannten Lokalität Bleskový prameň. Als sevatisch kann auch die Ammoniten-Fauna aus den Zlambach-Schichten am Malý Mlynský vrch angesehen werden. In der letztgenannten Lokalität sind *Cycloceltites*-Vertreter zu finden.

Hauptdolomit

Ähnlich wie bei den ladinischen Dolomiten (Ramsaudolomit) gab es bis vor nicht zu langer Zeit auch von den Fossilien des Hauptdolomites nur sehr spärliche Angaben. Bisher war nur ein einziges Vorkommen von *Neomegalodon triqueter pannonicus* (FRECH) bekannt (D. ANDRUSOV 1938). In letzter Zeit fand man Megalodonten im unteren Teil des Hauptdolomits, hauptsächlich in der Umgebung von Liptovská Osada (Siedlung im Revúca-Tal, südlich von Ružomberok), und zwar: *Neomegalodon triqueter pannonicus* (FRECH), *Neomegalodon laczkoi* (HOERNES), *Neomegalodon carpaticus* KOCHAN., zusammen mit den Gastropoden *Ampulospira* cf. *sanctaeacruis* (WISSM.), *Neoschizodus* sp., *Trigonodus* sp. und weitere (A. BUJNOVSKÝ — M. KOCHANOVÁ 1973). Bei den Dasycladazeen handelt es sich in allen bisher bekannten Vorkommen (Zámotie, Svit, Lipt. Osada) um die Art *Poikiloporella duplicata* (PIA). Nach dem derzeitigen Kenntnisstand glauben wir annehmen zu dürfen, daß der untere Teil des Hauptdolomites zum Tuval gehört (A. BUJNOVSKÝ 1972, J. BYSTRICKÝ 1972).

„Kössener Schichten“

Das oberste Glied der Trias-Schichtfolge der Choč-Decke bilden die sogenannten „Kössener Schichten“, aufgeschlossen am rechten Ufer des Biely Váh südlich der Gemeinde Hybe. Ihre Fauna wurde zuletzt von W. GOETTEL (1917) eingehend studiert. Das von ihm zusammengestellte sehr reichhaltige Verzeichnis der Brachiopoden- und Lamellibranchiatenarten wurde mit den Angaben über das Vorkommen des Ammoniten

Arcestes (Arcestes) rhaeticus (CLARK) von D. ANDRUSOV (1934) ergänzt. Über das Vorkommen von Foraminiferen berichteten O. JENDREJÁKOVÁ und J. SALAJ (1967), und über die Conodonten K. BUDUROV und J. PEVNÝ (1970). Bisher wurde allgemein angenommen, daß es sich um das einzige derzeit bekannte Vorkommen Kössener Schichten rhätischen Alters der Westkarpaten handelt. In den letzten Jahren befaßte sich mit der Problematik dieser Schichtfolge J. MICHALÍK (1973). Die neueren Untersuchungen haben die Anwesenheit von Conodonten bestätigt (D. MAJERSKÁ 1973). Daraus könnte man schließen, daß die Fauna der „Kössener Schichten“ von Hybe älter ist, als die Fauna von Bleskový prameň im Slowakischen Karst, „wo – laut H. KOZUR (1972, p. 19) – es keine Conodonten mehr gibt“.

Hallstätterkalk

Der Hallstätter Kalk ist nur im Slowakischen Karst vertreten. Das Vorkommen von Ammoniten bot einstweilen noch nicht die Möglichkeit, diese eingehender zu gliedern. Hingegen deutet das Studium der Conodonten im Profil Silická Brezová, ähnlich wie im Profil Bohúňovo darauf hin, daß es sich in beiden Fällen um eine zusammenhängende Folge handelt, die das ganze Nor einschließt (R. MOCK 1971, H. KOZUR 1972). In ihrem Hangenden befinden sich Zlambach-Schichten, in welchen Conodonten nur am Malý Mlynský vrch („post hernsteini Fauna“) festgestellt wurden (H. KOZUR 1972).

Ammoniten-Zonen in der Trias der Westkarpaten

Die Cephalopoden-Vergesellschaftungen, die wir im vorangehenden Kapitel angeführt haben, repräsentieren in den Westkarpaten folgende Zonen:

1. „binodosus“-Zone (E. MOJSISOVIC; Horizont 1 bis 3a sensu R. ASSERETO 1971):
 - a) Fauna von der Čertova dolina (Stratená-Gebirge): *Acrochordiceras* sp., *Arthaberites alexandrae* DIENER, *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Beyrichites* sp., *Danubites* sp., *Ceratites* sp.
2. trinodosus-Zone (Horizont 3b und 4 sensu R. ASSERETO 1971):
 - a) Fauna von Berc (Slowakischer Karst): *Flexoptychites acutus* (MOJS.).
 - b) Fauna von Hurtovec (Kleine Karpaten): *Judicrites prezzanus* (MOJS.), *Semiornites* sp., *Longobardites* sp.
 - c) Fauna von Markovica (Strážov-Gebirge): *Semiornites* cf. *cordevolicus* (MOJS.), *Norites dieneri* ARTH., *Beyrichites (Beyrichites)* cf. *cadoricus* (MOJS.), *Paraceratites* sp.
 - d) Fauna von Sidorovo 1 (Reiflingerkalk, Große Fatra): *Beyrichites (Beyrichites)* cf. *reuttensis* (BEYRICH).
 - e) Fauna von Sidorovo 2 („Schreyeralmkalk“): *Longobardites (Longobardites)* cf. *zsigmondyi* (BOECKH), *Paraceratites multinodosus* (HAUER), *Flexoptychites* sp.
3. avisianus-Zone (R. ASSERETO 1969):
 - a) Fauna von Štit (Slowakischer Karst): *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Discoptychites megalodiscus* (BEYR.), *Flexoptychites acutus* (MOJS.), *Procladiscites* sp., *Orthoceras* cf. *campanile* MOJS.

- b) Fauna von Zakázané (Slowakischer Karst): *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Orthoceras* cf. *campanile* MOJS.
- c) Fauna von Grúň (Muráň-Plateau): *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Discoptychites megalodiscus* (BEYRICH), *Orthoceras* sp. (zusammen mit *Diplopora annulatissima* PIA).

4. freitzi-Zone:

- a) Fauna vom Ostrý vrch (Kleine Karpaten): *Gymnites* sp., *Longobardites* sp., *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.), *Discoptychites evolvens* (MOJS.) [zusammen mit *Cruracula faucensis* (ROTHPL.), *Spiriferina* aff. *pectinata* BITTN., *Cardium victoriae* (DE LORENZO), *Pteria caudata* (STOPP.) u. a.].

5. aon-Zone:

- a) Fauna von Východná (Niedere Tatra): *Monophyllites aonis* MOJS.

6. aonoides-Zone:

- a) Fauna der „Aon-Schichten“ von Svarín (Niedere Tatra): *Monophyllites simonyi* (HAUER) = *Simonyceras simonyi* (HAUER).
- b) Fauna der Lunzer Schichten von Svarín (Niedere Tatra): *Carnites floridus* (WULFEN).
- c) Fauna der Lunzer Schichten von Bláže (Niedere Tatra): *Carnites floridus* (WULFEN).

7. subbullatus-Zone:

- a) Fauna von Silická Brezová (Slowakischer Karst): *Discotropites quinquepunctatus* (MOJS.), *Paratropites phoebus* (DITTMAR), *Tropites* sp., *Hoplotropites* sp., *Pleuro-nautilus* sp.
- b) Fauna vom Tisovec-Steinbruch (Muráň-Plateau): *Anatomites* aff. *fischeri* MOJS., *Megaphyllites jarbas jarbasides* KUEHN, *Placites placodes* MOJS.
- c) Fauna vom Dedov vrch (Muráň-Plateau): *Sirenites* (*Sirenites*) cf. *senticosus* (DITTM.), *Megaphyllites jarbas* (MUENST.), *Placites placodes* MOJS.

8. bicrenatus-Zone:

- a) Fauna von Javorina (Muráň-Plateau): *Arcestes* cf. *intuslabiatus* MOJS., *Drepanites* cf. *marsyas* MOJS., *Megaphyllites* sp., *Arcestes* (*Stenarcestes*) *diogenis* MOJS. [zusammen mit *Rhaetina piriformis* (SUESS), *Oxycolpella* cf. *oxycolpos* (EMMR.), „*Rhynchonella*“ cf. *fissicostata* SUESS].
- b) Fauna vom Dolka-Steinbruch (Stratená-Gebirge): *Cladiscites* cf. *tornatus* (BRONN), *Placites* sp. (zusammen mit *Heteroporella carpatica* BYSTR., *Gyroporella vesiculifera* GUEMB.).

9. Rhabdoceras suessi-Zone:

- a) Fauna von Bleskový prameň (Drnava, Slowakischer Karst): *Peripleurites boeckhi* MOJS., *Peripleurites stuerzenbaumi* MOJS., *Cycloclitites annulatus* (MOJS.), *Cycloclitites arduini* (MOJS.), *Arcestes* (*Stenarcestes*) *subumbilicatus* (HAUER), *Cladiscites tornatus* (BRONN), *Megaphyllites insectus* MOJS., *Placites oxyphyllus* MOJS., *Eopsiloceras clio* (MOJS.), *Tragorhacoceras occultum* (MOJS.) [zusammen mit

Triadithyris gregariaeformis (ZUGM.), *Zeilleria austriaca* (ZUGM.), *Sinuocosta emmrichi* (SUESS) u. a.].

- b) Fauna von Malý Mlynský vrch (Zlambachschichten, Slowakischer Karst): *Cyclocelestites* sp. (Conodonten: „posthernsteini-Fauna“).
- c) Fauna vom Hybe („Kössener Schichten“ — Niedere Tatra): „*Rhaetites*“ cf. *rhaeticus* (CLARK) [zusammen mit *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Lopha haidingeriana* (EMMR.), *Variamussium schafhäutli* (WINKL.) u. a.].

Die übrigen in der Literatur angeführten Ammoniten-Zonen (z. B. dilleri-, welleri-, macrolobatus-, kerri-, dawsoni-Zone) wurden von H. KOZUR (1972) nur auf Grund von Conodonten in den Tisovec- und Hallstätterkalken des Slowakischen Karstes angegeben.

Korrelation der Ammoniten-Zonen mit anderen Fossilengruppen. Parachronologie (Schindewolf, 1944)

Kalkalgen-Assoziationen

In Korrelation mit den Ammoniten-Zonen ist die stratigraphische Reichweite der Arten folgende: Den untersten Horizont bildet das Vorkommen von *Physoporellen* (*Ph. pauciforata*, *Ph.* cf. *praealpina*) im obersten Teil der Gutensteiner Kalke der Choč-Decke der Niederen Tatra, welcher nach der Position in der Schichtfolge mit großer Wahrscheinlichkeit als „Oberhydasp“ angesprochen werden kann. Die Vergesellschaftung von *Physoporella pauciforata* und ihrer Varietäten, *Physoporella dissita*, *Oligoporella pilosa* und ihrer Varietäten sowie *Diploporella hexaster*, *Macroporella alpina* und *Diploporella subtilis* kommt unter und über dem Horizont mit *Decurtella decurtata* vor, und reicht bis zur unteren Grenze der avisianus-Zone. Die avisianus-Zone ist durch eine Monokultur von *Diploporella annulatissima* PIA gekennzeichnet. Daß die angeführte Art wahrscheinlich schon in der trinodosus-Zone beginnt, können wir nur auf Grund einiger deutlich metaspondiler und flachgliedriger Fragmente (J. BYSTRICKÝ 1957, Tab. VII, Fig. 4) feststellen. Bisher ist es nicht erwiesen, daß ihr Einsetzen schon ins Pelson fällt. Die Exemplare, die in der Vergesellschaftung der Physoporellen und Oligoporellen vorkommen und mit ihren flachgliedrigen Gehäusen an die Art *D. annulatissima* erinnern, sind vorwiegend nur als Fragmente vertreten. Laut der Gruppierung der Ästchen entsprechen sie eher der Gattung *Favoporella* SOKAČ (E. OTT 1972a, 1972b, hält die einzige bisher beschriebene Art dieser Gattung *Favoporella annulata* SOKAČ, mit der Art *D. annulatissima* PIA für identisch). Vorläufig fehlt uns die Möglichkeit einer unmittelbaren Korrelation der ladinischen Dasycladazeen-Floren mit den Ammoniten-Zonen. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß *Diploporella annulata* in der reitzi-Zone (unmittelbar über der Zone mit *Diploporella annulatissima*) einsetzt. *Diploporella philosophi* PIA bildet eine Monokultur im Liegenden des Horizontes mit *Diploporella annulata*. *Poikiloporella duplicata* (PIA) in der Vergesellschaftung mit *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA repräsentiert wahrscheinlich das Cordevol und reicht über das Jul (im Jul zusammen mit *Uragiella supratriasica* BYSTR., *Physoporella heraki* BYSTR., *Macroporella humilis* BYSTR., *M. sturi* BYSTR.) in das Tuval (Tisovec-Kalk des Muráň-Plateau, Hauptdolomit im Hangenden der Lunzer Schichten mit *Carnites floridus*). Es ist nicht ausgeschlossen, daß sie auch ins Nor reicht (Kastier vrch). Das Nor wird durch das Einsetzen der Gattung *Heteroporella* und von *Diploporen* mit Gametangien im Thallus (*D. muranica*) gekennzeichnet. In der *Rhabdoceras suessi*-Zone ist *Diploporella* aff. *phanerospora* PIA (Bleskový prameň) anwesend.

Die vertikale Ausbreitung der Dasycladazeen-Vergesellschaftungen in den Westkarpaten stimmt im allgemeinen mit den Verhältnissen in den Ostalpen (E. OTT 1972) überein. Unterschiede — insofern welche auftreten — sind darauf zurückzuführen, daß E. OTT (lit. cit.) einige Arten (*D. annulatissima*, *D. annulata*) im viel weiteren Sinne auffaßt. Ein offenes Problem bleibt jetzt nur das gemeinsame Vorkommen von *Physoporella praealpina* PIA und *Diplopora annulatissima* PIA in den Gutensteiner Schichten der Křižna-Decke.

Foraminiferen-Assoziationen

Die die Dasycladazeen begleitenden Foraminiferen-Assoziationen erlaubten vorläufig nur eine ganz allgemeine, jedoch nicht unwichtige Gliederung (O. JENDREJÁKOVÁ 1973). Die Arten *Citaella* aff. *insolita* (HO), *Citaella dinarica* (KOCH.—DEV. & PANTIĆ) und *Glomospira densa* (PANTIĆ) beginnen im „Hydasp“ und reichen bis in die trinodosus-Zone. Nur *Citaella* aff. *dinarica* wurde auch in der avisianus-Zone (rote Knollenkalke) gefunden. Eine bemerkenswerte Änderung der Assoziation findet im oberen Teil der Wettersteinkalke statt. Das Einsetzen der Gattung *Involutina* mit *Involutina sinuosa pragoides* (OBERH.) stimmt annähernd mit dem Einsetzen von *Poikiloporella duplicata* (PIA) überein, und so hat auch die Foraminiferen-Assoziation des Cordevols engere Beziehungen zu den Assoziationen der oberen Trias.

Conodonten-Assoziationen

Auf Grund des Vorkommens von Conodonten wurde die Subzone I der excelsa-Zone (Äquivalent der trinodosus-Zone) und die Subzone II der excelsa-Zone (sensu H. KOZUR & H. MOSTLER 1972) festgestellt. Die letztere umfaßt rote Schreyeralmkalke (avisianus-Zone) sowie den unteren Teil der dunklen Hornsteinkalke in ihrem Hangenden (reitzi-Zone) des Slowakischen Karstes. Detaillierter wurde die Gliederung des Profils der oberen Trias bei Silická Brezová (Tuval und Nor) durchgeführt. Auf Grund der Anwesenheit von Conodonten wurde bestätigt, daß die Lage mit *Halobia styriaca* J. BYSTRICKÝ 1964 tatsächlich in den obersten Teil des Tuval gehört („kerri-Zone“: nach H. KOZUR 1972*), daß der Hallstätter Kalk (ca. 70 m mächtige Schichtfolge) das ganze Nor einnimmt, und daß weiters die Spaltenfüllungen (graue Kalke) in den Hallstätter Kalken der andrusovi-Zone (=unteres Obersevat) angehören. Auf Grund dieser Tatsache wird angenommen, daß auch die Spaltenfüllungen im Wettersteinkalk (mit *Halorelloidea curvifrons* und mit *Halorelloidea rectifrons*) gleichaltrig sind mit den Spaltenfüllungen im Hallstätterkalk (H. KOZUR & R. MOCK, in Druck).

Die Zlambach-Schichten enthalten Conodonten nur am Malý Mlynský vrch („posthörnsteini-Fauna“). Im Profil bei Bohúňovo sowie in den Kalken von Bleskový prameň „gibt es (laut H. KOZUR, 1972, H. KOZUR & R. MOCK, in Druck) keine Conodonten mehr“. Hingegen bestätigte sich die Angabe von K. BUDUROV & J. PEVNÝ (1970) über das Vorkommen von Conodonten in den „Kössener Schichten“ bei Hybe (D. MAJERSKÁ 1973). Laut den Kriterien von H. KOZUR (1971, p. 5) deutet das Fehlen von Conodonten in der Fauna von Bleskový prameň, welche wir auf Grund der Vorkommen von Ammoniten als Repräsentanten der *Rhabdoceras suessi*-Zone betrachten, darauf, daß es sich um eine jüngere Fauna handelt, als es die Fauna der „Kössener Schichten“ von Hybe ist.

*) Nunmehr Unternor.

Literatur

- ANDRUSOV, D. (1934): Sur la trouvaille d'un ammonéen dans le Rhétien carpatique. — Věst. S. G. Ů., 10, pp. 9—13, Praha.
- (1935): Stratigraphie du Trias des Carpathes slovaques. — Věst. S. G. Ů., 11, pp. 54—55, Praha.
- (1938): Sur quelques fossiles triassique des Carpathes occidentales. — Mém. Soc. roy. Let. et Sc. de Bohême (1937), 10, pp. 1—10, Praha.
- (1965): Geologie der Tschechoslovakischen Karpaten II. — Akad. Verl., Berlin.
- ANDRUSOV, D. & KOVÁČIK, J. (1955): The Carpathian mesozoic Fossils. Part II. Triassic Cephalopods of Slovakia and the stratigraphic sequence of the Triassic. — Geol. sb. 6, 3—4, pp. 258—301, Bratislava.
- ASSERETO, R. (1969): Sul significato stratigrafico della „Zona ad Avisianus“ delle Alpi. — Boll. Soc. Geol. Ital., 88 (1969), pp. 123—145, Roma.
- (1971): Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. — Springer-Verl., Wien-New York.
- ARTHABER, G. (1905): Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — *Lethea geognostica*, Th. II., Bd. 1, Stuttgart.
- BALOGH, K. (1940): Daten zur geologischen Kenntnis der Umgebung von Pelsöcardó. — „Tiszta“, 4, pp. 1—34, Debrecén.
- (1948): Beiträge zur Geologie des südwestlichen Teiles des in weiteren Sinne genommenen Sziliczeer Plateaus. — Rel. Ann. Inst. geol. publ. Hung. Notitia act., 1939 bis 1940, II, pp. 927—938, Budapest.
- BIELY, A. & BYSTRICKÝ, J. (1964): Die Dasycladazeen in der Trias der Westkarpaten. — Geol. sb., 15, 2, pp. 173—188, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A. & KOCHANOVÁ, M. (1973): Organogene Riffe des Hauptdolomits im Revúca-Tal. Die Bivalvien und Gastropoden von Liptovská Osada. — Geol. práce, Správy, 60, pp. 1—27, Textfig. 1, 1a—3, Taf. XXVII—XXXIX, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A., KOCHANOVÁ, M. & PEVNÝ, J. (1974): Korytnica limestone—a new lithostratigraphic unit and its Fauna. — Geol. práce, Správy (im Druck).
- BYSTRICKÝ, J. (1957): Beitrag zur Kenntnis der Diploporen der Gemeriden-Trias. — Geol. sb., 8, 2, pp. 226—241, Bratislava.
- (1964): Slovenský kras. Stratigraphie und Dasycladazeen des Gebirges Slovenský kras. Geofond, Bratislava.
- (1967): De l'âge des „Dolomies de Choč“. — Časop. Čsl. spol. Min.-geol., 12, 3, pp. 247—252, Praha.
- 1967: Die obertriadischen Dasycladazeen der Westkarpaten. — Geol. sb., 18, 2, pp. 285—309, Bratislava.
- (1967): Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. — Geol. sb., 18, 2, pp. 257—266, Bratislava.
- (1972): Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, pp. 289—310, Innsbruck.
- DORNYAY, B. (1917): Zur Altersfrage des „Chocsdolomites“. — Centralbl. Min. Geol. Pal. 1917, pp. 179—183, Stuttgart.
- GOETEL, W. (1917): Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subalpinen Zone in der Tatra. Bull. int. de l'Ac. Sc. de Cracovie.
- JENDREJÁKOVÁ, O. (1973): Foraminiferen aus Dasycladazeen-Fazies der Trias der Westkarpaten. — Geol. sb., 24, 1, pp. 113—122, Bratislava.

- JABLONSKÝ, E. (1973): Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. — Geol. sb., 24, 1, pp. 107—111, Bratislava.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. (1961): Die ammonoiden Cephalopoden aus der Trias der Slowakei. — Geol. sb., 12, 2, pp. 203—260, Bratislava.
- (1967): Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. — Geol. sb., 18, 2, pp. 267—275, Bratislava.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI, 1968 und ihr stratigraphischer Wert. — Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, 2, 11, pp. 1—37, Innsbruck.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. Symposium-Innsbruck, Kurzfassung, pp. 32—35, Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. B. A., 1973/1, pp. 113—153, Wien.
- MAHEL, M. (1957): Geológia Stratenskej hornatiny. — Geol. práce, 48a, Bratislava.
- MAHEL, M. & BUDAY, T. (1968): Regional geology of Czechoslovakia. II. The West Carpathians. — Geol. Surv. of Czechoslovakia, Praha.
- MICHALÍK, J. (1973): 10 Hybe—The Kössen Beds. (In J. BYSTRICKÝ: Triassic of the West Carpathians Mts., Guide to Excursion D, X Congress KBGA, Bratislava.) pp. 89—92 (Nachtrag: pp. 18—19), Bratislava.
- MOCK, R. (1971): Conodonten aus der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. — Geol. sb., 22, 2, pp. 241—260, Bratislava.
- OTT, E. (1972): Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, pp. 455—464, Innsbruck.
- (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. — N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 141, 1, pp. 81—115, Stuttgart.
- PIA, J. (1918): Zur Altersbestimmung des Chocsdolomites. — Jahresber. ung. geol. Reichsanst. (1916), I., pp. 256—258, Budapest.
- (1940): Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisischen Kalken des Szilicei fennsík in Nordungarn. — „Tiszia“, 4, Debrecén.
- RAKÚS, M. (1960): *Monophyllites aonis* MOJSISOVICS 1879 aus der Lokalität Východná. — Geol. práce, Zprávy, 20, pp. 135—138, Bratislava.
- SALAJ, J.-JENDREJÁKOVÁ, O. (1967): Die Foraminiferen aus der oberen Trias der Westkarpaten. — Geol. sb., 18, 2, pp. 311—313, Bratislava.
- SIBLÍK, M. (1971): Anisian Rhynchonellides from the Slovak Karst Region. — Geol. práce, Správy, 56, p. 163—184, Bratislava.
- SOKAČ, B. (1968): A new Genus of Calcareous Algae from the Middle Triassic of Velebit. — Geol. vjes., 21 (1967), pp. 207—212, Zagreb.
- UHLIG, V. (1897): Die Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 64, Wien.
- VOGL, V. (1918): Bericht über die im Jahre 1916 in den eozänen Becken von Liptó, Arva und Turóc ausgeführten Untersuchungen. — Jahresber. ung. geol. Reichsanst. (1916), I, pp. 227—236, Budapest.

Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias

Von L. KRZYSTYN*)

Mit 1 Abb. und 1 Tab.

Zusammenfassung

In der gegenwärtigen Diskussion über stratigraphische Grenzfragen der Trias werden für die Obertrias, neben einer Redefinierung des Lac und Sevat, die Eliminierung des Cordevol und der Rhätischen Stufe vorgeschlagen. Die verbleibenden Karnischen — Jul, Tuval — und Norischen Unterstufen — Lac, Alaun, Sevat — umfassen nach diesem Entwurf folgende Ammoniten-Zonen:

Jul: Aon-, Aonoides- und Nanseni-Zone

Tuval: Dilleri-, Subbullatus- und Macrolobatus-Zone

Lac: Kerri-, Paulcke- und Magnus-Zone

Alaun: Birenatus- und Columbianus-Zone

Sevat: Suessi- und Marshi-Zone.

Einleitung

Während die Ammoniten-Zonierung des jüngeren Mesozoikums schon seit längerem einen international gültigen Standard erreicht hat, wurde jene der Trias erst in den letzten Jahren in Angriff genommen und bisher nur im Grundgerüst verwirklicht. Dabei haben weniger die klassischen alpinen Profile als vollkommen neue Untersuchungen in Nordamerika (TOZER 1965; 1967; 1971, SILBERLING & TOZER 1968) eine entscheidende Rolle gespielt. Diese amerikanische Gliederung konnte gewissermaßen im Nachziehen durch eine Wiederaufnahme der alpinen Typlokalitäten (KRZYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971b; KRZYSTYN & SCHLAGER 1971; KRZYSTYN 1973) bestätigt werden, wobei die Synthese zwischen klassischem Schema (MOJSISOVIC, WAAGEN & DIENER 1895; MOJSISOVIC 1873—1902; ROSENBERG 1959) und neuen Ergebnissen eine Reihe von Problemen aufwirft.

Für die Obertrias-Stratigraphie Europas besitzen die altbekannten karnischen und norischen Ammonitenlager des Salzkammergutes (Österreich) entscheidende Bedeutung. Sie sind hier in einem lithologischen Normalprofil der Hallstätter Kalke dargestellt (Abb. 1). Aus der Säule läßt sich die Position der schichtigen Fossilager zueinander ablesen, welche mit Ausnahme der isolierten Aon-Fauna des Sommeraukogels (bei Hallstatt) jeweils zumindest in eine Richtung — entweder gegen das Liegende oder Hangende — miteinander im profilmäßigen Verband stehen. Jedes dieser Lager schließt in einer Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern und einigen Metern eine bis vier Ammonitenzonen auf. Von den derzeitigen 13 Obertrias-Zonen (Tab. 1) fehlen in der Hallstätter Serie nur für zwei — die „*Sirenites*-Zone“ des oberen Jul und die Dilleri-Zone** des tiefen Tuval — ausreichende Belege.

*) Dr. LEOPOLD KRZYSTYN, Paläontologisches Institut der Universität Wien, 1010 Wien, Universitätsstraße 7/II.

***) Die Zone deutet sich nur durch *Spirogmoceras oedipus* (MOJS.) im Austriacum-Lager sowie durch *Gymnotropites trinkeri* (MOJS.), *Spirogmoceras cassiopeia* (MOJS.), und *Traskites pollux* (MOJS.) im Ellipticus-Lager des Feuerkogels an.

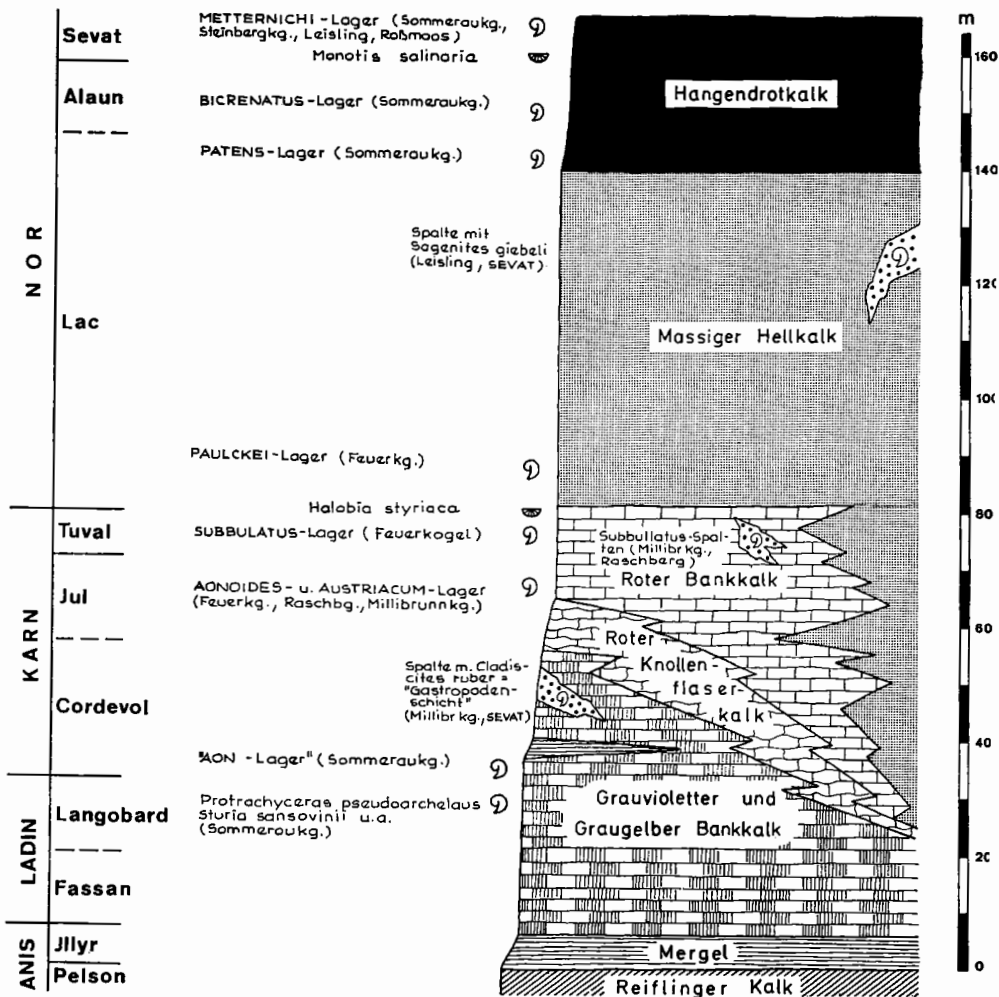


Abb. 1. Faziesverteilung in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Schreyeralmkalk nicht berücksichtigt) mit stratigraphischer Position der klassischen Obertrias-Fossilager (punktiert: Spaltenfaunen) von Mojsisovics 1873—1902. Lithologie nach SCHLAGER 1969 bzw. KRÝSTYN & SCHÖLLNBERGER 1972. „Cordevol“, in der Abbildung zur Dokumentation des ungefähren Umfangs der Aon-Zone noch enthalten, wäre im hier vorgeschlagenen Sinne durch Jul zu ersetzen.

Für anregende Diskussion gilt mein Dank den Herren Prof. Dr. F. FABRICIUS (München), Prof. Dr. N. SILBERLING (Stanford), Dr. E. T. TOZER (Ottawa), Dr. M. UR-
LICHS (Stuttgart), Prof. Dr. J. WIEDMANN (Tübingen) und Prof. Dr. H. ZAPFE (Wien).
Finanzielle Unterstützung gewährte der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen
Forschung.

Karn

MOJSISOVICS unterschied 1893, 810 ein Unter-, Mittel- und Oberkarn, welchen
später die Bezeichnungen Cordevol, Jul und Tuval folgten (MOJSISOVICS, WAAGEN
& DIENER 1895, 1298). Diese Dreigliederung wich bald einer scheinbaren Zweiteilung
der Stufe, da fast alle deutschsprachigen Autoren im Sinne von BITTNER 1892 das Cor-
devol zum Ladin zählten (u. a. ARTHABER 1906; PIA 1930; ROSENBERG 1959). Heute
hat sich jedoch MOJSISOVICS' ursprüngliche Ansicht durchgesetzt, die Karn-Basis durch
die Aon-Zone und so durch das Einsetzen der Gattung *Trachyceras* zu definieren, womit
man wieder zur primären Dreiteilung der Karnischen Stufe zurückkehren müßte. Da-
gegen sprechen verschiedene Argumente, auf die insbesondere TOZER seit 1967 mehrfach
hingewiesen hat. Die Meinung des Autors (1967, 32), Aon- und Aonoides-Zone seien
möglicherweise zeitgleiche Äquivalente, kann zwar durch die laufenden Untersuchungen
in Europa (KOZUR 1972, 385; KRYSZYN 1973, 125) nicht bestätigt werden. Als Tatsache
bleibt aber bestehen, daß sich die Ammonitenfaunen der beiden Zeitabschnitte auf-
fallend gleichen, was allzu große Altersunterschiede ausschließt. Wie schwer es ist,
unterkarnische Ammoniten exakt einzustufen, zeigt die von KRYSZYN & al. 1971b
ursprünglich ins Jul gestellte Cordevolfauna (KRYSZYN 1973, 124) des Sommeraukogels.
Davon abgesehen verdient der Vorschlag TOZERS (ds. Bd., S. 217), Aon- und Aonoides-
Zone in einer Unterstufe zu vereinen, schon deshalb Unterstützung, weil nächsthöhere
stratigraphische Kategorien (Stufe, Unterstufe) mit nur einer Ammonitenzone in einem
auf abgestufter Wertigkeit basierenden System wenig sinnvoll sind.

Cordevol und Jul wurden 1895 gleichzeitig aufgestellt, die Beibehaltung bzw.
Eliminierung einer der beiden Begriffe kann nur durch allgemeine Übereinkunft erfolgen.
Als Namen der weiterbestehenden Stufe schlage ich Jul aus folgenden Gründen vor:

a) die historische Karn-Definition (MOJSISOVICS 1869, 127) stützt sich auf die „Schicht-
gruppe (= Zone) des *Trachyceras aonoides*“ der Hallstätter Kalke, also auf das jetzige Jul.

b) im Gegensatz zum immer als karnisch betrachteten Jul war und ist die Zurechnung des
Cordevol zum Ladin oder Karn lange umstritten. Die damit in die Literatur getragene Ver-
wirrung wäre durch eine Eliminierung der cordevolischen Unterstufe ebenfalls beseitigt.

c) das Jul ist nicht nur in der Hallstätter Fazies, sondern auch in den Raibler Schichten in
weiten Teilen der Alpen paläontologisch gut belegt- und parallelisierbar. Dagegen läßt sich das
Cordevol — großteils in flachneritischer Lagunenfazies (Wetterstein-, Schlerndolomit) ent-
wickelt — nur schwer und an ganz wenigen Stellen sicher abtrennen.

Über den beiden klassischen Zonen wurde von TOZER 1967 im höchsten Unterkarn
eine weitere Zone eingeführt, deren Indexart *Sirenites nanseni* bisher nur aus dem Boreal-
bereich Nordamerikas und ?Sibiriens bekannt ist. Der durch das Vorherrschen der
Gattung *Sirenites* gekennzeichnete Zeitraum hat sich vor kurzem auch in Europa nach-
weisen lassen (KRYSZYN 1973, 127), wobei damals eine direkte Zuordnung unterblieb.
Definiert man die Untergrenze des Tuval mit dem Einsetzen der Tropitiden, so bleibt —
ganz im Sinne von TOZER 1967; 1971 — für die Nanseni-Zone nur die Möglichkeit einer
Einbeziehung ins Unterkarn und damit ins Jul.

Keine Schwierigkeiten bereitet heute die Abgrenzung und weltweite Parallelisierung der oberkarnischen Ammonitenzonen, wenn man davon absieht, daß der *Anatropites*-Bereich Europas (KRYSTYN 1973) möglicherweise nicht nur der *Macrolobatus*-Zone, sondern auch der höheren Welleri-Zone Nordamerikas entspricht (KOZUR 1973, 11; TOZER, mündl. Mittlg.).*)

		Europa	N-Amerika n. TOZER 1971
α O Z	Sevat	"RHÄT" Choristoceras marshi	Choristoceras marshi
		Rhabdoceras suessi	Rhabdoceras suessi
	Alaun	2 "Haloriten - Horizont"	Himavatites columbianus
		1 Cyrtopleurites bicrenatus	Drepanites rutherfordi
	Lac	3 Juvavites magnus	Juvavites magnus
		2 Malayites paulckzi	Malayites dawsoni
		1 Mojsisovicsites kerri	Mojsisovicsites kerri
Z α K X	Tuval	3 Anatropites-Bereich	Klamathites macrolobatus
		2 Tropites subbullatus	Tropites welleri
		1 Tropites dilleri	Tropites dilleri
	Jul	----- "Sirenites-Horizont" -----	Sirenites nanseni
		Trachyceras aonoides	Trachyceras aon
		Trachyceras obesum	

Tab. 1. Vergleichende Ammonitenzonierung der europäischen und nordamerikanischen Obertrias (modifiziert nach KRYSTYN 1973).

Nor

Die Karn-Nor-Grenze wird nunmehr einhellig — mit Ausnahme einiger russischer Autoren (ARCHIPOL & al., 1971; SAKS & al, 1972) — an die Basis der Kerri-Zone (TOZER, SILBERLING & TOZER, KRYSTYN, zuletzt KOZUR 1973) gelegt. Keineswegs Übereinstimmung herrscht dagegen bei der Abgrenzung des Nor gegen das „Rhät“, was eine ausführliche Erörterung dieser Frage nötig macht.

Von den klassischen norischen Unterstufen Lac, Alaun und Sevat bedarf vor allem die erstgenannte einer zusätzlichen Begründung. In ihrer primären Fassung (MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER 1895) umfaßte sie nur die Zonen des *Cladiscites ruber* und des *Sagenites giebeli*, welche sich beide in den letzten Jahren als obernorisch (TOZER 1965; KRYSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971a, 287) erwiesen haben. Erst 1902 wurde

*) Letzte Untersuchungen lassen eine Vierteilung des alpinen Tuval erkennen, wobei die neue Zone zwischen *Anatropites*-Bereich s. str. und *Subbullatus*-Zone einzuschieben ist. Vergleiche mit Nordamerika fallen augenblicklich schwer, doch dürften Äquivalente sowohl in der oberen Welleri-Zone als auch in der tiefen *Macrolobatus*-Zone vorliegen.

das Lac von MOJSISOVICS durch die *Discophyllites patens*-Zone bereichert, zwanzig Jahre später fügte dann DIENER 1921 die Zone des *Heinrichites paulckeii* hinzu. Der Vorschlag KOZURS 1972, 386 und TOZERS (ds. Bd., S. 203), die in ihrer ursprünglichen Fassung eindeutig mit dem Obernor (=Sevat) synonyme lacische Unterstufe zu eliminieren, deckt sich daher voll mit den historischen Fakten. Zu bedenken ist aber, daß die Unterstufe durch Einbeziehung der *Discophyllites patens*- und *Heinrichites paulckeii*-Zone eine nachträgliche Legitimation erhalten hat und in dieser erweiterten Fassung nie umstritten war (vgl. KITTL 1903, 16; DIENER 1926; SPATH 1934, 39; ROSENBERG 1959; KÜHN 1962). So gesehen sollten einer Lösung unter Beibehaltung des nun redefinierten Lac keine allzu großen Hindernisse entgegenstehen.

Unabhängig dieser nomenklatorischen Frage bleibt die Stellung der Magnus-Zone zu klären. Sie wurde zuerst zum Mittelnor (TOZER 1967; 1971) gerechnet, später aber von KRYSZYN & SCHÖLLNERBERGER 1972 aus historischen Gründen dem Unternor einverleibt. Eine Analyse ihrer Ammonitenfauna bestätigt den unternorischen Charakter: Einerseits erlöschen an ihrer Oberkante die für das höhere Karn und tiefe Nor so typischen Juvaviten. Zum anderen tritt in der nachfolgenden Bierenatus-Zone eine weitgehend veränderte Fauna mit zahlreichen neuen Gattungen (*Drepanites*, *Hauerites*, *Acanthinites*, *Parathisbites*, *Daphnites*, *Heracles*, *Ectolcites*, *Didymites*) auf, so daß an dieser Grenze von einem der stärksten Faunenschnitte im Nor gesprochen werden kann.

Das Alaun ist in seinen Grundzügen zwar abgeklärt, gegenwärtig faunistisch aber am schwächsten charakterisiert. Die klassische Fundstelle am Sommeraukogel läßt kaum neue Aufsammlungen zu und Faunen dieses Zeitabschnittes sind mit Ausnahme von Sizilien in Europa ziemlich unterrepräsentiert. Eine Verbesserung der Situation kann hier nur die Neubearbeitung der fossilreichen Himalaya-Profilen (DIENER 1895; JEANNET 1958) bringen. Etwas umstritten ist die Columbianus-Zone. Während sie von TOZER, SILBERLING & TOZER und KRYSZYN einstimmig zum Mittelnor gezählt wird, versucht KOZUR 1973 über die Cephalopoden und die Historik ihre Einbeziehung ins Obernor zu rechtfertigen. Die These von den übereinstimmenden Ammonitenfaunen ist dabei meines Erachtens nicht sonderlich stichhältig, da sich die Suessi-Zone durch das Auftreten der Heteromorphen und das Dominieren der leiostraken über die trachystraken Gattungen stark von den anderen Zonen, die Columbianus-Zone miteingeschlossen, unterscheidet. Auch dem Prioritäts-Einwand („*Sirenites argonautae*-Zone als zeitgleiches Äquivalent der Columbianus-Zone von MOJSISOVICS zum Sevat gerechnet“) kann ich keine sonderliche Freude abgewinnen, wenn man die Voraussetzungen für diese „Zone“ näher betrachtet. Ihre Typlokalität im Pötschenkalk der Hallstätter Fazies liegt in einem durch submarine Rutschungen stark gestörten Schichtverband, wo mittel- und obernorische Fossilien im selben Niveau vorkommen können. Dieser durch große Straßenaufschlüsse im letzten Jahrzehnt mögliche Befund gibt der lange vorher ausgesprochenen Ablehnung durch KITTL 1903 vollinhaltlich recht.

URLICHS 1972 fand im Rahmen detailstratigraphischer Studien am Locus typicus der Kössener Schichten (Weißloferklamm bei Kössen, Tirol) auch *Rhabdoceras suessi* und konnte damit den Nachweis erbringen, daß das Rhät nichts anderes als eine vom Hallstätter „Normaltypus“ abweichende Beckenfazies des Obernor darstellt. Diese nur von KITTL 1903 und ZAPPE 1968 näher erwogene, ansonsten aber negierte Möglichkeit hat durch ihr Zutreffen das scheinbar feste stratigraphische Gefüge der obersten Trias aus den Fugen gebracht. Dabei ist die weitgehende Übereinstimmung der obernorischen „rhätischen“ Ammonitenfauna (z. B. MOJSISOVICS 1892, 779) lange bekannt, jedoch nie konsequent weiterverfolgt worden. So kommt in den von MOJSISOVICS 1873–1902 immer

als sevatisch betrachteten tieferen Zlambachmergeln ein Großteil der Kössener Choristoceren vor. Umgekehrt beschreibt POMPECKJ 1895 unter *Choristoceras tortiliforme* GÜMBEL eine Form, die wahrscheinlich ident mit dem obernorischen *Cycloceltites arduini* MOJS. ist. Exkursionsmäßige Begehungen in der Umgebung von Lofer (Steinplatte, Unkener Mulde) haben außerdem gezeigt, daß *Rhabdoceras suessi* in den Kössener Schichten gar nicht selten ist und durchwegs erst im höheren Teil der Schichtfolgen vorkommt. Dieser mit den Daten URLICHS sich deckende Befund wirft die Frage auf, ob die Kössener Schichten nicht noch früher — vielleicht im Mittelnor — einsetzen.

Auf die sich aus der Identität von Obenor und Rhät ergebenden nomenklatorischen Probleme hat inzwischen WIEDMANN 1972, 600ff., ausführlich hingewiesen. Übereinstimmend mit TOZER (ds. Bd., S. 204) kann ich allerdings der von WIEDMANN aus Prioritätsgründen zwingend geforderten Überführung des Obenor ins Rhät nicht zustimmen, da es in der Stratigraphie kein absolutes Prioritätsprinzip gibt (WIEDMANN 1968, 340). Nebenbei sei erwähnt, daß die als Basis des erweiterten Rhät vorgeschlagene Zone des *Phyllytoceras zlambachense**) bezogen auf die Suessi-Zone nicht älter, sondern mit dieser zur Gänze zeitgleich ist (z. B. Profil Rossmoos), wie auch TOZER (ds. Bd., S. 204) bestätigt. Viel brauchbarer scheint mir der Vorschlag von FABRICIUS (ds. Bd., S. 91), das Rhät auf das zu reduzieren, was es immer war, nämlich eine „informal lithostratigraphic unit“ („Rhätische Formation“ GÜMBELS 1859, 84), und die *Choristoceras marshi*-Zone vorbehaltlich einer Revision der Choristoceren als terminale Nor-Zone zu etablieren.

*) Zum Holotypus dieser Art wurde WIEDMANN 1973 ein nicht ganz 7 mm kleiner Phragmokon bestimmt, bei dem die Sutura mit „zerschlitztem Internlobus und triänidem U_1 “ maßgebendes Bestimmungskriterium bildet. Nach eigenen Beobachtungen wirkt allerdings die vom Typus wiedergegebene Lobenlinie (op. cit., S. 580, Abb. 12b) etwas verzeichnet, da der Internlobus nicht — wie dargestellt — zerschlitzt sondern lituid ist, und weiters auch die Sättel viel stärker phylloid sind als in der Abbildung zum Ausdruck kommt. Der sogenannte „triänide“ U_1 wurde ebenfalls zu vergrößert skizziert und zeigt meiner Meinung nach ganz deutlich das für diese Gehäusegröße typische Saturalloben-Frühstadium der norischen *Racophylliten*. Aus den mir vorliegenden Daten ergibt sich zwanglos eine Lobenformel mit $ELU_2 (U_1 = S) I_1$, wie sie für die genannte Gruppe charakteristisch ist. Aufgrund seiner oben erwähnten geringen Dimensionen ist das Stück meines Erachtens somit als artlich nicht näher bestimmbarer *Racophyllites* zu identifizieren.

Literatur

- ARKHIPOV, Y. V., BYTSHKOV, Y. M. & POLUBOTKA, I. V., 1971: A new zonal scheme for Triassic deposits from Northeast U.S.S.R. — Bull. Can. Petrol. Geol., 12/2, 313—315.
- ARTHABER, G. v., 1906: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — In: Lethaea geognostica, II. Das Mesozoikum, 1. Trias, 223—472, 67 Abb., 27 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).
- BITTNER, A., 1892: Was ist norisch? — Jb. Geol. R.-A., 42, 387—396, Wien.
- DIENER, C., 1895: Ergebnisse einer geologischen Expedition in den Centralhimalaya von Johar, Hundes und Painkanda. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 62, 533—608, 16 Abb., 8 Taf., Wien.
- 1921: Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. — Sitz. ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 130, 21—33, 1 Abb., Wien.
- 1926: Die Fossilagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — Sitz. ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 135, 73—101, 1 Abb., Wien.

- FABRICIUS, F., 1974: Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies. — *Schriftenr. erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss.*, 2, Wien.
- GÜMBEL, C. W., 1859: Über die Gleichstellung der Gesteinsmassen in den nord-östlichen Alpen mit außeralpinen Flötzschichten. — *Verh. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte*, 54, 80—88, Karlsruhe (1858).
- JEANNET, A., 1958: La faune norienne de Tinkar-Lipu (Népal occidental, 5200 m), Cephalopodes. — *Mém. Soc. Géol. France, N. S.* 37/1 (*Mém. N.* 82), 50 S., 24 Abb., 8 Taf., Paris.
- KITTL, E., 1903: Geologische Exkursionen im Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). — 9. *Int. Geol. Kongreß, Exkursionsführer IV*, 118 S., 8 Abb., Wien.
- KOZUR, H., 1972: Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21/1, 361—412, Wien-Innsbruck.
- 1973: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 3/1, 37 S., 1 Abb., 3 Taf., Innsbruck.
- KÜHN, O., 1962: Autriche. — *Lex. strat. intern., Europe* 8, 646 S., Paris.
- KRYSTYN, L., 1973: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.* 1973/1, 113—153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971a: Über die Fossilagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 137/2, 284—304, 9 Abb., Stuttgart.
- 1971b: Der Stratotyp des Nor. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 54/2, 607—629, 7 Abb., Budapest.
- KRYSTYN, L. & SCHLAGER, W., 1971: Der Stratotyp des Tuval. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 54/2, 591—606, 5 Abb., Budapest.
- KRYSTYN, L. & SCHÖLLNERBERGER, W., 1972: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. — *Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges.*, 61—106, 7 Abb., Graz (Institut f. Paläontologie und Histor. Geologie der Universität).
- MOJSISOVICS, E. v., 1869: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — *Jb. Geol. R.-A.*, 19, 91—150, 4 Taf., Wien.
- 1873—1902: Das Gebirge um Hallstatt I. — *Abh. Geol. R.-A.*, 6/1, 356 S., 70 + 23 Taf., 1. Liefg. 1873, 2. Liefg. 1875, 3. Liefg. (Suppl. Bd.) 1902; 6/2, 835 S., 130 Taf., 1893, Wien.
- 1892: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. — *Sitz. ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 101, 769—779, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C., 1895: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — *Sitz. ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 104, 1271—1302, Wien.
- PIA, J., 1930: Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die Europäische Mitteltrias. — 252 S., 3 Abb., Leipzig-Wien (Deuticke).
- POMPECKJ, J. F., 1895: Ammoniten des Rhät. — *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, 1895 II, 1—46, 4 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- ROSENBERG, G., 1959: Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, 102, 477—479, 3 Taf., Wien.
- SAKS, V. N. & al., 1972: Bericht über die Biostratigraphie der Marinen Trias Sibiriens und des Fernen Ostens. — *Geol. und Geophys., Akad. Nauk. UdSSR, Sibir. Abt.*, 1972/7, 136—147 [in russ.].

- SILBERLING, N. J. & TOZER, E. T., 1968: Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. — Geol. Soc. America, Spec. Pap., 110, 63 S., Boulder (Colorado).
- SPATH, L. F., 1934: Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History). IV. The Ammonoidea of the Triassic. — 521 S., 160 Abb., 18 Taf., London (Adlard and son).
- TOZER, E. T., 1965: Upper Triassic ammonoid zones of the Peace River Foothills, British Columbia, and their bearing on the classification of the Norian stage. — Can. Journ. Earth Sci., 2, 216—226, 1 Abb., Ottawa.
- 1967: A standard for Triassic time. — Can. Geol. Surv. Bull., 146, 103 S., 10 Taf., Ottawa.
- 1971: Triassic time and ammonoids. Problems and proposals. — Can. Journ. Earth Sci., 8/8, 989—1031, 1 Abb., Ottawa.
- 1974: Definition and limits of Triassic stages and substages: suggestions prompted by comparisons between North America and the Alpine-Mediterranean region. — Schriftenr. erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 2, Wien.
- URLICHS, M., 1972: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21/2, 661—710, 8 Abb., 4 Taf., Wien-Innsbruck.
- WIEDMANN, J., 1968: Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide-Grenze. — Eclogae Geol. Helv., 61/2, 321—386, 4 Abb., Basel.
- WIEDMANN, J., 1972: Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias — ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21/2, 561—622, 21 Abb., 6 Taf., Wien-Innsbruck.
- ZAPPE, H., 1968: Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich) VIII. — Verh. Geol. B.-A. 1967/1—2, 13—27, Wien.

“Alpine type” Triassic of the Upper Antalya Nappe (Western Taurids—Turkey)

by J. MARCOUX*)

1 Fig.

The sections were made in the south-western branche of the Antalya nappes¹⁾. Structurally all of these sections belong to the highest unit of the Antalya nappes system. Stratigraphically this Triassic belong to shallow marine carbonate series, the recognized elements of which cover the stages between the Ordovician to the lower-middle Cretaceous. Certain outcrops show a continuous passage (without apparent unconformity), from a marine terminal Permian (Djulfian) to the lowest Triassic.

From the base, the sequence is as follows:

— for a few dozen meters: laminate, pink and green argillaceous limestones (Seiss facies), with gypsiferous intercalations. A *Claraia*, *Unionites* . . . fauna indicate a lower Scythian age;

— for a few meters, Gastropods and Bivalves coquinoid limestone (Hard ground with perforations can be observed). The Bivalves indicate a middle-Triassic—Anisian age;

— then, for another few dozen meters, vermicular limestone furnishing a good key horizon;

— throughout various thickness, a complex develops with very clear stratigraphical condensation indices; the dominating facies is a red crinoidal limestone (with ferromanganese crusts); within this crinoidal limestone, one can sporadically observe, red, very fossiliferous calcareous lenses (Hallstatt facies); study of *ammonoids fauna* suggests a mixture of species, covering from the Ladinian to the middle Carnian;

— above this condensed layers, for several dozen meters, is a sequence of well bedded limestones with irregular layers of cherts (upper Carnian?);

— finally, ending this Triassic, is a massive reefal limestone formation (Dachstein facies), locally dolomitic; Involutinidae and Megalodontidae indicate a Norian-Rhaetian age.

It appears to us too early to fit this allochthonous triassic series in a paleogeographical context. However we have already proposed one hypothetical solution²⁾. In this case, this “Alpine type” Triassic could be evidence of the northern borderland of the African Platform, at the time when the Tethys underwent a very marked extension.

References:

¹⁾ in J. H. BRUNN and Al. Outline of the geology of the western Taurids — PĚSL — Tripoli 1971.

²⁾ in J. F. DUMONT, M. GUTNIC and Al. Le Trias des Taurides occidentales . . . Z. Deutsch. Geol. Ges. Band 123, S. 385—409, Hannover 1972.

*) J. MARCOUX.

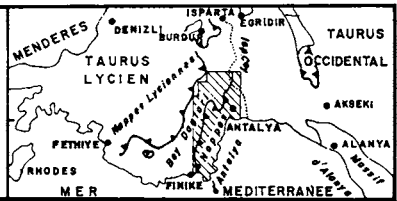
— C. N. R. S. ERA n^o 9, Laboratoire de Géologie Historique Bât. 504, Faculté des Sciences. 91405 — Orsay (France)

— M. T. A. Enstitüsü — Ankara (Turquie)

Fig. 4

STRATIGRAPHICAL SUCCESSION OF
THE TRIASSIC FORMATIONS
IN THE UPPER ANTALYA NAPPE

J. M. - 1973



STAGE	Fm.	LITHOLOGY	FOSSILS
NORIAN	Bakirli Day Fm	Massiv white reefoidal limestone, at places finely laminated dolomits (stromatolits alternating with Megalodonts beds).	<u>Diceroocardium sp.</u> Corals,.... <u>Microfauna:</u> Involutinidae: <u>I. communis</u> <u>I. sinuosa sinuosa</u> <u>I. sinuosa pragsoides</u>
	Cherty Ist.	Micritic limestones with nodular cherts.	<u>Halobia sp.</u>
CARNIAN			
LADINIEN	Sakirbeli Fm.	Red crinoidal limestone, with Fe-Mn crusts. Ammonitico rosso at places (Hallstatt facies).	Ammonites: <u>Cymnites ecki</u> , <u>Monophylites wengensis</u> .. etc...
ANISIAN	Coquinoïd, vermicular limestones.	Vermicular marly limestones.	
SCYTHIAN	Kesme Koprü Fm.	Coquinoid limestone with Hard-Ground.	Brachiopods, Lamellibranchs, etc
		Oolitic limestone in lenses, Flat pebbles conglomerats, Marly limestones thinly bedded, with closely spaced laminations and gypsiferous intercalations. Seiss facies at the base of the formation.	<u>Claraia tridentina</u> <u>Unionites fassaensis</u> , <u>Natiria costata</u> , and Microfauna
Upper PERMIAN	Fesligan Fm.		<u>Microfauna</u> <u>Dagmarita</u> <u>Paraglobivalvulina</u> etc..

Facial Development and Facial Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern Part of Gemerids)

JÁN MELLO*

3 figs., 2 pls.

Zusammenfassung

Vier Hauptfaziesgruppen können in der mittleren und oberen Trias des Slowakischen Karstes unterschieden werden: 1. Fazies des Anfangsstadiums der Karbonat-Sedimentation; 2. Fazies der Algen-Plateaus und Bioherme; 3. Fazies vom Becken-Typ; 4. Fazies der diagenetischen Dolomite (Abb. 2).

Die wesentlichen Fazies-Beziehungen in der mittleren und oberen Trias des Slowakischen Karstes können durch das folgende Schema ausgedrückt werden: Algen-Plateaus — Bioherme — Becken.

Summary

Four main groups of facies can be distinguished in the Slovak Karst Middle and Upper Triassic: 1. Facies of initial stage of carbonate sedimentation; 2. Facies of algal plains and bioherms; 3. Facies of basin type; 4. Facies of diagenetic dolomites (Fig. 2).

Basic facies relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic may be expressed by the scheme: algal plains — bioherms — basins.

Introduction

The research of the West Carpathian Triassic is mostly based upon biostratigraphy, but the lithostratigraphical and facial aspects get still more important.

Numerous new data were obtained in the most southern part of the Central West Carpathians, in the Slovak Karst (Fig. 1).



Fig. 1. Situation sketch of the area studied.

* Address: JÁN MELLO, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Significant is the allochthonous position of the Slovak Karst as evidenced by the presence of the Middle and Upper Triassic beds in the "Meliata Group" indicated by conodonts (H. KOZUR — R. MOCK 1973).

The present paper is only dealing with facial evolution and facial relationships of the Middle and Upper Triassic of the Slovak Karst Mesozoic (the Silica nappe in the sense of H. KOZUR — R. MOCK, lit. cit.).

Facies Development of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic

Four main groups of facies can be distinguished in the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (Fig. 2):

- A. Facies of initial stage of carbonate sedimentation
- B. Facies of algal plains and bioherms
- C. Facies of basin type
- D. Facies of diagenetic dolomites.

Facies of the initial stage of carbonate sedimentation

Only the Gutenstein limestones and dolomites ("Hydaspiian") prevailing of micritic, pellmicritic and stromatolitic types (Pl. I, 1) belong into this group.

Organisms took part on their creation only in reduced scale (some groups of algae, ? bacteria, foraminifers, ostracods, molluscs).

Facies of algal plains and bioherms

The light-coloured massive limestones of the Slovak Karst determined the origin of extensive karst regions, owing to their thickness (about 2000—2500 m) and properties.

Recently, as follows particularly from the latest works of J. BYSTRICKÝ (1964, 1970, 1972), it is possible to divide the complex of light-coloured massive limestones into the Steinalm (Pelsonian — Illyrian), the Wetterstein (Ladinian — Cordevolian), the Tisovec (Julian — Tuvalian), the Furmanec (Norian) and the Limestones of the Bleskový prameň spring (Sevatian).

They are predominantly biogenic and bioclastic limestones. There are, however, considerable differences in qualitative and quantitative representation of organic remains, textures and microfacies. They reflect horizontal and vertical changes in facial conditions.

The Steinalm limestones (Pelsonian — Illyrian) are produced by the first, incomplete sedimentation stage of biogenic and bioclastic carbonates. Predominant are varied algal limestones, mainly algal stromatoliths, often with shrinkage pores textures (Pl. I, 2) and bioclastic dasycladaceous limestones (Pl. I, 3).

In comparison with the younger Wetterstein, Tisovec, or Furmanec limestones, further plant and animal assemblages (corals, sponges, stromatopores, hydrozoans, sessile foraminifers, etc.) are markedly poorer and much less variable.

Partially different are the Steinalm limestones from the adjacent Hungarian region near Aggtelek. G. SCHOLZ (1972) found there a reef complex composed mostly of corals, hydrozoans, and Sphinctozoa.

The Wetterstein limestones (Ladinian — Cordevolian). When compared with the Steinalm limestones, the spectrum of organisms sharing the composition of the limestones, is considerably more extensive. It is enlarged by calcareous sponges (particularly Sphinctozoa), hydrozoans, stromatopores, various problematic elements, and Solenopores and Codiaceae among algae.

STRATIGRAPHY AND FACIES DISTRIBUTION SCHEME OF THE SLOVAK KARST MIDDLE AND UPPER TRIASSIC

J. MELLO, 1973

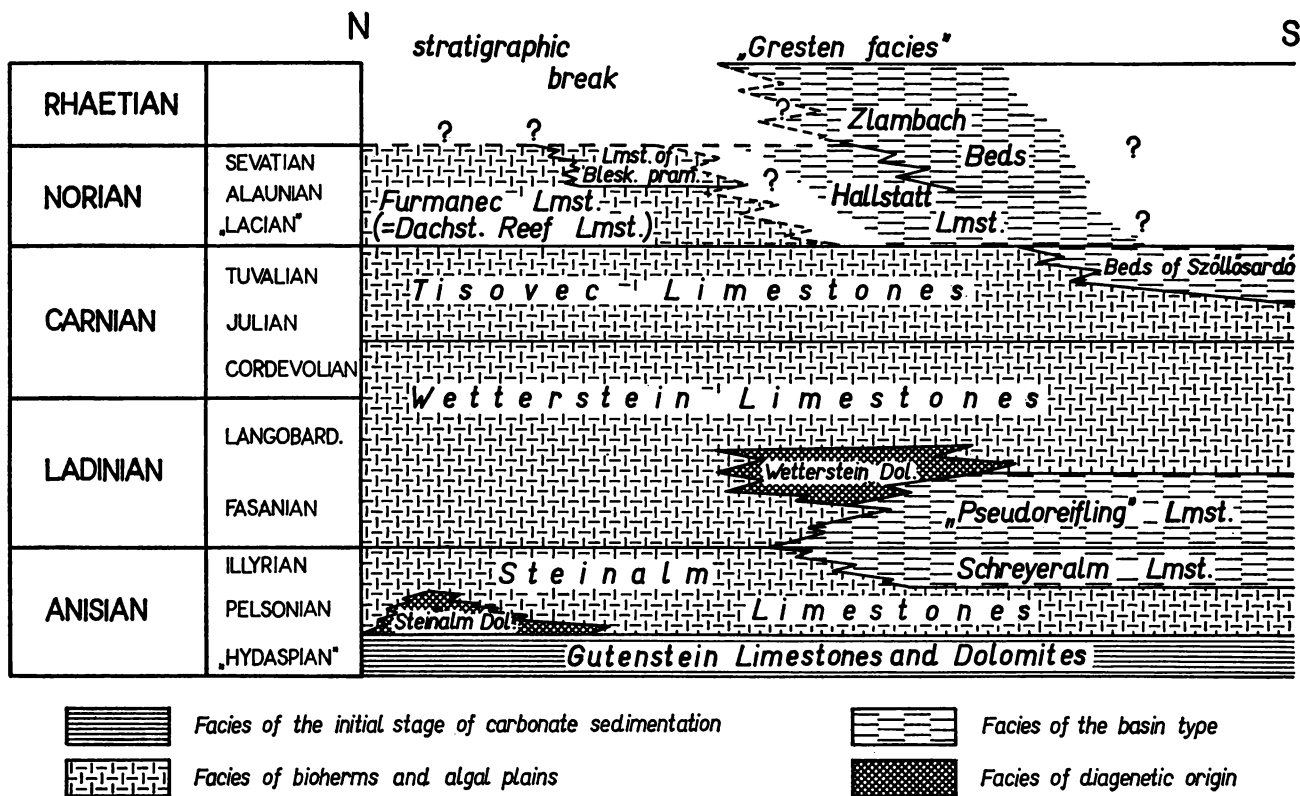


Fig. 2. Stratigraphy and facies distribution scheme of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic.

**DISTRIBUTIONS SCHEME OF THE SPONGE AND ALGAL BIOFACIES
IN THE WETTERSTEIN LIMESTONES
OF CENTRAL PART OF THE SLOVAK KARST**

J. MELLO, 1973

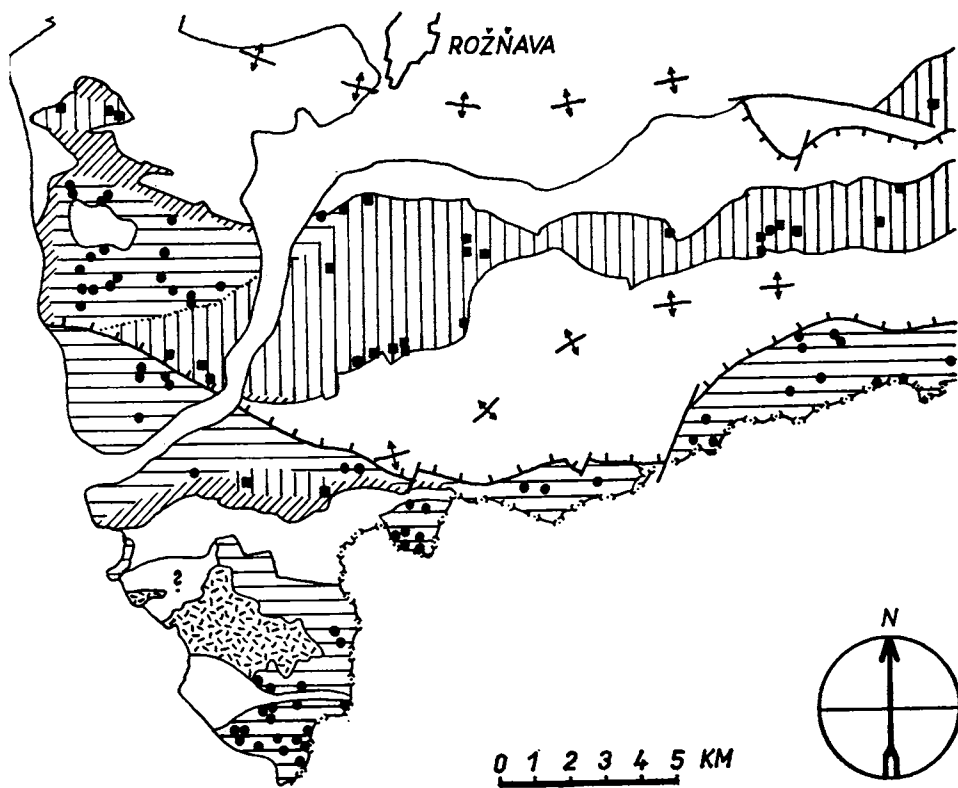


Fig. 3. Distribution scheme of the sponge and algal biofacies in the Wetterstein limestones of central part of the Slovak Karst.

1 — Wetterstein limestones: a — sponge biofacies; b — algal biofacies; 2a — localities of Sphinctozoa; b — localities of Dasycladacea; 3 — “Pseudorsifling” limestones (Lower Ladinian); 4 — Wetterstein dolomites; 5 — course of anticlines in cores with Lower Triassic complexes; 6 — younger upthrust planes.

In the Wetterstein limestones of the central part of the Slovak Karst two main biofacial areas may be distinguished (Fig. 3):

1. The algal biofacial area, mostly with algal stromatoliths, limestones with lumps and oncoids and bioclastic limestones (Pl. I, 4) with Dasycladaceae, Solenopora, and Foraminifera.

2. The sponge biofacial area. Predominant are biogenic limestones with calcareous sponges and various problematic elements (Pl. I, 5, 6). They pass into the varieties of bioclastic limestones.

In the Wetterstein limestones to the W of Silická Brezová are cracks filled with Norian lumachelles, with *Halorelloidea curvifrons* (BITTN.) and *Halorelloidea rectifrons* (BITTN.), formerly regarded as the base of the Tisovec limestones (Julian).

The Tisovec limestones (Julian — Tuvalian). In the sense of the original definition by V. ANDRUSOVÁ-KOLLÁROVÁ & J. BYSTRICKÝ (in V. ANDRUSOVÁ-KOLLÁROVÁ 1960, p. 106), the Tisovec limestones represent "grey massive biogenic limestones with dispersed corals, lamellibranchiates and the so called evinosponges". From the type locality, a quarry near Tisovec, the Muránska plošina plateau, presented are ammonites (*Anatomites* aff. *fischeri*, *Megaphyllites jarbas* and *Placites placodes*), indicating its Carnian or Upper Carnian age (J. BYSTRICKÝ 1959, V. ANDRUSOVÁ-KOLLÁROVÁ, l. c.).

From the microfacial point of view the Tisovec limestones of the Slovak Karst are mostly varieties of algal biosparites and biosparrudites. Frequent are algal stromatolithic and oncolithic or oolithic limestones (Pl. II, 1). Sometimes there are lenses and layers of grey and pink crinoidal and crinoidal-coquinal limestones, with rich macrofauna of lamellibranchiates, brachiopods and cephalopods of Tuvalian.

In some places the top part of the Carnian limestones, especially in the substratum of the Hallstatt limestones does not correspond with the definition of the Tisovec limestones. They are rather related to the overlying Hallstatt limestones—as regards their lithology and microfacial character.

The Furmanec limestones (Norian; perhaps synonymum of Dachstein reef limestones, Hallstatt reef limestones, or Hohe Wand limestones of Eastern Alps). In the Slovak Karst occurrences of the Furmanec limestones are isolated. The most extensive locality — Drieňovec (formerly "Drienkova hora") is best known so far.

It is a part of the reef complex of which the central part and near-reef zone is preserved in Drieňovec and in its close surroundings on an area of about 2.5 sqkm, with indications of transitions into the fore-reef ("the Limestones of the Bleskový prameň spring") area.

The central reef area consists of irregularly distributed bodies of biogenic limestones (patch-reefs) surrounded by bioclastic limestones.

Corals are the most conspicuous component of biogenic limestones (biolithites). In places there are well-preserved coral bunches found already by J. STÜRZENBAUM (1879).

The biogenic skeletons are also composed of other organisms — in addition to corals — especially of calcareous sponges (Pl. II, 2), stromatopores, sessile foraminifers (Pl. II, 3), some groups of algae and organisms of uncertain systematic position (problematics).

In the composition of bioclastic limestones (Pl. II, 4) most abundant is detritus of the skeletons of reefbuilders, frequent are also fragments of non-reef building organisms (echinodermites, lamellibranchiates, dasycladaceae, vagile foraminifers a. o.). Bioclasts show varied size, various degree of rounding, washing and sorting, in places graded bedding may be observed.

In the near-reef zone (transition into the back-reef area) are varieties of bioclastic — oncolithic and algal — foraminiferal limestones widespread.

The Limestones of the Bleskový prameň spring (Sevastian) represent probably facies of the transitory area to the fore-reef. They are dark-grey to dark limestones with lenses of crinoidal-coquinal and coral-crinoidal (Pl. II, 5) limestones in which was found the fauna of the Bleskový prameň spring (J. STÜRZENBAUM 1879). So far in the locality 15 species of cephalopoda, 70 species of lamellibranchiates and gastropods (V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ — M. KOCHANOVÁ 1972), and 21 species of brachiopods (M. SIBLÍK 1967) have been found. Sporadic are finds of dasycladaceans, foraminifers and hydrozoans.

Facies of basin type

The Schreyeralm limestones (Upper Illyrian) form together with the overlying "Pseudoreifling" limestones a very conspicuous bed sequence in the seemingly monotonous sequences of lightcoloured limestones.

Lithological profiles of the 5–60 m thick bed sequence designated as Schreyeralm limestones are rather different in individual areas. In most profiles on the base are red nodular limestones with the fauna of Illyrian cephalopods. Abundant are microcoquinal layers. Higher-up are variegated cherty limestones. In some areas on bases are layers of dark nodular cherty Reifling limestones (locality Gombasek), or darkgrey chertless bioclastic limestones with *Glomospira densa* (PANTIČ).

The sequence of the Schreyeralm limestones is unusually rich in conodonts confirming their Illyrian age (R. MOCK 1971). To the north of Silica a lateral transition of the Schreyeralm limestones into lightcoloured limestones can be observed.

The "Pseudoreifling" limestones (Lower Ladinian): represent a sequence of darkgrey bedded compact cherty limestones, losing the cherts towards the overlier, and sometimes also laterally. Bedding also fades-out gradually, and the limestones pass into the Wetterstein limestones or dolomites.

In places, the sequence contains intercalations of subaqueous tuffs and tuffites developed in the pelitic fraction (M. KUTHAN 1959, J. BYSTRICKÝ 1964).

The sequence differed from the Reifling limestones — as found J. BYSTRICKÝ (1964, p. 56) — in the lack of nodularity, therefore they were designated by him as "Pseudoreifling" limestones (J. BYSTRICKÝ 1970, p. 226).

The limestones of Szöllösárdó (Carnian). In the relict of the southernmost tectonic structure of the Slovak Karst, in the southern vicinity of Szöllösárdó (Hungary), in the substratum of the Hallstatt limestones are grey cherty limestones and marls with *Halobia styriaca* MOJS., referred by K. BALOGH (1961) to the Carnian.

They probably represent heteropic basin facies of the Tisovec limestones.

The Hallstatt limestones (Norian) are known in the most southern parts of the Slovak Karst (Silická Brezová, Bohúňovo, Budíkovany) and in Hungary (Szöllösárdó). They are variegated, pink and red massive or bedded limestones, in places nodular and cherty. Sometimes they contain breccias of the endostratic type.

The Norian age of the Hallstatt limestones was formerly evidenced only by lamellibranchiates and cephalopods, at present it is evidenced also by rich fauna of conodonts, holothurian sclerites and other microfossils (R. MOCK 1971, H. KOZUR — R. MOCK 1972).

From the microfacial view predominant are micrites, in places with numerous sections of thin-shelled lamellibranchiates (Pl. II, 6).

The Zlambach beds (Upper Norian — Rhaetian). The Hallstatt limestones near Bohúňovo and Silická Brezová are overlain by grey to darkgrey compact limestones and marls, in places spotty, with intercalations of shales. The limestones are microfacially related with the Hallstatt limestones. Micrites and biomicrites are predominant.

The Zlambach beds are comparatively poor in recognizable organic remains. To the east of Silická Brezová (the Malý mlynský vrch hill) they contain cephalopods, conodonts and holothurian sclerites, which indicate the Upper Norian age of the locality (R. Mock 1973).

The Zlambach beds on the locality Bohúňovo have not yield any determinable forms so far, but conodonts indicate the Upper Norian age of the underlying Hallstatt limestones (R. Mock 1971).

The determination of the age of the Zlambach beds may only be recently based on the fauna cited and on superposition.

The Zlambach beds near Bohúňovo are overlain by a sequence of the "Gresten facies", evidently of the Lower-Liassic age, passing gradually into the higher Liassic sequences (Hierlatz and Adnet limestones, "Fleckenmergel").

So near Bohúňovo, the Zlambach beds occupy the Rhaetian and perhaps the top part of the Norian, on the Malý mlynský vrch hill near Silická Brezová only their Upper Norian age was evidenced; their younger part might have been removed by denudation.

Therefore I suppose that during the uppermost Triassic and lowermost Liassic no interruption of sedimentation took place in the basin area. On the contrary the elevated areas of reef complexes emerged.

Facies of diagenetic dolomites

The Steinalm and the Wetterstein dolomites (Anisian, Ladinian). In places, a part of the sequence of the Steinalm, Wetterstein and "Pseudoreifling" limestones is replaced by lightcoloured granular dolomites which may be designated as diagenetic dolomites in the sense of the classification by G. M. FRIEDMANN — J. E. SANDERS (1967, p. 308).

Facial Relationships of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic

As demonstrated, in the Slovak Karst Middle and Upper Triassic, the facies of algal plateaus and bioherms predominate, and only in some horizons laterally pass into the basin facies (Fig. 2).

It will be obviously possible by more detailed facial study to distinguish several reef complexes with facies corresponding to the facies of the central reef area, of back-reef and fore-reef in the facial area of algal plateaus and bioherms. Indications of such reef complexes already exist. In the Wetterstein limestone (Fig. 3) such is the area of depression to the south of the Stit in the Plešivecká planina plateau. There—in a tectonically independent block—preserved is most likely the central part of the reef, consisting mostly of sponges, corals, stromatopores and organisms of uncertain systematic appurtenance.

Analogous facies of the Wetterstein limestones of predominantly biohermal character are also in the southeastern part of the Plešivecká planina plateau, in the northern part of the Silická planina plateau and in the area of the Horný vrch plateau. These facies are in contrast to the Wetterstein limestones of the algal biofacies, represented especially by the stromatolithic and bioclastic algal varieties, distributed in the area of the Dolný vrch plateau, and in the southern part of the Silická planina and Plešivecká planina plateaus. Perhaps they represent the extensive areas of back-reef and algal plains.

The facial differentiation is most conspicuous in the Norian: on the one hand, in the more northern structures, there are facies of the central reef and near-reef areas (the Furmanec limestones, the limestones of the Bleskový prameň spring), and on the other hand, in more southern structures, facies of the basin type (Hallstatt limestones, Zlambach beds).

The typical sediments of the back-reef (Dachstein limestones and Hauptdolomites) are only out of the region of the Slovak Karst in more northern zones: the northern Gemerides, the Strážov and the Choč nappes. The facial conditions indicate close relationship between the Triassic of the Slovak Karst and the Triassic of the above mentioned tectonic units. The fact is of considerable paleogeographical and tectonical significance.

Translated by E. Jassingerová

Plate I

1. Stromatolithic texture of the Gutenstein dolomites, 11 × .
2. Algal stromatoliths with shrinkage pores textures; The Steinalm limestones, 12 × .
3. Bioclastic dasycoladaceous limestones with *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEIN M. v *pauciforata* BYSTR.; The Steinalm limestones, 5 × .
4. Bioclastic algal limestones; The Wetterstein limestones, 8 × .
5. Biogenic limestones with calcareous sponges; The Wetterstein limestones, 5 × .
6. Biogenic limestones with ? stromatopores, calcareous sponges and problematic elements; The Wetterstein limestones, 5 × .

Plate II

1. Oolitic variety of the Tisovec limestones, 10 × .
2. Calcareous sponges (? Inozoa) growing on corals; The Furmanec limestones, 10 × .
3. Sessile foraminifers from biogenic coral — foraminiferal variety of the Furmanec limestones, 9 × .
4. The Bioclastic Furmanec limestones with bioclasts of corals, foraminifers, solenopores, etc., 9 × .
5. The Coral-crinoidal limestone of the Bleskový prameň spring, 12 × .
6. Biomicrite with numerous sections of thin-shelled lamellibranchiates; The Hallstatt limestones, 5 × .

References

- ANDRUSOVÁ-KOLLAROVÁ, V. (1960): Récentes trouvailles d'Ammonoidés dans le Trias des Karpatés occidentales. *Geol. zborník XI, 1*, Bratislava, p. 105—110.
- BALOGH, K. (1961): Das Mesozoikum Nordungarns. *Annales Inst. Geol. Publ. Hrus.;* Vol. XLIX, fasc. 2 (Verh. d. Mesozoischen Konferenz), Budapest, S. 365—379.
- BYSTRICKÝ, J. (1959): Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Beitrag zur Stratigraphie des Muráner Mesozoikums (Muráň-Plateau). *Geol. práce, Zoš. 56*, Bratislava, S. 5—53.
- (1964): Slovenský kras. Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovenský Kras. 1. Auflage, Bratislava. Ústr. ústav geologický, 204 S.
- (1970): Stratigrafia a Dasycladaceae triasu Západných Karpát. Unpubl. DrSc. thesis, Archives GÚ SAV, Bratislava, pp. 230.
- (1972): Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21. Bd.*, Innsbruck, S. 289—310.
- FRIEDMANN, G. M. — SANDERS, J. E. (1967): Origin and Occurrence of Dolostones. *Developments in Sedimentology 9A: Carbonate Rocks, Chapter 6*, Elsevier P. C. Amsterdam, London, New York, p. 267—348.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. — KOCHANOVÁ, M. (1972): Molluskenfauna des Bleskový prameň bei Drnava (nor, Westkarpaten). 1. Auflage, Bratislava, Vydavateľstvo SAV, in Druck.
- KOZUR, H. — MOCK, R. (1972): Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. *Geol. Pal. Mitt. Bd. 2, 12*, Innsbruck, S. 1—47.
- (1973): Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. *Geol. Pal. Mitt., Bd. 3, 2*, Innsbruck, S. 1—14.
- KUTHAN, M. (1959): Spuren der vulkanischen Tätigkeit in der mittleren Trias des Slowakischen Karstes. *Geol. práce, Zoš. 56*, Bratislava, S. 55—74.
- MOCK, R. (1971): Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. *Geol. zbor. Geol. Carp. XXII, 2*, Bratislava, S. 241—260.
- (1973): Über einen Fund von Zlambach-Schichten (Nor) im Slowakischen Karst (Resumé). *Geol. práce, Bratislava*, in Druck.
- SCHOLZ, G. (1972): An Anisian Wetterstein Limestone Reef in North Hungary. *Acta Min.-Petr. Szeged, XX/2* pp. 337—362.
- SIBLÍK, M. (1967): The brachiopods of the Norian locality Drnava (Southern Slovakia). *Geol. práce, Zprávy 43*, Bratislava, p. 81—97.
- STÜRZENBAUM, J. (1879): Kössener Schichten bei Dernö im Tornaer Comitete. *Földtani Közlöny IX*, Budapest, pp. 287—289.

Die mediterrane Trias Rumäniens

VON V. MUTIAC & I. PREDA

Mit 1 Tabelle.

Die mediterrane Trias hat eine relativ weite Ausdehnung im rumänischen Karpatenraum (Apuseni-Gebirge, Ostkarpaten und Südkarpaten) und tritt daneben auch in den Einheiten des Vorlandes in der Nord-Dobrudscha auf. In den drei Bereichen der rumänischen Karpaten weist die Trias seitliche Faziesänderungen auf. In der jetzigen Struktur ist die Trias auf verschiedene Decken, Digitationen usw. verteilt, vor allem im Apuseni-Gebirge und in den Ostkarpaten.

Apuseni-Gebirge

Im Apuseni-Gebirge ist Trias nur im nördlichen Teil verbreitet und gehört zwei Sedimentationsbereichen an. In der jetzigen Struktur entsprechen diese zwei Gebiete dem Autochthon des Bihor-Gebirges und der Codru-Decke.

Die Trias des Bihor Autochthon tritt durchgehend vom Werfen bis einschließlich Ladin auf. In der Trias der Codru-Decke existierten mehrere Sedimentationszonen, die sich wiederum in eine Vielfalt von Faziesvariationen aufgliederten. Im heutigen Strukturbild unterscheidet man drei Hauptzonen, die im Rahmen der Codru-Decke drei tektonisch selbständige Einheiten bilden: im Norden die Codru-Finis-Girda-Digitation (Zone), südlich davon die Dieva-Ferice-Digitation (Zone) und im Süden die Moma-Vascau-Ariseni-Digitation (Zone).

Ostkarpaten

Ein weiteres Gebiet, aus dem die alpine Trias bekannt ist, erstreckt sich über den zentralen Teil der Ostkarpaten. Die Triasablagerungen dieses Gebietes sind in zwei verschiedenen Einheiten anzutreffen. Einerseits liegt die Trias „in situ“ auf den kristallinen Schiefen und gehört der Bukowinischen Serie an. Andererseits tritt sie in „exotischen Blöcken“ (Olistholite) auf, die in Tonablagerungen der Kreide anzutreffen sind, aber auch als Splitter einer Überschiebungsdecke (Siebenbürgische Decke); letztere bilden die Transsilvanische Serie. Diese beiden Serien gehören verschiedenen Ablagerungsräumen an und weisen verschiedene litho- und biofazielle Charakteristika auf.

Die Bukowinische Serie enthält vorwiegend kalkige Ablagerungen, die denjenigen eines Küstengebietes entsprechen (Dolomite, Korallenkalke). Die Schichtfolge ist unvollständig und weist große Schichtlücken auf.

Die allochthone Trias der Transsilvanischen Serie gehört einer inneren Ablagerungszone der Geosynklinale an, wo pelagische Fazies vorherrscht. Obwohl diese Ablagerungen allochthon sind, konnte man dank des Fossilreichtums alle Stufen der Trias sowie viele der klassischen Biozonen erkennen. Triasablagerungen, die denen der transsilvanischen Fazies ähneln, findet man „in situ“ im südlichen Teil der kristallinen mesozoischen Zone, im Raum Brasov und Cristian.

*) Doz. Dr. V. MUTIAC, Universitatea Bucuresti, Catedra de Geologie, Bulv. N. Balcescu 1, Bucuresti, Romania.

Südkarpaten

Die Trias der Südkarpaten befindet sich in der sogenannten Resita-Moldova Nouă-Zone.

Nord-Dobrudscha

Die Dobrudscha bietet, trotzdem sie außerhalb des eigentlichen alpinen Bereiches liegt, eine der günstigsten Situationen für biostratigraphische Untersuchungen der Trias in alpiner Fazies. Die Trias erstreckt sich über die im östlichen Teil der Nord-Dobrudscha gelegene Tulcea-Zone. Die gesamte Folge ist relativ fossilreich. Bei Tulcea Veche sind die besten Aufschlüsse für die Beobachtung der Untertrias vorhanden, während die Ortschaft Agighiol für Untersuchungen im Zeitraum Anis-Unterkarn klassisch geworden ist. Darüber sind noch fossillere Kalke mit Kieselknollen (Mittelkarn), Mergelkalke mit Halobien (Mittelkarn-Obernor) und eine flyschoide Formation (Obernor) zu verzeichnen.

Die Trias in Jugoslawien

ANTON RAMOVŠ*)

Die variszische Orogenese hinterließ im Tethys-Raum Jugoslawiens kräftige Veränderungen, die zur Bildung größerer und kleinerer Trockenräume führten. Sie hatten beträchtlichen Einfluß auf die Sedimentation an der Perm/Trias-Wende und eilweise noch während der Trias. Die Entstehung der herzynischen Strukturen im Pannonischen Raum und im Gebiet der Serbisch-Mazedonischen Masse erklärt die Unterschiede der Trias-Sedimentation im dinarischen Raum einerseits und im Karpatho-Balkanischen Raum andererseits.

Skythische Stufe

In Slowenien liegt die Untertrias teils konkordant, teils diskordant auf den Karbonat-Gesteinen des Oberperms. Die Perm/Trias-Grenze ist noch nirgends paläontologisch bewiesen, die ersten Untertrias-Fossilien (*Claraia clarai* u. a.) erscheinen erst ziemlich hoch oberhalb der lithologischen Grenze. In der tiefsten Untertrias überwiegen meist glimmerreiche Dolomite. Nach oben folgt eine Wechsellagerung von bunten Schiefern und Sandsteinen mit *Claraia clarai*, hie und da mit Oolith-Einschaltungen. Im oberen Abschnitt der Skyth-Serie überwiegen glimmerarme Karbonatgesteine, die häufig eine *Tirolites*-Fauna und *Meandrospira iulia*, seltener jedoch Conodonten führen.

Die Fortsetzung der Untertrias-Schichten nach Osten findet man im Samobor-, Medvenica- und Ivanšica-Gebirge. In der Lika beginnt die Untertrias transgressiv mit Konglomeraten. Nach oben werden die überwiegenden glimmerreichen Sandsteine und Siltite von Dolomiten und Kalkoolithen begleitet. Im oberen Skyth überwiegen die Karbonat-Gesteine. In der Velika Paklenica gehen die Perm-Dolomite kontinuierlich in die Trias über. Besonders fossilreich ist die typisch ausgebildete Untertrias in der Dalmatinska Zagora (Umgebung von Muć, Knin, Sinj). Das Oberskyth von Muć führt eine außerordentlich reiche *Dinarites-Tirolites*-Fauna.

Auch in den Gebieten Bosniens und der Herzegowina ist die Untertrias weit verbreitet und typisch ausgebildet.

In Westseben kann man in der Untertrias drei Sedimentations-Typen unterscheiden. Im Drina-Typus überwiegen Klastite. Die Untertrias des Jadar-Typus liegt auf Oberperm-Kalk und setzt sich aus Kalkoolithen und Dolomit zusammen. Der dritte Untertrias-Typus beginnt mit Grauwacken, darauf folgen Tongesteine, Radiolarite und Mergelkalke. Diese Gesteine sind von Diabas-, Porphyrit- und Melaphir-Gängen durchsetzt. Es kommen auch Tuffe und Tuffite vor.

In Montenegro ist das Unterskyth mit *Claraia clarai* führenden bunten klastischen Gesteinen und das Oberskyth mit *Natiria costata* führenden mergeligen Kalken vertreten.

In Westmazedonien kommt die Untertrias in drei faziellen Ausbildungen vor. Die Untertrias konnte paläontologisch auch in der Vardar-Zone festgestellt werden.

In Ostserbien ist die Untertrias in einer größeren westlichen und einer östlichen Zone aufgeschlossen. Die westliche Zone stellt die Verlängerung der Trias aus Rumänien vor und zieht sich über das Ruj-Gebirge nach Bulgarien hin. Die sogenannten „Bunten Sandsteine“ sind in ihrem oberen Teil sicher schon skythisch. Das höhere Skyth bilden bunte

*) Prof. Dr. A. RAMOVŠ, Katedra za geologijo in paleontologijo, Aškerčeva 12, Ljubljana.

glimmerreiche Kalksandsteine, Kalke und Dolomite mit *Meandrosira iulia*, *Natiria costata* u. a. Auch in der östlichen Zone ist das Skyth ähnlich ausgebildet. Die Untertrias ist schließlich noch an der Südseite von Fruška gora, NW von Beograd aufgeschlossen.

Anisische Stufe

Im Anis Sloweniens überwiegen fossilarme Dolomite bei weitem. Die merkwürdige Foraminifere *Meandrosira dinarica* kommt vom Unter- bis Oberanis vor. Sie wird meistens von Glomospiren und Glomospirellen begleitet. Von Makrofossilien konnten nur an wenigen Fundorten *Tetractinella trigonella* und *Mentzelia mentzeli* nachgewiesen werden. Das Unteranis und die Pelson-Unterstufe lieferten bis jetzt noch nirgends orthochronologische Beweise, die *Paraceratites trinodosus*-Zone dagegen ist in einigen Fundorten auch durch Ammoniten belegt. Eine andere fazielle Ausbildung des Anis stellen dunkle Algenkalke mit *Physoporella pauciforata*, *Diploporella hexaster* u. a. dar.

In Nordwest-Kroatien ist das Anis meist dolomitisch ausgebildet. Im Kuna gora-Berg führen knollige Plattenkalke eine Ammonitenfauna der *Paraceratites trinodosus*-Zone. In der Lika und im Velebit-Gebirge bauen das Anis überwiegend Algen-Kalke und Dolomite auf mit *Oligoporella pilosa*, *Macroporella alpina*, *Diploporella hexaster*, *Physoporella pauciforata* u. a.

Im Hochkarst-Gebiet Bosniens und der Herzegowina kommen im Anis auch Schiefer und bunte Sandsteine, Mergel, hornsteinführende Kalke und Tuffe vor. Im inneren Gebiet Bosniens und der Herzegowina liegt das karbonatische Anis diskordant auf dem Skyth. Seltener kommen auch Sandsteine und Eruptivgesteine vor. Im Gebiet von Jablanica, Konjic und in der breiten Umgebung von Vareš sind die *Dadocrinus gracilis*-Zone, die *Decurtella decurtata*-Zone und die *Paraceratites trinodosus*-Zone aufgeschlossen. Die Anis-Kalke gehen bei Vareš häufig in Hämatit und Hämatit-Schiefer über.

In der weiteren Umgebung von Sarajevo bestehen ganze Gebirgsketten aus Mittel- und Obertrias. Im Anis kommen zuunterst erinoidenführende Dolomite und Kalke vor, die in Brachiopodenkalke übergehen. Diese Kalke gehen nach oben in rötliche Han Buloger-Kalke mit einer außerordentlich reichen Cephalopodenfauna mit etwa 170 beschriebenen Arten über. In den Kalken ist weiterhin *Macroporella alpina* sehr häufig. Es kommen auch *Meandrosira dinarica* und *Glomospira densa* vor.

In Westserbien hat die mitteltriassische Transgression weite Räume eingenommen. Das Anis läßt sich meist gut unterteilen. Die *Dadocrinus gracilis*-Zone vertreten dunkle, seltener Crinoiden führende Kalke. Besonders fossilreich ist die *Decurtella decurtata*-Zone mit zahlreichen Brachiopoden. In diese Zone sind weiterhin Algenkalke mit *Macroporella alpina*, *Diploporella hexaster*, *Physoporella praealpina* u. a. einzureihen. Auch die *Paraceratites trinodosus*-Zone ist kalkig ausgebildet. Die andere Ausbildung charakterisieren vulkanische und sedimentäre Gesteine.

Eine abweichende Entwicklung des Anis findet man in Montenegro. In der Budva-Einheit folgen auf die Untertrias schlecht gebankte bis massige Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Tongesteine mit *Tetractinella trigonella* u. a., mit *Ptychites flexuosus* und Kalkalgen. Auch die dort vorkommenden Eruptiv-Gesteine und Tuffe sind anisischen Alters. Eine ähnliche Ausbildung findet man im südlichen und zentralen Montenegro.

Die Untertrias in der klastischen Fazies geht in Westmazedonien allmählich in die Kalk-Dolomit-Schichtfolge der Mittel- und Obertrias über. Unter den Kalken lassen sich folgende Typen unterscheiden: konglomeratisch-brekziöse Kalke, schwarze mergelige Kalke der *Decurtella decurtata*-Zone, dann hornsteinführende Kalke, auch mit den Cephalopoden der *Paraceratites trinodosus*-Zone.

In der Vardar-Zone folgen konkordant auf das Skyth Plattenkalke und hornsteinführende Kalke, die teils mittel- teils obertriassisch sind. Die jüngste Obertrias stellen Megalodontiden- und Algen-führende Massenkalk dar.

In der westlichen Trias-Zone Ostserbiens ist das Anis vertreten mit der *Dadocrinus gracilis*-Zone, der *Decurtella decurtata*-Zone und der *Paraceratites trinodosus*-Zone. Das Ladin stellen besonders dunkle ammonitenführende Kalke und eingeschaltete Daonellen und Halobien führende Mergel dar. In der östlichen Trias-Zone Ostserbiens konnte die Mitteltrias nicht genauer gegliedert werden.

Die Mitteltrias ist schließlich auch im pannonischen Gebiet aufgeschlossen, teils klastisch, teils karbonatisch ausgebildet.

Ladinische Stufe

Das Fassan ist in Slowenien fossilbelegt kaum bekannt, jedoch lithologisch durch pietra verde-führende Plattenkalke charakterisiert. Mehrere fazielle Ausbildungen kennzeichnen die Langobard-Unterstufe, die meist gut orthochronologisch oder parachronologisch belegt sind. Im tieferen Langobard sowie auch im Fassan führten die lebhaften tektonischen Bewegungen zur Bildung mannigfaltiger Sedimentationsräume. Ungleichmäßige Bewegungen hatten zur Folge, daß Konglomerate auf verschiedenen alte Schichtglieder übergreifen. Der starke ladinische Vulkanismus stand in Beziehungen mit den tektonischen Bewegungen. Im tiefen Langobard überwiegen klastische Gesteine, im höheren dagegen hornsteinführende Kalke, untergeordnet auch Dolomite, Mergel, Tonschiefer. Eruptivgesteine sind durch Porphyre, Porphyrite, Keratophyre, Diabase, Spilite und deren Tuffe vertreten. Ammoniten der *Protrachyceras archelaus*-Zone, *Daonella lommeli* und *Posidonia wengensis* sind die häufigsten Fossilien der ammonitenführenden Fazies. In der Algenfazies treten gut gebankte dunkelgraue Kalke mit Mergelschiefern auf. Sie führen *Teutloporella triasina*, *T. herculea* u. a. Eine besondere Fazies stellen die Pseudogailtaler Schichten dar.

In Nordwest-Kroatien kommt fossilführendes Ladin in Gregurić brieg bei Samobor vor. Das Ladin charakterisieren zwei fazielle Ausbildungen: eine klastische und eine karbonatische. Im oberen Ladin überwiegt jedoch überall die Karbonat-Sedimentation. Aus diesem Gebiet sind mehrere Ammoniten führende Fundorte bekannt, besonders Kunovac vrelo. Die dortige Ammonitenfauna beweist das Unterladin, vielleicht mit einem Übergang ins Anis. Die karbonatische Ausbildung ist weit verbreitet und liegt transgressiv auf dem Anis. Die Fossilien gehören den Dasycladaceen (*Macroporella beneckeii*, *Teutloporella nodosa*, *T. triasina*, *Diplopora annulata*, *D. annulatissima* u. a.) an.

Im Hochkarstgebiet Bosniens und der Herzegowina führen bituminöse Kalke zahlreiche Fossilien, darunter auch *Daonella lommeli* und *Protrachyceras pseudoarchelaus*. Bedeutend sind Vorkommen von Hämatit, Siderit, Magnetit und Mangan. Es kommt auch Gabbro vor. Bei Vareš folgen auf die Anis-Ladinischen silifizierten Übergangsdolomite mit Blei, Zink, Kupfer und Baryt eisen-manganhaltige Schiefer und darüber silifizierte Kalke, Hornsteine, Sandsteine und Tuffe mit *Daonella badiotica* u. a. Seltener kommen noch Spilite vor.

Die ladinische Stufe bauen in der Budva-Einheit und im südlichen Montenegro hornsteinführende Kalke mit *Daonella lommeli* u. a. Im nördlichen Montenegro beginnt das Ladin mit Tuffen und Tuffiten. Es folgen Kalke mit *Daonella lommeli*. Das obere Ladin charakterisieren massive Kalke mit *Teutloporella herculea*.

Die im Anis auftretenden Riffkalke und die roten Kalke Westserbiens gehen ins Ladin über. Die oberen roten Kalke führen Ammoniten der *Protrachyceras reitzi*- und *P. archelaus*-Zone. Den größten Teil des Ladins bilden geschichtete und plattige Kalke, häufig oder ausschließlich mit Kalkalgen.

Karnische Stufe

Das Karn ist in Slowenien sehr mannigfaltig ausgebildet. Die Cordevol-Unterstufe charakterisieren zwei fazielle Ausbildungen: eine überwiegende Algen-Fazies mit *Diplopora annulata*, die seitlich in dunkle Plattenkalke der Ammoniten-Fazies übergehen. Die Plattenkalke führen eine reiche Faunengemeinschaft der *Trachyceras aon*-Zone.

Das Jul transgrediert in beträchtlichen Gebieten Sloweniens auf die Cordevol-Gesteine. In einer Trockenphase zwischen dem Cordevol und Jul kam es auch zur Bauxit-Bildung; eine überwiegende Zerstörung der Langobard-Schichten während der jung-slowenischen Phase führte zur Bildung von mächtigeren klastischen Ablagerungen. Im höheren Teil des Jul sind schwarze Megalodontiden-führende Kalke und Bänderkalke eingelagert. Tuffe beweisen eine schwächere vulkanische Tätigkeit im Jul. In der paraischen Ausbildung lagern auf dem Cordevol schwarze fossilreiche mergelige Kalke, Mergel und Mergelschiefer mit *Myophoria kefersteini*, *Trigonodus carniolicus* u. a. auf, die stellenweise Linsen und Schichten von Anthrazit enthalten. Die Kalke charakterisiert eine *Clypeina besici*/Trocholinen-Faunengemeinschaft (*Trocholina biconvexa*, *T. multispira*, *T. procera multispiroides* u. a.).

Die Jul/Tuval-Grenze ist biologisch noch nicht erfaßt. Im Tuval überwiegen einerseits graue geschichtete Fleckenkalke, die mit tonigen Lagen wechsellagern. Die Kalke führen reichlich Conodonten der *Paragondolella polygnathiformis*-Zone, seltener dagegen eine arme *Tropites*-Fauna. Andererseits kommt im Tuval eine Wechsellagerung von gut gebankten Dolomiten, Dolomitmergeln und Tonen vor.

Im Gorski kotar begann das Karn meist mit Klastiten, die diskordant auf den älteren Schichten liegen. Die Sandsteine gehen nach oben allmählich in Dolomite mit häufigen Onkolith-Lagen über. Im Gorski kotar, in der Lika und im Velebit-Gebirge kann man drei Dolomit-Typen unterscheiden. Die größte Verbreitung haben laminierte Dolomite, dann folgen Dolomit-Kalkarenite und schließlich mittel- bis grobkörnige umkristallisierte Dolomite. Es kommen auch Tuffe vor. Den oberen Teil der Karn-Schichtfolge bilden mächtige Dolomite mit Onkolith-Lagen, die auch das Nor und das Rhät enthalten und kontinuierlich in den Lias übergehen.

Im Hochkarst-Gebiet Bosniens und der Herzegowina liegen die karnischen Plattenkalke und Dolomite mit mergeligen Zwischenlagen und vereinzelt mit Kohlen-Einschalungen teilweise auf einem Paläorelief mit Bauxit. Bei Glamoč bilden das Karn ammonitenreiche Kalke der *Tropites subbullatus*-Zone. Anderswo in Bosnien und in der Herzegowina konnte das Karn von der norischen und rhätischen Stufe nicht getrennt werden.

In der Budva-Einheit gehören dem Karn deutlich geschichtete Kalke mit Daonellen und Halobien an, im südlichen Montenegro dagegen wechsellagern Kalke mit *Clypeina besici* und Dolomite, die auch das Nor und Rhät enthalten. Die Obertrias in Westserbien konnte mangels Fossilien meist nicht genauer unterteilt werden. In Westmazedonien sind karnisch-norischen Alters die Karbonate, die den Mitteltrias-Kalken aufliegen.

Norische und rhätische Stufe

Die faziesreiche Ausbildung des Nor und des Rhät bietet in Slowenien zur Zeit noch keine Möglichkeit für eine weitere Unterteilung. Die stark überwiegenden gut geschichteten Dachsteinkalke des alpinen Gebietes gehen in einigen Gebieten in massive Riffkalke

über. Rötliche Hallstätter Kalke (Hallstätter Fazies) mit *Monotis salinaria* sind bisher nur in den Julischen Alpen bekannt. Der nächsten Obertrias-Fazies gehört der besonders in Zentral- und Südslovenien weit verbreitete graue, gut gebankte, oft lamminierte Dolomit an. Im tieferen Teil der Dolomit-Schichtfolge ist ein Onkolith-Horizont charakteristisch.

Im Gorski kotar, in der Lika und im Velebit-Gebirge gehen die karnischen Dolomite allmählich in die norischen und rhätischen, hie und da Megalodontiden und Onkoide führenden Dolomit über. Die obertriassischen Dolomite sind auch in Nordwest-Kroatien aufgeschlossen.

Im Nor und Rhät des Hochkarst-Gebietes, in Bosnien und in der Herzegowina sind meist geschichtete, seltener massige Dolomite mit Megalodontiden weit verbreitet. Die Obertriaskalke und Dolomite bauen auch den größten Teil der inneren Gebirgsketten Bosniens und der Herzegowina auf.

Auch in Montenegro sind das Nor und das Rhät als megalodontidenführende Kalke und Dolomite ausgebildet.

In Westserbien ist das Nor durch weiße und graue Massenkalken und Dolomite mit Megalodontiden vertreten. In den Plattenkalken kommt *Halorella pedata*, in den roten Kalken *Heterastridium* vor.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die weitverbreiteten Trias-Gesteine in Jugoslawien im alpinen, dinarischen, ostserbischen und pannonischen Raum mehr oder weniger vollständig abgelagert wurden.

Aus Gründen der Platzersparnis kann hier keine Übersicht der umfangreichen jugoslawischen Trias-Literatur gegeben werden.

Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) der Tessiner Kalkalpen

Von HANS RIEBER, Zürich¹⁾

Mit 2 Taf. und 2 Abb.

Zusammenfassung

Bei der flächenhaften Grabung „Punkt 902“ des Paläontologischen Instituts und Museums der Universität Zürich in der Grenzbitumenzone des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz) wurden neben zahlreichen Skeletten von marinen Fischen und Reptilien auch Reste von Lamellibranchiata (vorwiegend Daonellen) und Ammonoideen gefunden.

In der Grenzbitumenzone des Monte San Giorgio wurden bisher 44 Ammonoideen-Arten und -Unterarten, die sich auf 15 Gattungen verteilen, festgestellt. Bei einigen Ammonoideen-Arten variiert die Skulptur und der Gehäusequerschnitt in sehr weiten Grenzen.

Die stratigraphische Auswertung der Ammonoideen ergab, daß die Grenzbitumenzone in das höchste Anis (*polymorphus*-Zone) und das tiefste Ladin einzustufen ist.

Die Ceratiten des germanischen Muschelkalkes leiten sich wahrscheinlich von den sehr ähnlichen Serpianiten des höchsten Anis ab.

Summary

Systematic excavations executed by the Paleontological Institute and Museum of the University of Zürich within the "Grenzbitumenzone" on "Punkt 902" of the Monte San Giorgio (Canton Ticino, Switzerland) yielded also Lamellibranchia (especially *Daonella*) and Ammonoidea besides the famous marine fishes and reptils.

Altogether there were determined within the Grenzbitumenzone 44 species and subspecies belonging to 15 genera of the Ammonoidea. The sculpture and the section of the representatives of some species is varying in very large bounds.

The stratigraphic interpretation of the Ammonoidea has given the result, that the Grenzbitumenzone belongs to the uppermost part of the Anisian (*polymorphus*-zone) and to the lowermost of the Ladinian.

It is presumed that the genus *Ceratites* s. s. of the germanic basin is an ascendant of the very similar Genus *Serpianites* of the Grenzbitumenzone.

Einleitung

Die Grenzbitumenzone der Mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen ist ein überaus reicher Fundhorizont für marine Fische und Reptilien. Bei zahlreichen, flächenhaften Grabungen, die seit 1924 unter der Leitung von B. PEYER und E. KUHN-SCHNYDER in der Grenzbitumenzone des Monte San Giorgio durchgeführt wurden, konnte eine große Zahl meist vollständig erhaltener Skelette von marinen Fischen und Reptilien geborgen werden (E. KUHN-SCHNYDER 1964).

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. HANS RIEBER, Paläontologisches Institut der Universität Zürich, CH-8006 Zürich, Künstlergasse 16.

Neben diesen weltbekannt gewordenen Wirbeltieren kommen in der Grenzbitumenzone jedoch auch Wirbellose, vorwiegend Lamellibranchiata und Ammonoideen vor (H. RIEBER 1968, 1969 und 1973). Bei früheren Grabungen wurde diesen Wirbellosen wenig Beachtung geschenkt, weil das Hauptinteresse den Wirbeltieren galt. Erst bei der letzten von 1950 bis 1968 vom Paläontologischen Institut und Museum durchgeführten Grabung in diesem Horizont auf „Punkt 902“ des Monte San Giorgio wurden auch die Wirbellosen konsequent gesammelt³⁾.

Obwohl von C. AIRAGHI (1912) und A. FRAUENFELDER (1916) die Wirbellosen der Grenzbitumenzone der Tessiner Kalkalpen beschrieben worden waren, bestand berechtigte Aussicht, mit einem solch umfangreichen, genau horizontalen Material, wie es nur bei systematischen Grabungen gesammelt werden kann, wesentliche neue Erkenntnisse über die Wirbellosen, die Stratigraphie, die Ökologie und die Sedimentologie der Grenzbitumenzone zu gewinnen.

Bei der Grenzbitumenzone auf „Punkt 902“ des Monte San Giorgio handelt es sich um eine ca. 16 m mächtige Wechsellagerung von bituminösen, mehr oder weniger feingeschichteten Dolomitbänken mit sehr stark bituminösen Tonschiefern und einigen vulkanogenen Lagen, meist tonigen Tuffiten. Für die Grabung „Punkt 902“ wurden die Schichten von unten nach oben numeriert und die Grenzbitumenzone in drei Abschnitte (untere Grenzbitumenzone von Schicht 3 bis 53, mittlere von 54 bis 132 und obere von 133–186) unterteilt.

Erhaltungsweise der Ammonoideen

Während die Reste von Wirbeltieren sowohl in den Tonschiefern als auch in den Dolomitbänken vorkommen, sind Ammonoideen und Lamellibranchiata auf die Dolomitbänke beschränkt. Vermutlich blieben die Molluskenschalen in den karbonatarmen bis -freien Tonschiefern nicht erhalten.

Die Erhaltungsweise der Ammonoideen in den Dolomitbänken ist, bedingt durch den verschiedenen Gehalt an organischer Substanz, sehr unterschiedlich. In schwach bituminösen Dolomitbänken, die nicht oder nur undeutlich feingeschichtet sind, liegen die Phragmokone und häufig auch der hintere Teil der Wohnkammern als nahezu unverdrückte Hohlformen vor. Der vordere Teil oder seltener die ganze Wohnkammer ist in diesen Bänken als unverdrückter Steinkern erhalten. Die Hohlformen sind stets mit einer Tapete aus Dolomit und/oder Quarzkristallen ausgekleidet. In einer Dolomitbank liegen die Ammonoideen als ziemlich massive Kieselsäureauskleidungen vor. Diese Kieselsäurepseudomorphosen, die die frühere Außenmorphologie der Ammonoideen wiedergeben, sind oberflächlich durch die Verwitterung des Dolomits freigelegt worden. Außerdem lassen sie sich mit Säure aus dem frischen Gestein herauslösen. In stärker bituminösen Dolomitbänken sind die Phragmokone und zum Teil auch die Wohnkammern mehr oder weniger stark plattgedrückt. In einer ebenfalls stark bituminösen, deutlich feingeschichteten Dolomitbank liegen die Ammonoideen als einseitige, vollkörperliche Sedimentausgüsse vor. An der Ober- und Unterfläche der Dolomitbank vertragen sich diese Sedimentausgüsse durch rundliche Eindellungen.

³⁾ Die Erforschung der Triasfauna der Tessiner Kalkalpen wird seit 1924 durch die Georges und Antoine Claraz-Schenkung großzügig gefördert. Die Kosten der Geländearbeiten werden seit 1954 durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung übernommen. Beiden Institutionen sei auch an dieser Stelle der allerbeste Dank ausgesprochen.

Für die paläontologischen Untersuchungen wurden von den Hohlformen Ausgüsse aus grau gefärbtem Silikonkautschuk hergestellt.

An den Hohlformen bzw. den Ausgüssen derselben konnte natürlich nur die äußere Form, also die Skulptur und der Gehäusequerschnitt, nicht jedoch die Lobenlinie und die ontogenetische Entwicklung der Gehäuse untersucht werden. Die mangelhafte Erhaltungsweise wird jedoch durch die große Zahl horizontierter Stücke teilweise kompensiert.

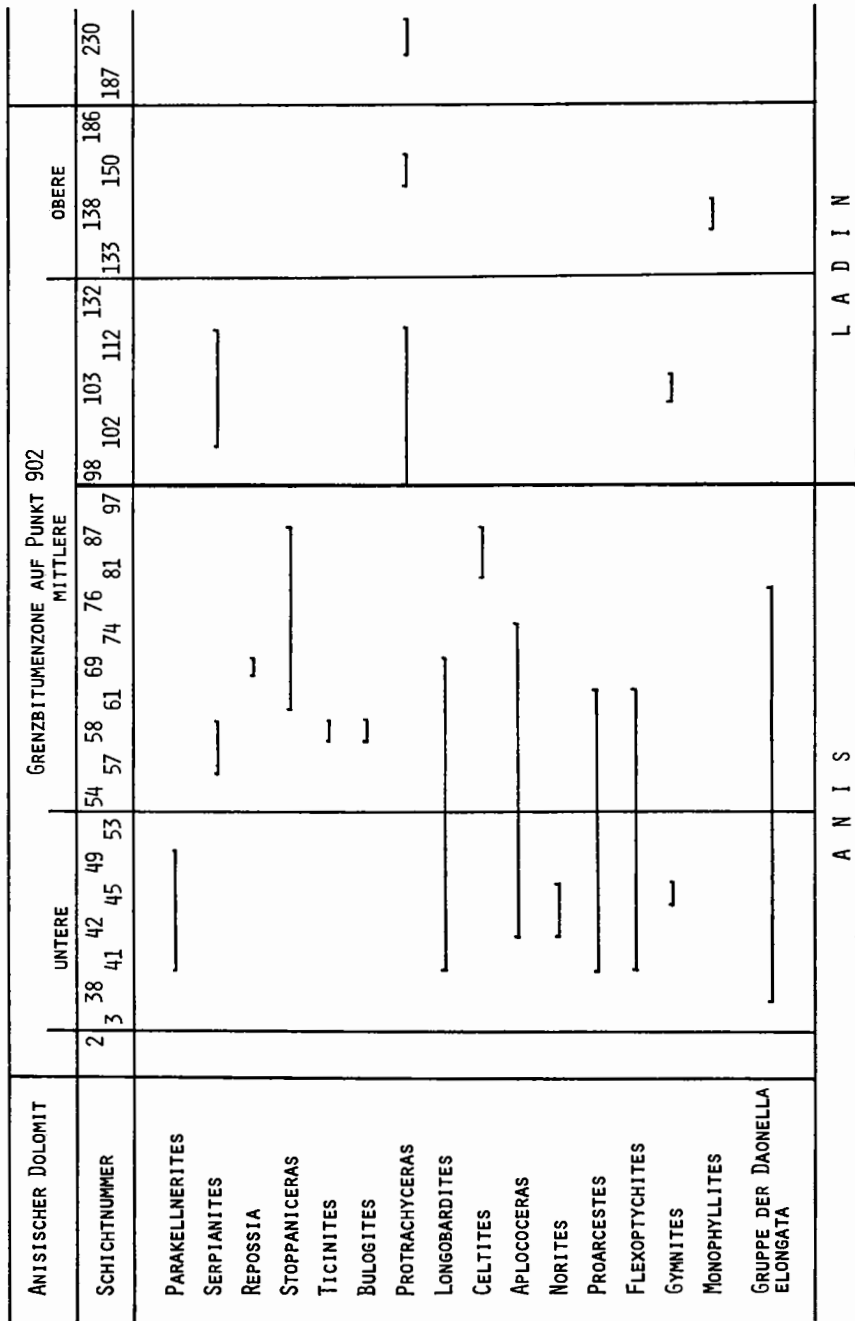
Ammonoideen-Fauna

Insgesamt wurden bisher in der Grenzbitumenzone 44 Ammonoideen-Arten und -Unterarten festgestellt, die sich auf 15 Gattungen (Abb. 1) verteilen.

Am häufigsten sind die Vertreter der Ceratitidae. Bei vielen von ihnen handelt es sich um bisher nicht bekannte Formen. Es wurden (RIEBER 1973) 5 Gattungen (*Parakellnerites*, *Serpianites*, *Repossia*, *Stoppaniceras* und *Ticinites*; Taf. 1 und 2, Abb. 2) mit 10 Arten und 5 Unterarten aufgestellt.

Dabei mußten die Arten und Unterarten wegen der großen Variabilität weit, die Gattungen aus nomenklatorischen Gründen dagegen eng gefaßt werden. Die Trachyceratitidae (Taf. 1, Fig. 3 und 8–10; Abb. 2k), die im mittleren und oberen Teil der Grenzbitumenzone vorkommen, sind Vertreter von Arten, die C. AIRAGHI (1912) der Gattung *Balatonites* zugeordnet hat. AIRAGHI hatte versehentlich eine Kante, die sich bei seinen Gipsausgüssen auf der Externseite ergeben hatte, als externen Kiel gedeutet. Von RIEBER (1973) wurden sie zur Gattung *Protrachyceras*^{*)} gestellt. Vertreter des Genus *Longobardites* wurden nur in der unteren und den tieferen Teilen der mittleren Grenzbitumenzone gefunden. In zwei sehr dünnen Horizonten innerhalb der Dolomitbänke 57 und 61 treten sie massenhaft auf, während sie sonst nur sehr vereinzelt festgestellt wurden. Aplococeraten treten vereinzelt im tieferen Teil der Grenzbitumenzone bis Schicht 74 auf. Ammonoideen, die am besten bei der Gattung *Celtites* untergebracht werden, sind in der mittleren Grenzbitumenzone, in den Dolomitbänken 83 und 87, recht häufig. Allerdings sind die Hohlformen dieser Ammonoideen stets etwas komprimiert und mit sehr groben Kristallen ausgekleidet. Die Arcestidae sind mit *Arcestes* (*Proarcestes*) *extralabiatus* MOJS. und die Ptychitidae mit *Flexoptychites acutus* (MOJS.) in den tieferen Teilen der Grenzbitumenzone vertreten. Von *Gymnites* liegen insgesamt nur 3 Reste und von *Monophyllites* sogar nur ein kleines Fragment vor. Die Gattung *Norites* ist durch wenige Exemplare von *Norites dieneri* ARTHABER aus der unteren Grenzbitumenzone belegt. In der oberen Grenzbitumenzone wurden einige stark komprimierte Ammonoideen gefunden, die eventuell auch zur Gattung *Norites* gehören könnten.

^{*)} In der Diskussion im Anschluß an mein Referat über die Ammonoideen der Grenzbitumenzone anläßlich des Internationalen Symposiums über die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias bemerkte N. J. SILBERLING, daß es sich bei diesen Ammonoideen höchstwahrscheinlich um Vertreter der Gattung *Nevadites* SMITH handle.



L A D I N

A N I S

Abb. 1. In der Grenzbitumenzone des Monte San Giorgio festgestellte Ammonoideen-Gattungen und ihre zeitliche Verbreitung. Die Vertreter einer Gattung kommen jeweils nur in wenigen, manche (z. B. *Ticinites*) nur in einer Bank vor.

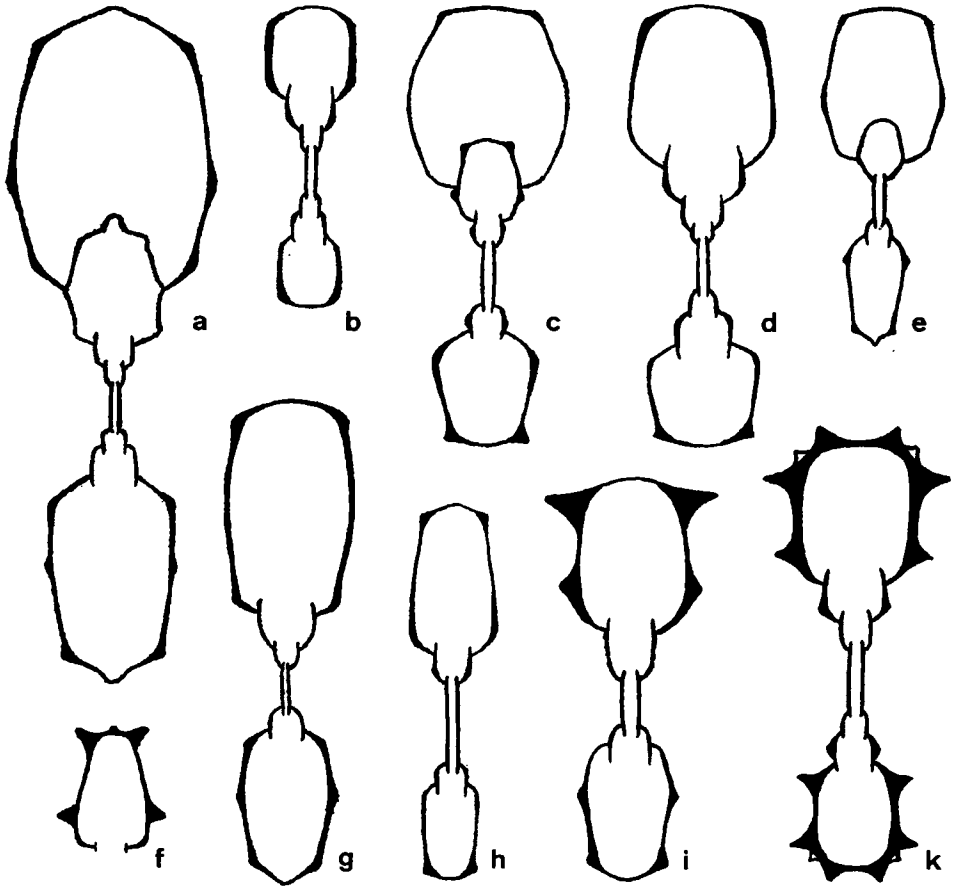


Abb. 2. Querschnitte von Ammonoideen der Grenzbitumenzone von Punkt 902 des Monte San Giorgio.

a *Parakellnerites meriani* RIEBER (Holotyp, Taf. 1, Fig. 1—2), Schicht 49, L/1098;

b *Ticinites polymorphus*, Schicht 58, L/1230;

c *Stoppaniceras variabilis* RIEBER, Schicht 61, L/1111;

d *Ticinites polymorphus* RIEBER, Schicht 58, L/1227;

e *Serpianites curionii* RIEBER, Schicht 58, L/1156;

f *Reposia acutenodosa* RIEBER, Schicht 69, L/1185;

g *Parakellnerites frauenfelderi frauenfelderi* RIEBER (Holotyp), Schicht 45, L/1034;

h *Stoppaniceras variabilis* RIEBER (Holotyp, Taf. 2, Fig. 2—3), Schicht 61, L/1122;

i *Serpianites serpianensis* (AIRAGHI) (Neotyp, Taf. 1, Fig. 7), Schicht 106, L/1165;

k *Protrachyceras ambrosionii* (AIRAGHI) (Neotyp, Taf. 1, Fig. 3 und 9), Schicht 106, L/1261.

Alle Figuren in natürlicher Größe.

Variabilität der Ammonoideen

Bei verschiedenen Ceratitiden-Arten wurde eine erstaunlich große Variabilität der Gehäuseform und -skulptur festgestellt. Die extremen Varianten der einzelnen Arten sind hinsichtlich Skulptur und Windungsquerschnitt so verschieden, daß man sie früher mindestens spezifisch, wenn nicht gar generisch getrennt hätte. Dank des umfangreichen, genau horizontierten Materials, wie es nur bei flächenhaften Grabungen gewonnen werden kann, besteht kein Zweifel, daß es sich jeweils nur um verschiedene Varianten, Morphotypen, einer Art handelt.

Diese große Variabilität führte zu sehr erheblichen Schwierigkeiten bei der Festlegung der Gattungszugehörigkeit der einzelnen Arten. Die bisher bestehenden Gattungen wie *Paraceratites*, *Semiornites*, *Kellnerites*, *Halilucites* und *Hungarites* sind Gruppen von Formen, deren Skulptur und Windungsquerschnitt jeweils ähnlich sind. Die Möglichkeit, daß eine Art sowohl schwach als auch mäßig bis sehr kräftig skulptierte Formen umfaßt, wie das für einige Arten der Grenzbitumenzone zutrifft, wurde offensichtlich gar nicht in Erwägung gezogen. Da jedoch die verschiedenen Morphotypen der einzelnen Arten nicht zugleich zwei der bestehenden Gattungen angehören können, mußten einige neue Gattungen eingeführt und die bestehenden in ihrem Umfang eingeschränkt werden. Dadurch wird aus dem bisherigen zeitlichen „Nebeneinander“ von relativ langlebigen, jedoch sehr heterogenen Gattungen ein „Nacheinander“ von kurzlebigen Gattungen.

Die große Variabilität erklärt übrigens auch, warum der Umfang der Gattung *Paraceratites* (bzw. früher *Ceratites*) im Verhältnis zu den anderen Gattungen so groß ist. Während zu den Gattungen *Kellnerites*, *Halilucites* und *Semiornites* nur extrem stark bzw. extrem schwach skulptierte Formen gestellt wurden, war die Gattung *Paraceratites* ein Sammelbecken für alle mittelmäßig skulptierten Formen.

Stratigraphie

Die an den Ammonoideen gewonnenen Ergebnisse bestätigen und ergänzen die auf den Daonellen (RIEBER 1968 und 1969) basierenden stratigraphischen Befunde, nämlich, daß die Grenzbitumenzone im Grenzbereich Anis-Ladin einzustufen ist. In Schicht 98 tritt mit *Protrachyceras dealessandrii* (AIRAGHI) erstmals ein Vertreter der Trachyceratidae auf und außerdem kommen in den Schichten 51 bis 61 Daonellen (*Daonella caudata* FRAUENFELDER und *Daonella elongata* MOJS.) vor, die in der Pufelser Schlucht (Südtiroler Dolomiten) in den unteren Bänderkalken unmittelbar unterhalb der tiefsten Bank der Buchensteiner Knollenkalke liegen. Der Übergang Untere Bänderkalke/Buchensteiner Knollenkalke in der Pufelser Schlucht und damit die Grenze Anis-Ladin fällt somit in der Grenzbitumenzone auf Punkt 902 in den Schichtstoß über Schicht 61. Da weder *Protrachyceras reitzi* БОЕСКН noch *Protrachyceras recubariense* MOJS. in der Grenzbitumenzone festgestellt wurden, kann meines Erachtens nur mit dem Einsetzen der ersten anderen Trachyceratidae innerhalb der Grenzbitumenzone der Beginn der ladinischen Stufe festgelegt werden. Dabei ist noch zu bedenken, daß zwar *Protrachyceras reitzi* nach MOJSISOVICS (1882) und HORN (1914) aus den Buchensteiner Knollenkalken der Pufelser Schlucht bekannt ist, doch kennt man sein genaues Vorkommen im Profil nicht. Außerdem ist es noch keineswegs gesichert, daß es sich bei den angegebenen Stücken tatsächlich um die Art *Protrachyceras reitzi* handelt. Auf Punkt 902 wurde in Schicht 150 (etwa 3,5 m über Schicht 98) ein *Protrachyceras*

cf. *gortanii* PISA gefunden. PISA (1966) gibt diese Art aus der Zone des *Protrachyceras recubariense* MOJS. an (die *recubariense*-Zone entspricht etwa der *reitzi*-Zone). Außerdem wurde auf Punkt 902 im Schutt der Schichten 200 bis 230 ein Bruchstück eines *Protrachyceras* entdeckt, das am besten mit *Protrachyceras pseudoarchelaus* (BOECKH) verglichen werden kann. *Protrachyceras pseudoarchelaus* ist bisher aus der Zone des *Protrachyceras archelaus* bekannt. Das Vorhandensein von *Protrachyceras* cf. *gortanii* in Schicht 150 und des *Protrachyceras pseudoarchelaus* nahestehenden Protrachyceraten aus dem Bereich der Schichten 200—230 weist darauf hin, daß der obere Teil der Grenzbitumenzone sicher in das Ladin zu stellen ist. Selbst wenn *Protrachyceras dealessandrii* (AIRAGHI) aus Schicht 98 sowie *Protrachyceras ambrosionii* (AIRAGHI) aus den Schichten 106 und 112 zur Gattung *Nevadites* SMITH (vgl. Fußnote 3) gestellt werden, sollte die Grenze Anis/Ladin mit dem Einsetzen dieses neuen Faunenelements, also unterhalb von Schicht 98 gezogen werden. Nach SILBERLING & TOZER (1968, S. 12) ist die Grenzziehung in Nordamerika ohnehin im wesentlichen willkürlich. Es hängt davon ab, ob die Gattung *Nevadites*, die als unmittelbarer Vorläufer des typisch ladinischen Genus *Protrachyceras* angesehen wird, noch zu den Ceratitidae oder schon zu den Trachyceratidae gestellt wird. Auf Grund der Skulptur kleinerer Individuen (Taf 1, Fig. 8 und 10) können meines Erachtens die Formen der Grenzbitumenzone nur zu den Trachyceratidae gestellt werden. Übrigens fand ich in den untersten Buchensteiner Knollenkalken am Steilhang des Val Daone unterhalb Prezzo in Judikarien ebenfalls einen Ammoniten mit rundlichem Windungsquerschnitt zwischen den Rippen, kräftigen Marginalknoten und einer breiten, gegenüber den Marginalknoten deutlich eingesenkten Rippenunterbrechung. Da es sich bei dieser Form höchstwahrscheinlich um einen Vertreter der Gattung *Nevadites* handelt, ist, wenigstens in Judikarien, diese Gattung in den Buchensteiner Knollenkalken nachgewiesen.

Nicht eine der zahlreichen Ceratitiden-Arten der *trinodosus*-Zone der Südalpen konnte in der Grenzbitumenzone nachgewiesen werden und umgekehrt. Dagegen besitzen manche Ceratitiden, Trachyceratiden und Aplococeraten der Grenzbitumenzone enge Beziehungen zu entsprechenden Vertretern von Fundpunkten, deren stratigraphische Position bisher unterschiedlich beurteilt wurde. Solche Fundpunkte sind: die Fricca-Schlucht und das Val Gola in den tridentinischen Alpen (ARTHABER 1916), Hajmáskér, Forras-hegy, Felső-Örs am Balatonsee (MOJSISOVICS 1882 und ARTHABER 1903), Han Bulog und Haliluci bei Sarajevo (HAUER 1888 und 1898), Ghegna im Valle Brembana (TOMMASI 1913), der Wettersteinkalk des Zugspitzmassivs (REIS 1901 und 1907) und Forno im Avisio-Tal (MOJSISOVICS 1882 und BUBNOFF 1921). An allen diesen Fundpunkten kommen, wie in der Grenzbitumenzone, wenig oder keine Arten vor, die für die *trinodosus*-Zone der Südalpen typisch sind. Ein Teil dieser Faunen kann deshalb ebensowenig wie die Fauna der Grenzbitumenzone in die als Faunenzone aufgefaßte *trinodosus*-Zone gestellt werden. Da den meisten Faunen jedoch auch typische Formen der *reitzi*- oder *recubariense*-Zone des unteren Ladin fehlen, wurde (RIEBER 1973, S. 81), entsprechend meinen Ausführungen von 1967, das oberste Anis mit einem eigenen Zonennamen, *polymorphus*-Zone, versehen.

R. ASSERETO hatte 1969 zwischen die *trinodosus*- und *reitzi*-Zone die *avisianus*-Zone eingefügt. Er begründet dies unter anderem damit, daß *Aplococeras avisianum* MOJS. aus den Südalpen und *Lecanites vogdesi* HYATT & SMITH aus der Trias von Nevada synonym seien. *Lecanites vogdesi* liegt nach ASSERETO (1968, S. 140) in Nevada im oberen Teil der Zone des *Gymnotoceras meeki*. Da ASSERETO die Zone des *Gymnotoceras rotelliformis*, die sich unmittelbar unterhalb der *meeki*-Zone befindet, mit der *trinodosus*-Zone

der Alpen parallelisiert, folgt für ihn daraus, daß die Schichten über der *trinodosus*-Zone der Alpen der *avisianus*-Zone⁴⁾ angehören.

Für den anisischen Teil der Grenzbitumenzone kann meines Erachtens dieser Zonenbegriff nicht übernommen werden. Dafür gibt es mehrere Gründe, von denen ich hier nur zwei anführen will. In der Grenzbitumenzone kommen zwar Aplococeraten vor, jedoch nicht die Art *avisianus*. Auch die anderen am locus typicus von *Aplococeras avisianus* vorkommenden Ammonoideen fehlen in der Grenzbitumenzone. Für den Bereich der Tessiner Kalkalpen habe ich deshalb *Ticinites polymorphus* RIEBER als Zonenfossil für den anisischen Anteil der Grenzbitumenzone vorgeschlagen. Für die *polymorphus*-Zone, die ich als Faunenzone verstanden haben will, sind alle im anisischen Teil der Grenzbitumenzone vorkommenden, kurzlebigen Ammonoideen-Arten kennzeichnend. Vorerst hat diese Zone deshalb nur lokalen Charakter. Die Obergrenze der *polymorphus*-Zone ist durch das Einsetzen der Trachyceratidae (*Protrachyceras* resp. *Nevadites dealessandrii* in Schicht 98) eindeutig festlegbar, während sich die Untergrenze in den Tessiner Kalkalpen nicht definieren läßt. In den tiefsten Schichten der Grenzbitumenzone und dem liegenden „Anisischen Dolomit“ wurden keine Ammonoideen und Daonellen gefunden.

Die *polymorphus*-Zone, die, wegen der in diese Zeit fallenden großen evolutionären Veränderungen der Ammonoideen und Daonellen, einen großen Zeitraum umfaßt, kann in Nordamerika wohl am besten mit Teilen der Zone des *Gymnotoceras meeki* und *Gymnotoceras occidentalis* parallelisiert werden.

Einige Serpianiten der Grenzbitumenzone weisen sehr große Ähnlichkeit mit den frühesten Ceratiten der germanischen Trias auf. Ich halte es deswegen für viel wahrscheinlicher, daß die Gattung *Ceratites* resp. *Progonoceratites* von diesen Formen aus dem allerhöchsten Anis und nicht von dem stratigraphisch viel älteren *Paraceratites binodosus* (HAUER) abstammt. Das hat für die Parallelisierung der alpinen mit der germanischen Trias gewisse Konsequenzen.

⁴⁾ Der Begriff *avisianus*-Zone geht auf MOJSISOVICS (1895, S. 1296) zurück. Die Zone wurde von ihm zwischen die *curionii*-Zone (entspricht etwa der *reitzi*-Zone) und die *archelaus*-Zone eingeschoben. Schon BITTNER (1896, Fußnote 1 auf S. 18) schreibt darüber: „mit der Creirung auf derartige local auftretende Kalkmassen basirter ‚Zonen‘ oder Niveaus sollte man überhaupt sehr vorsichtig sein.“

Tafel 1





1



2



3



4



6



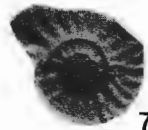
5



8



9



7



10

Tafel 1

Ammonoideen aus der Grenzbitumenzone von Punkt 902 des Monte San Giorgio

- Fig. 1—2. *Parabellnerites meriani* RIEBER (Holotyp, Abb. 2a), Schicht 49, L/1098;
Fig. 3. Externansicht zu Fig. 9;
Fig. 4. *Repossia acutenodosa* RIEBER (Holotyp), Schicht 61, L/1189;
Fig. 5. *Repossia acutenodosa* RIEBER, Schicht 61, L/1201;
Fig. 6. Externansicht zu Fig. 4;
Fig. 7. *Serpianites serpianensis* (AIRAGHI) (Neotyp, Abb. 2i), Schicht 106, L/1165;
Fig. 8. Externansicht zu Fig. 10;
Fig. 9. *Protrachyceras ambrosionii* (AIRAGHI) (Neotyp, Externansicht: Fig. 3, Querschnitt: Abb. 2k), Schicht 106, L/1261;
Fig. 10. *Protrachyceras ambrosionii* (AIRAGHI), Schicht 112, L/1260;
Fig. 11. *Ticinites polymorphus* RIEBER, Schicht 58, L/1227.

Alle Figuren in natürlicher Größe; die Originale zu den Figuren 1—3, 7—11 sind Silikonkautschuk-Ausgüsse (Fig. 11 mit einem Stück Wohnkammersteinkern) und zu den Figuren 4—6 Kiesel säure pseudomorphosen.

Tafel 2

Verschiedene Morphotypen von *Stoppaniceras variabilis* RIEBER aus Schicht 61 der Grenzbitumenzone von Punkt 902 des Monte San Giorgio

- Fig. 1. Breiter, grobskulptierter Morphotyp, L/1110;
Fig. 2—3. Mäßig skulptierter Morphotyp, Holotyp, L/1122, Querschnitt Abb. 2h;
Fig. 4. L/1120;
Fig. 5. L/1121;
Fig. 6. Schmäler, schwach skulptierter Morphotyp, L/1123;
Fig. 7. L/1119;
Fig. 8. Schmäler, glatter Morphotyp, L/1124;
Fig. 9. L/1125;
Fig. 10. L/1112.

Alle Figuren in natürlicher Größe; die Originale zu den Figuren sind Silikonkautschuk-Ausgüsse. Bei den Originalen zu Fig. 2—6 haftet der Steinkern (hellgrau) des vordersten Abschnitts der Wohnkammer am Silikonkautschuk-Ausguß (dunkelgrau).

Literaturauswahl

- AIRAGHI, C. (1912): I Molluschi delgi scisti bituminosi di Besano in Lombardia. — Atti. Soc. ital. Sci. nat. 51, 1—30, 1 Abb., Taf. 1—4.
ASSERETO, R. (1969): Sul significato stratigrafico della „Zona ad Avisianus“ del Trias medio nelle Alpi. — Boll. Soc. geol. ital. 88 (1), 123—145, 2 Abb., 1 Tab.
BITTNER, A. (1896): Bemerkungen zur Neuesten Nomenklatur der alpinen Trias. — 32 S., Wien (Hollinek).
FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. — Eclog. geol. Helv. 14 (2), 247—371, 5 Abb., Taf. 5—9, 3 Tab.
HORN, M. (1914): Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. — 107 S., 8 Abb., Taf. 1—2, 2 Tab., Königsberg.
KÜHN-SCHNYDER, E. (1964): Die Wirbeltierfauna der Trias der Tessiner Kalkalpen. — Geol. Rundsch. 53 (1), 393—412, 7 Abb., 1 Textfig.

- MOJSISOVICS, E. v. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abh. k. k. geol. Reichsanst. 10, 322 S., 94 Taf.
- MOJSISOVICS, E. v., W. WAAGEN & C. DIENER (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — Sber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 104 (1), 1271—1302, 1 Tab., Wien.
- PISA, G. (1966): Ammoniti ladiniche dell'alta Valle del Tagliamento Alpi carniche. — Giorn. Geol. 33, fasc. II, 617—683, 4 Abb., 1 Taf. im Text, Taf. 70—77, 2 Tab.
- RIEBER, H. (1967): Über die Grenze Anis-Ladin in den Südalpen. — Eclog. geol. Helv. 60 (2), 611—614.
- (1968): Die Artengruppe der *Daonella elongata* Mojs. aus der Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). — Paläontol. Z. 42, 33—61, 12 Abb., Taf. 2—3.
- (1969): Daonellen der Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). — Eclog. geol. Helv. 62 (2), 657—683, 7 Abb., Taf. 1—4.
- (1973): Cephalopoden aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). — Schweiz. Paläont. Abh. 93, 1—96, 22 Abb., 13 Tab., 17 Taf.
- SILBERLING, N. J. & E. T. TOZER (1968): Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. — Geol. Soc. Am., Spec. Paper 110, 63 S., 1 Abb., 1 Tab.

Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven)

Von G. TICHY*

Mit 1 Abb. und 1 Tab.

In den weitverbreiteten, oft über 1000 m mächtigen, lagunären Karbonatserien der Trias findet man fast keine oder nur selten Ammoniten, während die Megalodonten doch weltweit verbreitet sind und in den sonst megafossilarmen Lagunenablagerungen relativ häufig angetroffen werden.

Die triassischen Megalodonten sind Faziesfossilien, die die Kalkschlammgründe einer Flachsee, meist in der Lagune oder vereinzelt auch den Riffhaldenbereich (ZAPFE, 1964, 253) bevölkern. Zum Unterschied zu den devonischen Megalodonten fehlen die triassischen in den Riffen fast zur Gänze. In den Raibler- und Torer Schichten, wo sie nach FRECH (1904, 128) häufig vorkommen, treten sie nach eigener Erfahrung, ebenso wie in den Kössener Schichten, nur in den Kalkbänken oder in nur gering mergeligen Partien auf.

Eine Ausnahme bildet nur die Gattung *Cornucardia*, die vorzugsweise in Mergeln, aber auch im Kalk (ZAPFE, 1972) vorkommt. Ganz selten wurden in der Megalodontenfazies Ammoniten festgestellt (STÜRZENBAUM, 1879, 287; MOJSISOVIC, 1892, 778; KUTASSY, 1927, 126).

Die Megalodonten waren wahrscheinlich, wie viele Mollusken der Gegenwart, euryhalin. Ihr oft bankweises, individuenreiches, aber artenarmes Vorkommen zeigt auf extreme ökologische Bedingungen. Diese Erscheinung wird von vielen Forschern auf ein hypersalines Milieu zurückgeführt. Durch den Einfluß des warmen Klimas (SCHWARZBACH, 1961) sind in den ausgedehnten seichten Lagunengebieten höhere Salzkonzentrationen sehr wahrscheinlich (ZAPFE, 1957, 1959; WIESENEDER, 1958). Ein verminderter Salzgehalt kann ebenfalls Massenvorkommen einer artenarmen Fauna bedingen. Für Brackwassereinfluß fehlen hier aber die paläogeographischen Voraussetzungen.

Es wäre jedoch völlig verfehlt, wenn man die Lagunenablagerungen generell als hypersalinar deuten würde. Es ist geradezu unwahrscheinlich, daß derart große Ablagerungsräume ständig oder zum größten Teil vom offenen Meer abgeschlossen wurden. Dort, wo größere Wassermengen vom Ozean in die Lagune zufließen, besteht auch nur ein geringer Unterschied in der Salinität zwischen den beiden (vgl. WIENS, 1965). Wenn es aber der erhöhte Salzgehalt ist, der diese monotone Fauna bewirkt, müßte, zumindest in den Gebieten, die mit dem offenen Meer in Verbindung standen, eine viel reichhaltigere Fauna anzutreffen sein. Da aber derartige Faunen aus dem Lagunenbereich nicht bekannt sind, müssen wohl andere Faktoren für dieses Phänomen zur Erklärung herangezogen werden.

Eine sehr wesentliche Rolle scheint dem Substrat zuzukommen. Die ständig hochgewirbelte Trübe der weichen Kalkschlammgründe, ähnlich den Gebieten des „milky water“ der Großen Bahamabank, dürfte für die meisten benthonischen Bewohner sehr ungünstig gewesen sein. Das häufige Fehlen von Dasycladaceen im Bereich der Megalodontenbänke könnte hiermit gedeutet werden. Nur vereinzelt treten Megalodonten mit Kalkalgen auf (z. B. GÜMBEL, 1872; SPITZ & DYHRENFURTH, 1915, 62; TICHY, 1972, 12).

* Dr. G. TICHY, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, A-5020 Salzburg, Akademiestr. 26.

Auch der Wassertemperatur könnte eine gewisse Bedeutung für dieses Problem zukommen. Oberhalb von 30°C nimmt die Fruchtbarkeit vieler Tiere ab und ab 35°C können nur mehr wenige Arten existieren, wobei die Temperaturgrenzen für das Überleben von Larven und Eiern viel enger sind als bei den Adulttieren. Abgesehen von den genannten Faktoren spielen viele andere, wie z. B. Durchlüftung, Durchlichtung, Nahrungsangebot, Wassertiefe, Wasserströmungen usw. sowie deren Zusammenwirken eine entscheidende Rolle für die Ausbildung derartig eintöniger Faunen.

Die alte Streitfrage, ob die triassischen Megalodonten mit den devonischen in stammesgeschichtliche Beziehung gebracht werden können, oder ob hier eine Konvergenzerscheinung vorliegt, ist noch nicht befriedigend gelöst, da einerseits von vielen Megalodonten noch keine Schlösser beschrieben wurden und andererseits die große Plastizität heterodonter Schlösser bekannt ist (HAFFER, 1959). Auch bei ähnlich ausgebildeten Schlossern muß keine genetische Kontinuität bestehen. Der große Hiatus zwischen dem Ende des Mitteldevons und der Mitteltrias, aus dem keine Megalodonten bekannt sind, obwohl die Fazies, die von diesen Bivalven bevorzugt wurde, gegeben war, wird ebenfalls als Beweis einer Konvergenz gedeutet.

Ganz gleich, wie immer man zu dieser Frage der Abstammung stehen mag, zwischen den devonischen und den triassischen Megalodonten sind so große Unterschiede vorhanden, daß die Gattungsbezeichnung *Neomegalodon* für die triassischen gerechtfertigt erscheint. Schon STOPPANI (1860—1865) und DI STEFANO (1912) schlugen vor, die GUEMBELSche Untergattung *Neomegalodon* in den Gattungsrang zu erheben. Einige Vertreter dieser Gattung (*N. compressus* und *cassianus*) weisen in bezug auf das Schloß noch altertümliche Merkmale auf (vgl. FRECH, 1904, 89), die ALLASINAZ (1965) bewegen haben, diese zur Gattung *Megalodon* zu stellen.

So groß wie das Durcheinander in der systematischen Stellung ist, so groß ist auch die Konfusion in der geologischen Literatur, wo so ziemlich alles als „*Megalodus triqueter*“ und „*Conchodus infraliasicus*“ bezeichnet wird. Selbst im Treatise on Invertebrate Paleontology (1969, p. N 743) wird „*Megalodon (Neomegalodon) triqueter*“ ins Rhät eingestuft, der gesichert bisher nur aus dem oberen Wettersteinkalk (=Cordevol) bekannt ist. Eine dem *N. triqueter triqueter* sehr ähnliche, wenn nicht idente Art, wird von ALLASINAZ (1964) aus dem oberen Jul der Lombardei und von ZAPFE (1972) aus jüdischen Kalken des Müritztales beschrieben.

Die zahlreichen Fehlbestimmungen beruhen z. T. darauf, daß verschiedene Merkmale nicht berücksichtigt werden, die jedem Biologen geläufig sind.

So macht z. B. die große Variationsbreite (TICHY, 1972), die diese Bivalvengruppe auszeichnet, und das verschiedene Aussehen der einzelnen ontogenetischen Stadien der Megalodonten (ZAPFE, 1964; VEGH, 1968; TICHY, 1972) die Bestimmung nicht gerade einfach. Allzugerne wäre man geneigt, wenn nur einige Individuen einer Population aus verschiedenen Bereichen der Verteilungskurve vorliegen, mehrere „Arten“ zu schaffen. Aus diesen Gründen wird z. B. auch die „Art“ *N. subtriqueter* (FIEDLER) als Unterart von *N. triqueter* anzusehen sein, da die Unterschiede zur Nominalart geringer sind als die zu anderen Unterarten, wie z. B. *N. triqueter pannonicus* oder *N. triqueter acuminatus*.

Das Vorkommen sympatrischer Populationen, bei denen die intraspezifische Variation oft größere Unterschiede zwischen den Individuen einer Population oder Populationen der gleichen Art zeigt als zwischen verwandten Arten, läßt sich in der Paläontologie nicht nachweisen.

Tab. 1

Auswahl der wichtigsten Vertreter der Gattung Neomegalodon

Andere Fundorte	Ungarn	Südalpen	Nordalpen		Karn		Nor		Rhät	
				<i>N. buchi</i>						
				<i>N. klipsteini</i>						
				<i>N. rimoensis</i>						
				<i>N. triqueter</i>						
				<i>N. carinthiacus</i>						
				<i>N. hoernesii rotundatus</i>						
				<i>N. stoppanii</i>						
				<i>N. triqueter pannonicus</i>						
				<i>N. columbella</i>						
				<i>N. laszkoii</i>						
				<i>N. hoernesii bullatus</i>						
				<i>N. hoernesii</i>						
				<i>N. boeckhi</i>						
				<i>N. triqueter dolomiticus</i>						
				<i>N. guembeli</i>						
				<i>N. guembeli inaequiumbonatus</i>						
				<i>N. amplus</i>						
				<i>N. hoernesii elongatus</i>						
				<i>N. damesi</i>						
				<i>N. complanatus</i>						
				<i>N. complanatus desioi</i>						
				<i>N. complanatus italicus</i>						
				<i>N. complanatus segestanus</i>						
				<i>N. seccoii</i>						
				<i>N. arcuatus</i>						
				<i>N. triqueter acuminatus</i>						
				<i>N. tofanae</i>						
				<i>N. ampezzanus</i>						
				<i>N. tofanae gryphoides</i>						
				<i>N. boeckhi gerecensis</i>						
				<i>N. boeckhi aequivalvis</i>						
				<i>N. mojevarencis</i>						
				<i>N. scutatus</i>						

Erschwerend für die Bestimmung der Megalodonten ist auch die Tatsache, daß die Megalodontiden, deren Schalen, die wie bei den meisten kriechend-grabenden Homomyariern aus dem leichter zerstörbaren Aragonit bestand, fast ausschließlich als Steinkerne erhalten sind und so der Bearbeitung enge Grenzen setzen.

Trotz der Steinkernerhaltung, der großen Variationsbreite und verschieden-gestaltigen ontogenetischen Stadien sind die Megalodonten von hervorragender Bedeutung für die Stratigraphie. Durch ihre rasche Evolution, die im Nor, zur Zeit der größten Ausdehnung der Flachwasserfazies, ihren Höhepunkt erreichte, durch die Kurzlebigkeit ihrer Arten sowie durch das individuenreiche Auftreten der weltweit verbreiteten Megalodonten ist es möglich, die riesigen Kalk- und Dolomitmassen zu gleidern.



Abb. 1

Von den 130 bekannten Megalodontidenarten und -unterarten, von denen 94 der Gattung Neomegalodon angehören (s. Abb. 1), sind 61 Arten und Unterarten in Ungarn, 60 in den S-Alpen bekannt, wovon bisher 32 ausschließlich in Ungarn und 29 auf die S-Alpen beschränkt sind. In Österreich sind bisher nur 36 Arten und Unterarten nachgewiesen, wovon 10 nur in Österreich vorkommen. N-Alpen, S-Alpen und Ungarn sind 15 Arten und Unterarten, N-Alpen und S-Alpen 22, N-Alpen und Ungarn 21 und S-Alpen und Ungarn 23 Arten gemeinsam.

Literatur

- ALLASINAZ, A. (1964): Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) V.: I fossili carnici del gruppo di Cima Camino (Brescia). — Riv. Ital. Paleont., 70, 185—262, Taf. 12—18. — Milano.
- (1965): Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) IX.: Note tassonomiche sulla fam. Megalodontidae. — Riv. Ital. Paleont., 71, 11—152, 6 Taf. — Milano.
- DI STEFFANO, G. (1912): La dolomia principale dei dintorni di Palermo e di Castellammare dei Golfi (Trapani). — Palaeontographica Italica, 18, 57—104, Taf. 8—17. — Pisa.
- FRECH, F. (1904): Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. — Res. Wiss. Erforsch. Balatonsee, 1 (1), Paläont. Anh., Bd. 2/II, 140 S. — Wien.
- GÜMBEL, C. W. (1862): Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetter*) und ihre alpinen Verwandten. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 45, 326—377, Taf. 1—7. — Wien.
- (1872): Die sogenannten Nulliporen (*Lithothamnium* und *Dactylopora*) und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. Zweiter Teil. Die Nulliporen des Thierreichs (*Dactyloporidae*) nebst Nachtrag zum ersten Theile. — Abh. k. bayer. Akad. Wiss., 2. Kl., 11, 231—290, Tab. D I—IV. — München.
- HAFFER, J. (1959): Der Schloßbau früherer heterodonter Lamellibranchiaten aus dem Rheinischen Devon. — Paläontographica, 112, Abt. A, 133—192, Taf. 11—14, 25 Abb., 1 Taf. — Stuttgart.
- HOERNES, R. (1880): Materialien zu einer Monographie der Gattung *Megalodus* mit besonderer Berücksichtigung mesozoischer Formen. — Denkschr. Akad. Wiss., 42, 1—37 (91—126), Taf. 1—7. — Wien.
- KUTASSY, A. (1927): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest. — Földt. Intezet Evkönyve, 27, 107—175, Taf. 1—6. — Budapest.
- MOJSISOVICS, E. v. (1892): Die Hallstätter Entwicklung der Trias. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, 101, 769—780. — Wien.
- SCHWARZBACH, M. (1961): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. — 275 S., 134 Abb. — Ferdinand Enke, Stuttgart (2. A.).
- SPITZ, A. & G. DYHRENFURTH (1915): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schulz, Scansf und dem Stillferjoch. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 44, 1—235, 3 Tab., 1 Karte. — Bern.
- STOPPANI, A. (1860—1865): Géologie et Paléontologie des Couches à *Avicula contorta* en Lombardie. — Paléont. Lombard. III, 264 S., 60 Taf. — Milano.
- STÜRZENBAUM, J. (1879): Kösserner Schichten bei Dernö im Tornaer Komitate. — Földtani Közlöny, 9, 287—289. — Budapest.
- TICHY, G. (1972): Beitrag zur Triasfauna von Bleiberg (Gailtaler Alpen, Kärnten) mit besonderer Berücksichtigung der Megalodontiden — unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 264 S., 13 Tab., 9 Diagr., 39 Taf. — Wien.
- VEGH-NEUBRANDT, E. (1960): Petrologische Untersuchungen der Obertriasbildungen des Gerecse Gebirges in Ungarn. — Geol. Hungar., ser. Geol., 12, 1—132, 50 Textabb. — Budapest.
- (1964): A Triász Megalodontidák Rétegtani jelentősége. (Stratigraphische Bedeutung der triassischen Megalodontiden.) — Földt. Közl., 94, 195—205, 7 Abb. — Budapest.
- (1968): A Megalodontidák Fejlődésének főbb vonásai. (Hauptzüge der Entwicklung der Megalodontiden.) — Földt. Közl., 98, 227—240, 7 Abb. — Budapest.

- WIENS, H. J. (1965): Atoll environment and ecology. — 532 S. — New Haven and London, Yale University Press.
- WIESENER, H. (1968): Genesis und Speichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites. — Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 84, 434—438. — Wien — Hamburg.
- ZAPFE, H. (1957): Dachsteinkalk und „Dachsteinmuscheln“. — Natur und Volk, 87, 87—94. — Frankfurt a. M.
- (1959): Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. B. A., 122—128. — Wien.
- (1964): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntnis der Megalodontiden des Dachsteinkalkes im Dachsteingebiet und Tennengebirge. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 67, 253—286. — Wien.
- (1972): *Cornucardia hornigii* (BRÜNER) in einer „Dachsteinkalk-Fazies“ der Nordalpen. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 76, 587—604, 2 Abb., 1 Taf. — Wien.

Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen

A. TOLLMANN (Wien)*)

Inhalt

Zusammenfassung	183
Einleitung. Eigenart und Bedeutung der Triasfazieszonen in den Ostalpen	183
Die fazielle Großgliederung der Geosynklinale	184
Der Sedimentationscharakter in den triadischen Hauptfazieszonen und die Verschiebung der Faziesgrenzen in der Zeit	185
Die Dimensionen und die räumliche Konfiguration der Fazieszonen	190
Die Schärfe der Grenzen der Fazieszonen	190
Schlußbemerkungen zur Frage der Fazieszonen	192
Literatur	193

Zusammenfassung

Es wird auf Grund des heutigen Standes der Kenntnis der Fazieszonen der Ostalpen einiges Grundsätzliches zur Frage der Fazieszonen abzuleiten versucht, ohne eine systematische Darstellung der regionalen faziellen Verhältnisse dieses Gebietes geben zu wollen. Es kommt die fazielle Großgliederung der voll entwickelten Geosynklinale in den Teilbereichen der Mio-, Eu- und Aristogeosynklinale zur Sprache, das Wesen dieser Großfaziesregionen wird definiert. Hierauf wird der Sedimentationscharakter der triadischen Hauptfazieszonen der Ostalpen skizziert. In bezug auf allgemeine Fragen, wie Größe, räumliche Konfiguration, Breite des Grenzzaumes, Wandern der Achse und des Grenzzaumes der Fazieszonen im Laufe der Zeit, werden jeweils verschiedene Beispiele angeführt, um die reiche Variationsmöglichkeit des Geschehens zu zeigen. In den Schlußbemerkungen wird betont, daß wir trotz des Fortschrittes in der Kenntnis von Kausalbeziehungen zwischen Sedimentcharakter und Ablagerungsbedingungen über die letzten Ursachen für die Anlage von Plattformen, Becken und Schwellen noch immer nicht genügend Bescheid wissen.

Einleitung. Eigenart und Bedeutung der Triasfazieszonen der Ostalpen

Das mediterrane Kettengebirgssystem zeigt in seiner gesamten Erstreckung eine außerordentlich reichhaltige, vielfach bis zur Kleinräumigkeit führende Individualisierung von Faziesbereichen innerhalb der Gesamtgeosynklinale, verglichen etwa mit den nord- und südamerikanischen und manchen asiatischen Kettengebirgen des alpidischen Zyklus. Innerhalb dieser faziell so vielfältig gegliederten Teilabschnitte des mediterranen Orogens bieten gerade die Ostalpen ein ausgezeichnetes Beispiel für eine ungestörte, daher vollkommene und in idealer Form entwickelte Ausgestaltung von faziell klar individualisierten Teilbereichen in Längsrichtung des Gebirgstreichens, die in langen Zeiträumen des Mesozoikums in Funktion waren. Es lohnt sich demnach, diese fazielle Gliederung und ihre Bedingtheit näher zu betrachten, da sie in abgewandelter Form bzw. meist weniger vollständig in zahlreichen anderen Abschnitten der Tethys und darüber hinaus angetroffen werden können. Es ist diese Betrachtung auch deshalb gerechtfertigt, da diesessoz komplexe

*) Prof. Dr. ALEXANDER TOLLMANN, Geologisches Institut der Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7.

fazielle System der Ostalpen nach dem nun schon weit über hundert Jahre währenden intensiven Studium dieses Gebirges in stratigraphischer, fazieller und tektonischer Hinsicht heute trotz seiner Komplikation und Vielfalt sehr gut überblickbar, durchschaubar und abwickelbar ist.

Drei Faziesgroßregionen, sechs Hauptzonen und zahllose Subfaziesbezirke lassen im Mesozoikum der Ostalpenanlage Funktion, Entwicklung in Raum und Zeit und das spätere Schicksal der faziellen Teilbereiche, also sogar noch den Einfluß der Fazies bei der tektonischen Gestaltung überschauen. Beschränken wir hier die Betrachtung auf die in fazieller Hinsicht am vielfältigsten gestaltete Trias, so bietet sich zwar nur ein Teilausschnitt der gesamten alpidischen Entwicklung dar, wir erhalten aber trotzdem gewichtige Hinweise allgemeiner Art in bezug auf das geosynklinale Geschehen, da wir nicht vergessen dürfen, daß die faziell so vielfältige, fossilreiche und in vielen Bereichen nun schon mit modernen Mitteln untersuchte kalkalpine Trias ja nur einen Teil der gesamten, heute näher gegliederten Trias der Ostalpen darstellt.

Die fazielle Großgliederung der Geosynklinale

Zum Verständnis der Stellung der triadischen Fazieszonen der Ostalpen ist es zunächst nötig, einen Blick auf die Gesamtentwicklung des mesozoischen Geosynklinikals dieses Gebirges zu werfen, um die grundsätzlichen großen Züge der Gliederung zu erfassen. Wir können im Mesozoikum der Ostalpen drei Haupttypen von Großfaziesregionen bzw. drei Untertypen der Gesamtgeosynklinale erfassen: Mio-, Eu- und Aristo-geosynklinale. Da diese faziellen Grundtypen zwar keineswegs in allen aber doch in zahlreichen anderen Abschnitten der Tethys wiederzufinden sind, ihre Eigenart aber noch viel zu wenig klar herausgearbeitet ist, erscheint es angebracht, diese drei Hauptglieder einer Gesamtgeosynklinale in aller Kürze vorzustellen, in denen übrigens neben dem geosynklinalen Geschehen stets jeweils untergeordnet auch die antiklinale Sedimentation auf inneren Schwellenzonen auftreten kann.

1. Unter Miogeosynklinale (H. STILLE 1940, S. 15) wird jener in der ursprünglichen Anordnung der Teilfaziesregionen dem Vorland am nächsten gelegene, also randliche Sedimentationsraum der Gesamtgeosynklinale bezeichnet, der in Übereinstimmung mit der Originaldefinition von H. STILLE und in einer darüber hinaus hier etwas erweiterten Fassung im Früh- und Hauptstadium der Entwicklung noch enge Beziehungen in lithologischer Entwicklung und in faunistischer Eigenart zu den angrenzenden gleichaltrigen Serien des Vorlandes erkennen läßt, dessen Serien nicht so große Mächtigkeiten wie jene der inneren Teile der Gesamtgeosynklinale erlangen, der im Hauptstadium seiner Entwicklung im allgemeinen den Vulkanismus vollkommen missen läßt und der schließlich in bezug auf die Gesamtentwicklung des Orogens am spätesten in die tektonische Umgestaltung einbezogen worden ist. Klassisches Beispiel hierfür bietet in den Alpen das Helvetische System, in den Ostalpen besonders die Grestener Zone. In tektonischem Sinne ist die miogeosynklinale Entwicklung vorwiegend in den Externiden beheimatet.

2. Die Eugeosynklinale (H. STILLE 1940, S. 15) stellt — in Anlehnung an die heute aber allgemein eingeschränkt gebrauchte Originaldefinition von STILLE unter Ausgliederung des dritten, im folgenden charakterisierten Grundtypus der Geosynklinikalsgroßregionen — die an das erwähnte randliche Geosynklinikalbereich gegen innen hin anschließende, bereits wenig vom Vorland beeinflusste Zone dar, die im Haupt- bis Spätstadium ihrer Entwicklung durch außerordentlich mächtige, reichlich feindetritische Sedimente unter mächtiger Beteiligung von Vulkaniten und unter bedeutender Entwicklung von Flysch im Spätstadium charakterisiert ist. Die Beckenfazies dominiert stets in weiten Regionen dieses

Geosynklinaltypus. Häufig, aber keineswegs immer, wurden die Serien direkt auf Ozeanböden abgesetzt. Bezeichnend ist nach H. STILLE auch die frühe Einbeziehung dieser inneren Zone in die tektonische Umgestaltung während der Orogenese. Das Musterbeispiel aus den Alpen für eine derartige Entwicklung liefert das Pennin, in tektonischer Hinsicht hier als System der Metamorphiden zusammengefaßt.

3. Es blieb lange unbeachtet, daß neben diesen zwei gut individualisierten Geosynklinal-Teilbereichen noch ein in seiner Entwicklung gleichwertiger dritter Typus in der Geosynklinalentwicklung dort aufscheint, wo die Gesamtgeosynklinale besondere Breite erreicht. Dieser dritte Typus, ursprünglich noch als Untertypus der Eugeosynklinale angesehen, besser aber als selbständige Zone aufzufassen, wird durch die Aristogeosynklinale (A. TOLLMANN 1968, S. 210ff.) repräsentiert. Sie ist im Zusammenhang mit ihrer Lage im Innersten der Gesamtgeosynklinale durch folgende Eigenheiten gekennzeichnet: Ausbildung von lithologisch und faunistisch am stärksten von Vorland-einflüssen unberührten Serien, die demnach die typischsten „alpinen“ Schichtglieder und Faunenelemente enthalten, Dominanz der Karbonat-Plattformsedimente gegenüber Beckenfazies, die hier auch noch reichlich intern Tiefschwellensedimente gegenüber den feinklastischen Anteilen zeigt; der Vulkanismus ist gegenüber den miogeosynklinalen Serien zwar vorhanden, tritt im Ausmaß aber gegenüber den eugeosynklinalen Vulkaniten weitaus zurück. Bei der orogenen Umgestaltung wird die Zone zuerst erfaßt, am kräftigsten umgestaltet und ist in Deckengebirgen am weitesten überschoben. Das Typusbeispiel liefert in den Ostalpen das „Ostalpin“ als Ganzes mit seiner ostalpinen Fazies, insbesondere mit dem inneren Streifen in „nordalpiner Fazies“ mit den Nördlichen Kalkalpen mit ihrer großen Zahl spezifisch „alpiner“ Schichtglieder wie Hallstätter Kalk (später „Ammonitico rosso“), Dachsteinkalk etc. und den entsprechenden spezifischen mediterranen Faunen. In tektonischer Hinsicht gehört dieser Bereich zu den Zentraliden eines Gebirgssystems — nicht zu den Interniden (=Zwischengebirge), wie fälschlich von H. STILLE in unrichtiger Handhabung eines von L. KOBER bereits 1931, S. 10, geprägten Begriffes erwähnt wurde. Die Existenz dieses dritten Faziesbereiches, reich an inneren Plattformsedimenten, die sich lithologisch wie faunistisch klar von den randlichen Schelfsedimenten der Gesamtgeosynklinale unterscheiden, blieb besonders auch durch das Postulat mancher nichtalpinen Forscher, die diese intern gebildete, später aber fernüberschobene Zone als ursprünglich randlich autochthon deuten, verschleiert.

In bezug auf die zeitliche Entwicklung dieser Hauptzonen ebenso wie aller später erwähnten Subzonen ist bereits jetzt darauf hinzuweisen, daß die Ausbildung von Spezialfaziesbereichen stets erst im Laufe der Zeit erfolgte, zu verschiedenen Zeitpunkten einsetzte und auch verschieden lang oder kurz anhielt bzw. in Funktion blieb. So ist diese Vollgliederung der Gesamtgeosynklinale in drei Teilregionen erst mit dem Einsetzen der eugeosynklinalen Sedimentation im Lias realisiert worden und hielt dann bis in die Kreide an, während in der Trias erst zwei Hauptregionen aufscheinen, die miogeosynklinale noch recht unbedeutende Randzone und die breite aristogeosynklinale Innenzone.

Der Sedimentationscharakter in den triadischen Hauptfazieszonen und die Verschiebung der Faziesgrenzen in der Zeit

Um eine gewisse Basis für die weiteren allgemeinen Betrachtungen über die triadischen Fazieszonen in den Ostalpen zu liefern, sei hier zunächst eine Kurzdiasgnose über die Eigenart der Triassedimente in den Hauptfaziesbereichen der Ostalpen gegeben.

Die randlich gelegene miogeosynklinale Trias ist in den Ostalpen nur in geringem Ausmaß erhalten und an der Oberfläche sichtbar, zunächst, da die Gesamtgeosynklinale in dieser Zeit noch nicht so weit wie im Jura nach Norden ausgedehnt war und vor allem deshalb, weil sie heute weitgehend von höheren tektonischen Einheiten oder jüngeren Schichtgliedern verdeckt in der Tiefe lagert — so etwa die Dreiheit Buntsandstein, Rötidolomit und Quartenschiefer wohl in der Tiefe des Vorarlberger Helvetikums oder eine denkbare miogeosynklinale Trias — wohl mit Keuperfazies in ihrer oberen Abteilung — im inneren, nirgends zugänglichen Teil der Grestener Zone. Diese greift ja erst mit dem (Rhät oder) Lias weiter nach Norden über das Böhmisches Festland hinaus.

In Unter-, Mittel- und Obertrias ist das kräftige Schwanken, die kräftige Verschiebung der Grenzen der Räume mit mio- und mit aristogeosynklinaler Entwicklung bemerkenswert. Diese Verschiebung der Grenzen innerhalb der Zeit betrifft weite Räume: In der Untertrias ist der Typus des Buntsandsteins, einer marinen Seichtwasserbildung mit guter aquatischer Schichtung und Rippelmarken, wie wir ihn in der miogeosynklinalen Randregion treffen, noch auf die gesamte penninische, zentralalpine und den Westteil der nordalpinen (kalkalpinen) Region ausgedehnt. In der Mitteltrias hingegen greift der aristogeosynklinale Typus mit eigenständigen, vorwiegend karbonatischen alpinen Schichtgliedern weit gegen Norden vor, es wird das Gesamtgebiet der nordalpinen und der zentralalpinen Fazies einbezogen. In der Obertrias hingegen erfolgt ein neuer Vorstoß der randbeeinflussten Sedimentation gegen das Innere der Geosynklinale: Nicht nur im Pennin kommt es zur Ausbildung der miogeosynklinalen alpinen Keuperablagerung mit schiefrigen-sandigen Serien und reichlich salinaren Bildungen, sondern diese Fazies erfaßt auch noch den gesamten Ostteil des unterostalpinen Systems im Semmeringgebiet, so daß hier die Grenze der beiden Hauptfaziesregionen quer zur Streichrichtung dieses Troges verläuft, der weiter im Westen, etwa in den Radstädter Tauern, in der Obertrias noch rein aristogeosynklinale Fazies, jener der Nördlichen Kalkalpen lithologisch gut vergleichbar, aufweist.

Im zentralalpinen Faziesbereich („Ostalpinen Deckensystem“) überrascht die Konstanz der Ausbildung der Unter- und Mitteltrias im Gesamttraum dieser großen, tektonisch in Unter- und Mittelostalpin und weitere Subeinheiten untergliederten Region — mit Ausnahme des faziell gut individualisierten westlichsten Abschnittes der (mittelostalpinen) Engadiner Subfaziesregion. Trotz der oben erwähnten Differenzierung der Obertrias in eine karbonatische Fazies und in eine Keuperfazies zeigt auch noch die Mitteltriasplatte im zentralalpinen Bereich die uniforme Entwicklung in Form einer Serie, die vom Liegenden zum Hangenden aus Reichenhaller Rauhacke, aus dunklem Aniskalk, dunklem Anisdolomit, hellem oberanisischem Trochitendolomit und aus hellem Wettersteindolomit besteht. Durchwegs handelt es sich um Flachwasserbildungen aus seichtem neritischem Bereich mit Ausnahme eines Dolomitschlierenkalkes von der Oberrandpartie des Aniskalkes, der an ein Bildungsmilieu der Reiflingerkalke mit Wassertiefen von vielleicht bis zu 100 Metern erinnert. Der Unterschied in dieser zentralalpinen Mitteltriasfazies gegenüber der nordalpinen, kalkalpinen Entwicklung liegt in der großen Uniformität des Gesamttraumes, der weithin gleiche Sedimente schuf, während in den Kalkalpen bereits in dieser Zeit eine vielfältige Individualisierung und Zersplitterung im Teilbereich eintritt, er liegt ferner in der größeren Bodenunruhe, die zur Bildung von synsedimentären, häufig paradiagenetischen Brekzien führt und er liegt in der absoluten Dominanz der Dolomitbildung im Ladin (es gibt keine zentralalpinen Wettersteinkalke).

Die zentralalpine Obertrias zeigt auch dort, wo sie in karbonatischer Entwicklung und nicht in Keuperfazies vorliegt, eine Reihe von Eigenheiten gegenüber den kalkalpinen Altersäquivalenten: Die Gesamtmächtigkeit ist weitaus geringer, der durch frühe tektonische Labilität des Bodens bedingte Brekzienreichtum ist auffällig — intraformationale und andere Typen sedimentärer Brekzien stellen sich in zahlreichen Niveaus ein, die früher angenommene Lückenhaftigkeit aber ist kein Faziesmerkmal, sondern tektonisch bedingt — mit Ausnahme der Rhätlücke über der Hauptdolomitbrekzie in der mittelostalpinen Entwicklung der Engadiner Dolomiten in der Lischanna. Die beste Anknüpfung ergibt sich von der zentralalpinen Entwicklung (etwa jener der Radstädter Tauern, der Tarntaler Berge, der Stangalmtrias) gegen das Innere der einstigen Geosynklinale hin zur Hauptdolomitfazies in den Nördlichen Kalkalpen.

Besonders nahe Beziehungen stellen sich übrigens zwischen zentralalpinen Serien und der kalkvoralpinen Entwicklung am Westende der Nördlichen Kalkalpen in der Vorarlberger Subfazies ein, was ganz zweifellos auf ein primäres Enden der nordalpinen Entwicklung gegen Westen hinweist, so daß dort auch von der Seite her die zentralalpinen Einflüsse einwirken konnten: Auch sehr spezifische Schichtglieder (z. B. Partnach-Arlbergsschichten der Vorarlberger Fazies im cordevolischen Niveau der Radstädter Tauern) oder bestimmte Faunen (z. B. Lungauer Biofazies des Rhät auch in den Kössener Schichten der Scesaplana) weisen hier mehr noch als die Obertriasabfolge als Ganzes auf solche enge Beziehungen hin. Der Engadiner Faziesraum des Mittelostalpins mit dem Typusbeispiel der Engadiner Dolomiten steht mit einer größeren Zahl von individuellen Schichtgliedern so selbständig zwischen dem übrigen Zentralalpin und dem Nordalpin, daß sich allein aus der Faziesbeziehung nicht leicht eine sichere primäre Einordnung ergäbe, wenn man nicht als Hinweis zur Einordnung die primäre Transgression auf mittelostalpinem Kristallin zur Verfügung hätte und hierdurch auf gleiche primäre Position wie das Stubai-Mesozoikum und das übrige mittelostalpine Mesozoikum schließen könnte. Da zahlreiche Schichtglieder der Obertrias der Nichtkeuperfazies des zentralalpinen Faziesraumes grundsätzlich ähnlichen Bildungsbedingungen unterlagen wie die entsprechenden Glieder der Nördlichen Kalkalpen (Kalkvoralpen) kann auf die im folgenden gegebene kurze Charakteristik dieser Fazieszone verwiesen werden.

Die kalkalpine Geosynklinale, die neben den wurzelnahen Schollen des Oberostalpin (Drauzug etc.) in „nordalpiner Fazies“ entwickelt ist, zeigt in der Trias im Gesamtcharakter untergeordnet sublitorale, vorwiegend seichtneritische, untergeordnet tiefneritische (bis 200 m Bildungstiefe) und seichtbathyale (unter 200 m) Sedimente. In der Gesamttrias treten keinerlei Sedimente größerer Tiefen auf, die sich erst im höheren Jura einstellen. Die Riffkorallen der Obertrias sowie einige Paläotemperaturmessungen innerhalb der Trias zeigen Temperaturen eines tropischen Klimas an. Salinare Phasen stellen sich nach der Hauptphase im Perm, an die die Bildung von Salz- und Gips-Anhydrit-Lagerstätten gebunden ist, im wesentlichen noch im Oberskyth und Unteranis, im Oberkarn und untergeordnet im Obernor ein. Die Karbonatserie, die nach der detritusreichen Sedimentation des Skyth im Unteranis einsetzt und nur mit kurzen und regional wechselnden Unterbrechungen (von der Unterkante des Jul abgesehen) bis zum Ende der Trias anhält, läßt in großen Zügen folgende Sedimentgliederung erkennen: Im Anis erscheint zunächst nach dem salinar beeinflussten basalen Rauhwackenhorizont im tieferen Teil dieser Formation Gutensteiner Kalk, der in Form von dunklen, bituminösen Kalkschichten eines normal marinen, aber sauerstoffarmen Flachwassers den gesamten Sedimentationsraum in großer Einförmigkeit einnimmt.

Vom höheren Unteranis an stellen sich vielfach in zahlreichen kleineren oder auch im Streichen länger hinziehenden einstigen Seichtwasser-Arealen helle, oft massige algenreiche Partien ein, die mit dem Gutensteiner Kalk verzahnt sind. Ab dem Oberanis kommt es in tieferen Meeresteilen im Bereich des tiefneritischen bis seichtbathyalen Milieus zur Bildung des Reiflinger Kalkes, die im Raum der Lunzer Fazies in den östlichen Kalkvoralpen bis zum Ende des Cordevol anhält. Bereits ab dem mittleren Anis differenziert sich im Raum der Hallstätter Zone lokal aus Reiflinger Kalken der rote anisische bis tiefladinische Schreyeralmkalk heraus, eine Varietät des Hallstätter Kalkes.

Hatten im Anis die Seichtwasserplattformsedimente des Steinalmkalkes noch keine so große Bedeutung, so ist die Verteilung von Plattformsedimenten des Riffkomplexes und dazwischen verlaufenden kanalförmigen Becken im Ladin und Cordevol sehr zugunsten des erstgenannten Sedimenttypus verschoben. Interessant ist die Verteilung von Riff- und Beckenfazies innerhalb der Nordtiroler Fazies mit ihren großen Wettersteinkalkmassen. Bei einer Abwicklung der Decken der westlichen Kalkalpen ergibt sich z. B. im Meridianstreifen der Inntaldecke ein dreimaliger Wechsel von Riffkomplex und kanalförmigen Becken: Auf die Wettersteinkalkentwicklung der Nordrandzone etwa im Bereich der Stirn der Lechtaldecke folgt die Beckenfazies mit Partnachmergel in der Längszone bei Garmisch-Partenkirchen, es reiht sich südlich davon eine nächste Wettersteinkalkregion im südlichen Wettersteingebirge an. Nochmals erscheint die Beckenfazies am Südrand der Lechtaldecke, z. B. in der kalkalpinen Südrandzone bei Imsterau südlich vom Inn und ein drittes Mal ist jenseits davon — zufolge der heute einwandfrei zu begründenden notwendigen Abwicklung der Inntaldecke nach Süden — ein Wettersteinkalkstreifen zu beobachten, der sich in Form eines langgestreckten Atolls mit nach Norden und Süden exponierten Riffen, einer inneren mit Lagunenkarbonaten angefüllten schüsselförmigen Mulde (E. OTT) und Spuren eines nochmaligen Überganges in die Partnachfazies am Südrand zeigt. Wie sehr aber auch der ladinische Faziesraum allein schon in den Nördlichen Kalkalpen individualisiert ist, zeigt die Ausbildung der verschiedensten Teilfaziesräume in der Längsrichtung dieser Teilgeosynklinale: In Vorarlberg entbehrt die ladinische Karbonatsedimentplatte der Wettersteinkalkriffe gänzlich und wird aus gutgeschichteten Seichtwasserbildungen der Partnach- und Arlbergformation gebildet, im Westteil der Nordtiroler Fazies zeigt sich in der hier als „Tiroler (Sub-)Fazies“ bezeichneten Teilentwicklung in Tirol und Bayern der erwähnte vielfache Wechsel von Kanälen und Riffkomplexen mit im einzelnen keineswegs streng W—E-orientiertem Verlauf, während im Osten der Nordtiroler Fazies im Bereich zwischen Salzach und Enns die Partnachschichten zugunsten der hier herrschenden Wettersteinkalke und Dolomite gänzlich zurücktreten, so daß man von einer eigenen Subfaziesregion, hier als „Traunalpenfazies“ zu bezeichnen, sprechen kann. Zur gleichen Zeit aber wird die Wettersteinkalkentwicklung in der Fortsetzung der voralpinen Zone im Osten, jenseits der Weyerer Bögen, in der hier vorhandenen Lunzer Faziesregion zur Gänze durch den Reiflinger Kalk, einer Bildung des tieferen Meeresbereiches, ersetzt. Im Süden dieser Faziesregion schließt die Rohrer Fazies mit ihrer absoluten Dominanz des Dolomites in der Trias an, in der das Ladin ebenfalls ausschließlich durch Wettersteindolomit repräsentiert ist. Da die erwähnten Subfazies aber allesamt auf die „kalkvoralpine“ Hauptdolomit-Überfazies beschränkt sind und im Kalkhochalpen-Bereich noch der erst jüngst entdeckte ladinische Hallstätter Kalk in der Hallstätter Zone und der Ramsaudolomit besonders in der Dachsteinkalkfazies hinzukommen, zeigt sich die Vielfalt der faziellen Differenzierung bereits im Ladin der Nördlichen Kalkalpen.

Bekannt ist der kurzfristige, aber überregionale Faziesumschwung zu Beginn des Jul, wo ein gegen Osten an Bedeutung gewinnender Feinklastika-Horizont offenbar zeitgleich fast den Gesamttraum der nordalpinen Fazies und darüber hinaus nach Norden auch das zentralalpine Gebiet übergreifend erfaßt hat: so der untere Schieferhorizont der nordalpinen Raibler Schichten im Westen, so die Lunzer Schichtgruppe mit Reingrabener Schiefen und Lunzer Sandstein (bei dessen Bildung vorübergehend Festlandsbedingungen herrschten) im Osten. Nur in sehr wenigen Abschnitten der Hallstätter Zone (karnischer Hallstätter Kalk) und der hochalpinen Region (Tisovec-Kalk) lief die Karbonatsedimentation auch im Jul ungestört weiter. Das Karn selbst aber ist in seinen höheren Partien noch wesentlich wechselvoller und differenzierter als das Ladin, ohne daß hier auf Einzelheiten dieser Stufe eingegangen werden soll.

In der höheren Obertrias hat sich wiederum ein zeitlich und räumlich ausgreifendes Verteilungsschema der faziell unterschiedlichen Bildung herausentwickelt, das heute weitgehend, aber doch noch nicht in allen Punkten bekannt ist. Es ergibt sich folgende Konfiguration: Im Nor kam es zur großräumigen Gliederung in den Bildungsraum des Dachsteinkalkes im Bereich des Riffkomplexes s. l. im Südabschnitt der Kalkalpen, beschränkt auf den mittleren und östlichen Teil dieses Gebirgszuges und in die Region der Hauptdolomitentwicklung nördlich davon, im Westen der Kalkalpen deren ganze Breite einnehmend. Der nördliche Streifen mit der Hauptdolomitregion schließt demnach harmonisch an die zentralalpine Hauptdolomitentwicklung an (es gibt dort keinen norischen Dachsteinkalk). Der Bildungsraum war die weite extrem seichte und leicht hypersaline Lagune hinter dem im Süden gelegenen Riffgürtel. In Annäherung an den Riffgürtel stellten sich in der Lagunenregion nur um wenige Meter bis Zehnermeter tiefere Regionen ein. In ihnen kam der geschichtete Dachsteinkalk zur Ausbildung.

Interessant ist nun die Art der Anordnung der Riffe, die den ungeschichteten bis undeutliche Riesenbankung aufweisenden Dachsteinkalk lieferten: Es konnte sich kein einheitlicher, durchgehender Riffgürtel entwickeln, sondern man kann heute bei Abwicklung der Decken eine im einzelnen in der Längsrichtung wechselnde Zahl von Riffzügen unterscheiden. Als Grundprinzip gilt, daß die lagunäre Entwicklung von Norden heranreicht, daß das Riff gegen Süden exponiert war, dorthin die Vorriffsedimente jenseits der zentralen Riffzone weisen und auch tatsächlich jeweils, wie theoretisch gefordert, der Frischwasserkanal — durch den Absatz von Beckensedimenten oder Beckenschwellensedimenten gekennzeichnet — nachweisbar ist, falls nicht tektonisch oder erosiv gänzlich zerstört. Trotz aller Tektonik kommt demnach heute wiederum die von E. v. MOJSISOVIC (1903, S. 386) aufgestellte Kanaltheorie zu Ehren. Im Salzburgischen etwa sind nach heutiger Auffassung mindestens zwei Hallstätter Kanäle im Bereich des Dachsteinkalkes vorhanden gewesen, da die Zlambachfazies im Zug Torrener Joch—Lammertal—Grundsee offenbar tatsächlich relativ autochthon südlich der Riffstöcke im Göll (H. ZANKL 1962, S. 447) und im Toten Gebirge liegt und eine zweite Hallstätter Entwicklung im Südteil der Kalkalpen jenseits und südlich vom Tennengebirge und Hagengebirge (Werfener Schuppenzone, Seitenast der Hallstätter Zone im Blühnbachtal) bzw. südlich vom Hochkönig ansetzt. Von diesem südlichen zweiten Zug ist ja auch frühestens die fernüberschobene Halleiner Hallstätter Zone abzuleiten, hinter der dann abermals Dachsteinkalkfazies der Berchtesgadener Decke anzureihen ist. Es ergibt sich demnach ein ganz ähnliches Bild wie bei der Verteilung der Riffe und Beckenzonen im Ladin der Tiroler Fazies: Auch hier findet man drei Riffkomplex-Zonen, jeweils mit Riffzügen in Südexposition und dazwischen Hall-

stätter Kanäle, die übrigens nicht genau W—E orientiert sind, sondern auch schräg ziehen und verästelnd aufspalten können (Blühnbachtal).

Bereits zu Ausgang des Nor kam es zu größeren und lokaleren Umstellungen innerhalb dieses Faziesdispositivs, die im Rhät anhielten: So bildete sich z. B. im Nordteil über dem Bereich des lagunären Hauptdolomites zunächst ein schlecht durchlüftetes breites einheitliches Becken aus, in dem die Kössener Schichten entstanden. Zu Ende des Rhät wiederum wich diese Beckenfazies des Nordens teilweise einer Riffentwicklung, der der oberrhätische helle Riffkalk angehört. Im Süden der Kalkalpen blieb vielfach die Verteilung von Riffkomplex und Beckenkanälen erhalten, nur verschwanden in den Kanälen die Schwellenkalke vom Hallstätter Typus, so daß im Rhät ausschließlich mergelige Beckensedimente zum Absatz gelangten.

Die Dimensionen und die räumliche Konfiguration der Fazieszonen

Wir können im Raum des mediterranen Orogens großräumige Faziesgruppierungen beobachten, durch eine Reihe fazieller Gemeinsamkeiten in Raum und Zeit charakterisiert, die in der Längserstreckung über 1000 bis 1500 km weithin anhalten. Es sind Faziesgroßregionen erster Ordnung wie etwa die zuvor geschilderte nordalpine Fazies, die mit ganz spezifischen Eigenheiten vom Rhätikon bis in die Gemeriden reicht und so 900 Kilometer Länge durchzieht bzw. bei Berücksichtigung der Reste des Transsylvanischen Deckensystems in den Ostkarpaten sogar ursprünglich wohl auf 1500 Kilometer kontinuierlich verfolgbar war. In diese Gruppe gehören weiters Faziesgroßregionen wie jene der zentralalpinen Entwicklung oder etwa jene der penninischen Entwicklung mit einer Erstreckung von Korsika bis Rechnitz im Burgenland am Ostrand der Alpen.

Die Hauptfazieszonen zweiter Ordnung innerhalb dieser Großregionen wie etwa die Hauptdolomitfazies, die Dachsteinkalkfazies, das Hallstätter-Kanalzonensystem innerhalb der nordalpinen Fazies erreichen noch bei Breiten von Zehnern von Kilometern Längen von etlichen hundert Kilometern. Innerhalb dieser Hauptfazieszonen lassen sich Regionen dritter Ordnung, also Subfazieszonen, ausgliedern, die spezifische Eigenheiten neben den großen gemeinsamen Zügen tragen. Als Beispiel sei an die Subzonen der Hauptdolomitfazies erinnert, die besonders durch eine spezifische Mitteltrias, aber auch noch durch Eigenheiten im Karn abtrennbar werden: Vorarlberger, Tiroler, Traunalpen-, Frankenfelder, Lunzer und Rohrer Fazies sind derartige Subzonen.

Die Gestalt der Fazieszonen ist im allgemeinen mit dem Streichen des Gebirgssystems längsorientiert. Wir haben ja schon an die bedeutenden Längen der Faziesgroßregionen erinnert. Auch bei kleineren und kleinsten Subregionen dominiert ganz allgemein die in Streichrichtung des Gebirges orientierte Gestalt. Diese Auffassung wurde allerdings früher zu sehr dogmatisch gehandhabt, besonders bei tektonischen Abwicklungen, bei paläogeographischen Rekonstruktionen, so daß manche fehlerhafte Interpretation vorgenommen worden ist. Es gibt neben den langen schmalen geraden Fazieszonen (z. B. Frankenfelder Fazies) untergeordnet auch mehr isometrisch ausgebildete Faziesbereiche (Beispiel: ovals Areal der Rohrer Fazies innerhalb der Hauptdolomitentwicklung mit 60 km Länge und 40 km Breite), es gibt aber auch schräg verzahnt und unregelmäßig verlaufende Faziesseinheiten, wie z. B. die Hallstätter Kanäle.

Die Schärfe der Grenzen der Fazieszonen

Wie bei der Konfiguration gibt es bei der Schärfe der Begrenzung zu den Nachbarseinheiten bei den triadischen Faziesregionen der Ostalpen recht verschiedenartige Fälle: Rasche, engräumige Übergänge neben ganz allmählichen Verzahnungen in Raum und

Zeit. Es ist wichtig, von der Variation der Breite der Grenzsäume an Faziesübergängen zu wissen, da diese Überlegungen bei der Abwicklung tektonisch komplizierter Deckengebirge mitberücksichtigt werden müssen: Man muß wissen, welches Mindestausmaß man bei paläogeographischen Rekonstruktionen in Rechnung stellen muß, wenn durch tektonische Zuschnitte oder erosives Abschneiden heute Faziesregionen hart nebeneinander bzw. übereinander lagern.

Als klassisches Beispiel für raschen Faziesübergang, also relativ schmalen Grenzsäum, sei der seit E. SPENGLER (1928, S. 115) bekannt gewordene Fall des Überganges von der Lunzer Fazies (mit ihrer Serie von Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk und 300 Meter mächtigem Karn mit Aonschiefer, Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk) in die fast ausschließlich hier aus Dolomit bestehende Rohrer Fazies im Fenstergraben bei Kleinzell in den niederösterreichischen Voralpen in Erinnerung gerufen: Auf einer Strecke von wenigen hundert Metern vollzieht sich der Übergang dieser so klar unterschiedenen Faziesregionen. Rasche Übergänge finden wir ferner meistens auch zwischen Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Entwicklung, wenn — wie in neuerer Zeit mehrfach entdeckt, der meist tektonisch durchtrennte Übergangsbereich erhalten geblieben ist. Auf der anderen Seite hat W. SCHÖLLNBERGER (1967, S. 79ff.) den recht allmählichen Übergang der Hauptdolomitfazies in die Dachsteinkalkfazies der Hohen Schrott im Toten Gebirge Oberösterreichs beschrieben, wo Sedimentgesteinstypen der einen Fazies auch noch nach dem Umschlagspunkt wiederholt im Bereich der Nachbarfazies aufflackern.

Ein schönes Beispiel für weit ineinandergreifende Verzahnungen beim Faziesübergang wurde vom Verfasser (1964, S. 115, Taf. 7, Fig. 4) vom Übergangsbereich der Nordtiroler Fazies (Traunalpenfazies) in die Lunzer Fazies, über die später gebildeten Weyerer Bögen hinweggreifend, beschrieben: zwei schmale Wettersteinkalkzungen, Leitgesteine der Nordtiroler Entwicklung, stoßen zehnerkilometerweit gegen Osten in die Reiflinger Schichten der Lunzer Fazies vor, an ihren Rändern unter Vermittlung eines Zwischentypus zwischen beiden (Raminger Kalk) allmählich ineinander übergehend.

Wichtig für die Schärfe der Grenzen der Fazieszonen ist auch die oben erwähnte mögliche Verschiebung der Faziesgrenzen mit der Zeit. In bezug auf das Wandern der Faziesgrenzen mit der Zeit sind wiederum beide denkbare Möglichkeiten in der Natur realisiert. Es gibt Räume, wo verblüffend lange eine Konstanz des Geschehens in bestimmten, eng begrenzten Arealen herrscht, so daß hier die Grenzen von Fazieszonen über lange Zeiträume hinweg festgelegt bleiben. Denken wir an die Hallstätter Zonen, wo vielfach vom Mittelanis an bis zum Ende der Trias eine erstaunliche Konstanz die gleichen Räume beherrschte: Langsames Absinken der Hallstätter Kanäle mit ihren schwächtigen, oft kondensierten Serien und daneben rapide Absenkung der Karbonatplattformen, die ein Vielfaches an Sedimenten die ganze Zeit über empfangen. Überraschend lange bleibt auf eng begrenztem Raum diese gleiche Tendenz bestehen, zu anhaltenden, nicht schwankenden Grenzlinien führend. Hinzu kommt hier übrigens noch, daß bereits im Perm (!) sich durch die Aneinanderreihung der Salzlagerstätten ganz früh diese Zonen wenigstens abschnittsweise abgezeichnet haben.

Gegensätzliche Beispiele mit bedeutenden Verschiebungen von Faziesgrenzen mit der Zeit wurden bereits eingangs erwähnt. Es sei nur, wenn wir innerhalb der Trias verbleiben wollen, an die Verschiebung der fundamentalen Grenze zwischen miogeosynklinaler und aristogeosynklinaler Fazies schräg über das Unterostalpin hinweg von der Wende von Mittel- zur Obertrias erinnert: Die Mitteltrias der gleichen tektonischen Einheit (Unterostalpin) von Radstädter Tauern und Semmering trägt un-

verkennbar „ostalpine“ Fazieszüge, mit dem Karn aber greift im Semmering die Keuperfazies weit gegen Süden hin ins Innere des alpinen Troges, während das Radstädter System voll im aristogeosynklinalen Bereich der „ostalpinen Fazies“ bleibt. Aber auch gleichsinniges und paralleles Wandern von Trogachsen in Teilgeosynklinalen und damit Verschiebung der Grenzen in der Zeit ist vielfach zu beobachten.

Schlußbemerkungen zur Frage der Fazieszonen

Wir haben im Vorhergehenden zu zeigen versucht, daß durch die Vielfalt der faziellen lokalen Entwicklungen, deren buntes Bild zu einem Deutungsversuch herausfordert, das Studium der Faziesregionen, über mikrofazielle und lokale Befunde im Gelände hinaus, eine interessante und wertvolle Ergänzung im Verständnis für die großen faziellen Zusammenhänge darstellt, selbst wiederum vielfach direkte Basis für tektonische Überlegungen bildend. Wir haben durch die Kürze der Darstellungsart manche Fragen der Fazieskunde nicht einmal anschnitten können, so etwa die wichtige Tatsache und die Bedeutung von Faziesrekurrenzen. Es soll hier aber doch wenigstens gezeigt werden, daß eine regionale Gliederung der Faziesgebilde heute möglich ist, daß unter Kenntnis der Tektonik eine zutreffende Abwicklung vorgenommen werden kann, daß aber auch durch manche in neuester Zeit bekannt gewordene fazielle Gesetzmäßigkeiten direkte Schlüsse auf Art und Weise der Verknüpfung der Fazieszonen gezogen werden können.

Es sollte ferner gezeigt werden, daß gerade an das faziologische Arbeiten mit großer Vorsicht und mit offener Denkhaltung herangegangen werden muß, da es neben einigen Grundregeln doch eine weite Variation in der Gestaltung der Faziesregionen in Raum und Zeit gibt: Die wenigen, aber ausgewählten gegensätzlichen zuvor genannten Beispiele von der Form der Teilräume, von der Breite des Übergangssaumes, von der Verschiebung der Grenzen in der Zeit, sollen diese Züge unterstreichen. Es ist die Kunst, trotz dieser vielfältigen Variabilität die großen Zusammenhänge, durch „fazielle Leitmerkmale“ markiert, ablesen zu können, unter Beachtung aller Individualitäten, ohne schematischem Zylindrismus.

Die Ursache der oft so gegensätzlichen Gestaltung der großen Zonen auf engem Raum ist in vielen Fällen nicht geklärt. Wohl verstehen wir heute gut den Vergleich mit dem rezenten Geschehen, die Eigenart der faziellen Entwicklung in Riff, Lagune, Becken, Schwellenposition, wissen direkte Ursachen für diese Sedimentstrukturen anzuführen. Wir erkennen die Einflüsse des Vorlandes auf die fazielle Gestaltung. Warum aber etwa hart nebeneinander über lange Zeiträume Karbonatplattform und schmale kanalartige Becken bestehen, kann noch nicht befriedigend beantwortet werden. Versucht man für die Hallstätter Zone etwa den Salzauftrieb des permischen Untergrundes verantwortlich zu machen, so gibt es genügend Regionen innerhalb dieser Zone, wo keine Salzmassen für einen derartigen Mechanismus zur Verfügung stehen und andererseits Salzstöcke in anderen Teilen der Kalkalpen, über denen keine Hallstätter Zone entstand. Vor allem aber zeigt ganz die gleiche Erscheinung des gegliederten Riffkomplexes mit schmalen eingeschalteten Becken in der Mitteltrias der Tiroler Fazies, daß für die rasche Absenkung der bis 1730 m mächtigen Wettersteinkalkareale gegenüber der gleichaltrigen, maximal einige wenige hundert Meter mächtigen Partnachbeckenfazies kein derartiger Mechanismus verantwortlich gemacht werden kann, da kein Salz im Untergrund vorhanden ist. Aus der Tiefe her eingeleitete Vorgänge bestimmen den Beginn der Evolution. Sollten tatsächlich die kaum glaubwürdigen Gedanken von J. HALL, dem Begründer des Geosynklinalkonzeptes (1857), daß die zu-

sätzliche Belastung eines einmal stärker sinkenden Bereiches isostatisch steigernd auf den Absenkungsbetrag einwirkte, zutreffen? — wo doch die Beobachtungen im Leptogeosynkinalstadium, in dem bei sehr geringem Sedimentanfall eine anhaltend rasche Absenkung des Bodens zu registrieren ist, so daß es bald zu Tiefseebildungen kommt, den Gedanken HALLS scheinbar vollkommen widersprechen. Nun, die Zeit wird auch hier Antwort bringen.

Literatur

- KOBER, L. (1931): Das alpine Europa. — 310 S., 33 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger).
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. — S. 383—391, Fig. 2 (in:) C. DIENER: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien-Leipzig (Ternpsky und Freytag).
- SCHÖLLNBERGER, W. (1967): Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E Bad Ischl, Salzkammergut) und die Auflösung der „Singereben-Teuflingkogel-Deckscholle“. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1966), 73—86, 7 Abb., 1 geol. Kt., Wien.
- SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentaales und des oberen Pielachgebietes. — Jb. Geol. B.-A., 78, 53—144, Tf. 1—2, Wien.
- STILLE, H. (1940): Einführung in den Bau Amerikas. — 717 S., 128 Abb., Berlin (Borntraeger).
- TOLLMANN, A. (1964): Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 89—124, Tf. 7, Wien.
- (1968): Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18 (1967), 207—248, Tf. 8, Wien.
- ZANKL, H. (1962): Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 113, 446—462, 7 Abb., Hannover 1962.

Definitions and Limits of Triassic Stages and Substages: Suggestions Prompted by Comparisons Between North America and the Alpine-Mediterranean Region

By E. T. TOZER

1 Tab.

Abstract

Suggestions are made regarding the conventions that govern the scope and interpretation of Triassic stages and substages. Different interpretations of the Anisian-Ladinian and Carnian-Norian boundaries are discussed. It is suggested that a twofold rather than threefold division of the Carnian be adopted on the grounds that there seems to be insufficient evidence that the Jul ("Middle Carnian") is younger than the Cordevol ("Lower Carnian"). Pelson, Illyr, Fassan, Longobard, Cordevol (or Jul), Tuval, Alaun and Sevat substages are more or less adequately defined and will be useful for expressing correlations provided that agreement is reached regarding the definition of their boundaries. Intervals deserving formal designation for which no names are available are Lower Anisian and Lower Norian (*sensu* SILBERLING and TOZER, 1968). Interpretation of Rhaetian in terms of the Marshi Zone, rather than the whole of the Kössen Beds, is recommended.

Introduction

North America is well endowed with stratigraphic sections in which the sequence of Triassic ammonoid faunas can be objectively observed without the imposition of serious difficulties from tectonism, abrupt facies change, condensation etc. Most of the faunas known in the Alpine-Mediterranean region occur. Also present are significant faunas first discovered in India and Siberia which are at present unknown in Europe. The North American sequences have recently been summarized by TOZER (1967) and SILBERLING and TOZER (1968) and this had led to the introduction of a Standard Stratigraphic Scale for the Triassic (Table I). The American sequence is probably at least as significant as any other for the purpose of establishing a Triassic Standard Scale based on ammonoid faunas. It is perhaps particularly significant because within the last 10 years various shortcomings in alternative schemes have become apparent to workers in both Europe and North America. For the Middle and Upper Triassic most of the alternative schemes stem from the work of MOJSISOVICS, WAAGEN and DIENER (1895) and are based on data derived from western Europe. The shortcomings of these schemes fall into three categories: (1) some zones were arranged in the wrong order, owing to insufficient stratigraphic data [e.g. some in the Middle Triassic (ASSERETO, 1969) and Norian (TOZER, 1965)]; (2) the faunas believed to represent some zones are based on collections from condensed or mixed deposits and contain fossils of more than one age; (3) significant time intervals have been found to exist for which there was no accommodation in the standard schemes. This last problem relates to the fact that although the Middle and Upper Triassic faunas of Europe include representatives of most known elsewhere, many are known only in isolated situations where their position in the sequence cannot be objectively demonstrated.

Address: Dr. E. T. TOZER, Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada.

TABLE 1. Triassic time scale (Silberling and Tozer 1968)

SERIES	STAGES & SUBSTAGES	ZONES (Standard Zones)	
UPPER TRIASSIC	RHAETIAN	Choristoceras MARSHI	
	UPPER NORIAN	Rhabdoceras SUESSI	
	MIDDLE NORIAN	Himavatites COLUMBIANUS	
		Drepanites RUTHERFORDI Juvavites MAGNUS	
	LOWER NORIAN	Malayites DAWSONI	
		Mojsisovicsites KERRI	
	UPPER CARNIAN	Klamathites MACROLOBATUS	
		Tropites WELLERI Tropites DILLERI	
	LOWER CARNIAN	Sirenites NANSENI	
		Trachyceras OBESUM	
MIDDLE TRIASSIC	UPPER LADINIAN	Frankites SUTHERLANDI	
		Maclearnoceras MACLEARNI	
		Meginoceras MEGINAE	
	LOWER LADINIAN	Progonoceratites POSEIDON	
		Protrachyceras SUBASPERUM	
	UPPER ANISIAN	*Gymnotoceras OCCIDENTALIS	Frechites CHISCHA
		*Gymnotoceras MEEKI	Gymnotoceras DELEENI
		*Gymnotoceras ROTELLIFORMIS	
MIDDLE ANISIAN	*Balatonites SHOSHONENSIS	Anagymnotoceras VARIUM	
	*Acrochordiceras hyatti beds		
LOWER ANISIAN	Lenotropites CAURUS		
LOWER TRIASSIC (SCYTHIAN)	SPATHIAN	*Neopopanoceras HAUGI	Keyserlingites SUBROBUSTUS
		*Subcolumbites beds	
		*Columbites & Tirolites beds	Kazakhstanites PILATICUS
	SMITHIAN	Wasatchites TARDUS	
		Euflemingites ROMUNDERI	
	DIENERIAN	Vavilovites SVERDRUPI	
		Proptychites CANDIDUS	
	UPPER GRIESBACHIAN	Proptychites STRIGATUS	
		Ophiceras COMMUNE	
	LOWER GRIESBACHIAN	Otoceras BOREALE	
Otoceras CONCAVUM			
PERMIAN			

* = Recognized only in Western U.S.A.

Comparisons with North America suggest that this has led faunas of some European localities to be considered as correlative when in fact they are heterochronous. Difficulties of this sort apply particularly in the Ladinian and Carnian (TOZER, 1971, p. 1018).

All the zones recognized in North America have type localities (TOZER, 1967, p. 10; SILBERLING & TOZER, 1968, p. 21). They therefore satisfy the prime requirement of the "Standard Zone" of CALLOMON (1965) and the "Chronozone" of HARLAND *et al.* (1972, p. 300) and form a suitable foundation for a Standard Scale. Being provided with stratotypes as well as faunal characteristics they are thus different from the kind of zone advocated by, for example, SCHINDEWOLF (1970) and WIEDMANN (1970), who consider that the zones of such a Scale should be defined solely in palaeontological terms without any reference to a type locality¹). The principal objection to the kind of zone supported by SCHINDEWOLF and WIEDMANN is that they are not amendable to stable definition and unambiguous interpretation. In terms of the distinction made in the "International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage" (HEDBERG, Ed., 1972) Standard Zones are thus chronostratigraphic, not biostratigraphic units.

The zones recognized in North America are shown on Table I. Work on the zonal subdivision in Canada is continuing and it now seems probable that some 50 divisions will be discriminated by the breakdown of zones into subzones (e.g. the Varium and Columbianus Zones, TOZER, 1971, pp. 1017, 1019). The zones are grouped into 16 larger divisions, some ranked as stages, some substages. Except for the Lower Triassic, for which no suitable stage names are available from the Old World, the stage names used are those defined in the Alpine-Mediterranean region. The Middle and Upper Triassic stages and the Lower Triassic Series have long been recognized in North America and this has undoubtedly been useful for expressing intercontinental correlations. But it is clear that more divisions than the six²) traditionally employed may be significant and useful. It is with the question of defining and naming the stages and substages that this paper is mainly concerned.

The ideal Standard Stratigraphic Scale would be one in which all divisions, down to the smallest (subzone) would be of world-wide application. It seems unlikely that this ideal will ever be attained because it is usually possible on any one continent, or in a more restricted area, to devise a scheme, with subzones and zones as the smallest divisions, which proves too refined for world-wide application. A single universal scale, using everywhere the same smallest divisions, seems an unattainable ideal. Europe and Asia, like North America, may eventually have 50 or more significant divisions within the Triassic but it seems unrealistic to suppose, or anticipate, that all will correlate exactly with one another, even within one continent. At some levels the zones may be of world-wide application, a notable example being the Tardus Zone which is correlative with the *Stephanites superbis* Zone (Salt Range) and the *Anasibirites nevolini* Subzone (Primor'ye). But more commonly the zones, although not recognizable everywhere else, lend themselves to form groups with adjacent zones, and the resultant groups (substages) do prove widely recognizable. This of course has long been recognized; e.g. by ARKELL (1956, p. 7). For example two zones in Canada (Concavum and Boreale) evidently correlate with one (Woodwardi) in the Himalayas; the two form a substage—Lower Griesbachian. Similarly three zones in Nevada (Rotelliformis, Meeki, Occidentalis) form a group correlative with two in Canada, the correlation being based on many lines of evidence: range of ammonoid genera, of *Daonella* species etc. Here then is another significant substage: the Upper Anisian. Most

¹) KOZUR (1972c, p. 365) has evidently misunderstood the stratigraphic procedure advocated by SILBERLING & TOZER for he indicates that our approach conforms with that of SCHINDEWOLF. In fact it does not.

²) Scythian Series, Anisian, Ladinian, Carnian, Norian and Rhaetian Stages.

or all of the 16 North American divisions (stages and substages) seem to be recognizable world-wide. If an acceptable scheme of nomenclature for divisions of this scale can be devised it will prove a valuable medium for expressing intercontinental correlations. As regards the names, not a few for substages (Pelson, Illyr, Tuval, Alaun, Sevat etc.), based on Alpine-Mediterranean occurrences, are available. Most have not yet found much application outside Europe. But they probably have the potential to do so provided that their definitions are clarified and in some cases emended. Obviously more work is necessary before all the problems can be resolved. Resolution of not a few questions, however, is not dependent upon more research but upon agreement concerning conventions. For example, everybody seems to accept the reality and significance of the Kerri Zone which was shown, from North American data, to lie between the Macrolobatus Zone (undisputed Carnian) and the Dawsoni Zone (undisputed Norian). Arbitrarily it was placed in the Norian (SILBERLING, 1959; TOZER, 1965, 1967; SILBERLING & TOZER, 1968). This arrangement was accepted by KRYSSTYN (1973). But ARCHPOV *et al.* (1971) and SAKS *et al.* (1972) treat it as Carnian. There are other similar questions, requiring not more research, but merely agreement to convention. In the interests of promoting international stratigraphic communication these questions should be settled. Recommendations regarding such arbitrary questions should perhaps be a responsibility of the proposed Subcommittee on Triassic Stratigraphy.

Specific questions regarding the Triassic will now be considered. In the discussion that follows, substages, where designated "Lower Anisian" etc. are used as defined by SILBERLING & TOZER (1968) (See Table I). This has been done to avoid ambiguity and does not necessarily indicate commitment to placing all Triassic substage boundaries as in Table I. But the boundaries were proposed with the European substages in mind, and the zones were grouped in such a way that, subject to clarification in definition there was a good prospect that Pelson, Illyr, Fassan, Longobard, Cordevol (or Jul), Tuval, Alaun and Sevat might eventually replace, respectively, Middle Anisian, Upper Anisian, Lower Ladinian, Upper Ladinian, Lower Carnian, Upper Carnian, Middle Norian and Upper Norian. Lower Anisian and Lower Norian were recognized as substages for which no appropriate names are available.

Lower Triassic

Most workers (listed in TOZER, 1972, p. 645) accept the base of the *Otoceras woodwardi* Zone to define the base of the Triassic. This zone correlates with the Lower Griesbachian (Table I). Recent proposals (e.g. by KOZUR, 1973) to place the Lower Griesbachian (= Gangetian) Substage in the Permian represent no more than a change in convention and as such merely a contribution to nomenclatural instability.

Of the four stages recognized in the Lower Triassic of North America, Griesbachian is recognizable in the Alpine-Mediterranean region from occurrences of *Claraia*, but representatives of the distinctive Griesbachian ammonoid faunas have not yet been found. Dienerian and Smithian correlatives are not clearly recognizable owing to the near or complete absence of ammonoids in the Alpine-Mediterranean strata that presumably represent this interval. Occurrences in Idaho, Utah and Nevada (summarized in SILBERLING & TOZER, 1968) show that the *Tirolites cassianus* Zone is early or mid-Spathian, particularly if one regards the faunas with *Subcolumbites* etc. in Albania and Chios as representative of this zone. Occurrences in Nevada and Mangyshlak suggest that the Spathian may be amenable to division into several zones, but such subdivision must await further work. But the sections in Nevada described by SILBERLING & WAL-

LACE (1969) seem to justify the conclusion that the *Tirolites-Subcolumbites* faunas are older than the Haugi and Subrobustus Zones and are thus not latest Lower Triassic.

So many alternative schemes of classification for the Lower Triassic are now available that it is impossible to discuss their respective merits within the scope of this paper. Despite the nomenclatural differences there seems to be fairly widespread agreement regarding the correlation of Lower Triassic strata. Hopefully this will soon be reflected in the adoption of a universally acceptable scheme of nomenclature. The scheme based on the North American sequence, being unambiguously defined and widely applicable (TOZER, 1971, p. 1013—1017) seems to offer this potential. If any of the four stages are to be reduced to substages I would suggest uniting the Dienerian and Smithian, the faunas of which are more intimately related than formerly believed, making it difficult, in some parts of the world, to recognize the Dienerian-Smithian boundary. But the base of the Dienerian, and that of the Spathian, are readily recognized throughout the world.

Middle Triassic

During the present century most authors have followed ARTHABER (1905) who treated the Anisian as the basal Middle Triassic stage. Thanks to ASSERETO (1971), ZAPFE (1971) and SUMMESBERGER & WAGNER (1972) the stratigraphic situation at the Anisian type locality has recently been clarified. In these works it is shown that in terms of the stratotype Anisian should be restricted to include only the Binodosus and Trinodosus Zones (*sensu* MOJSISOVICS). As will be mentioned below a correlative of the Binodosus Zone as represented at Gross Reifing can be recognized in the Shoshonensis Zone of Nevada (Table I). Between the Shoshonensis Zone and the highest beds assigned to the Lower Triassic (Haugi Zone) there are fossiliferous beds that pose a number of nomenclatural problems.

The Shoshonensis Zone has been classed as late Middle Anisian in North America (Table I). Since publication of SILBERLING & TOZER (1968) more work has been done on the Middle Anisian of North America both in Nevada (by SILBERLING) and in Canada (by the writer). The Varium Zone of the type area (British Columbia) has now been divided into three subzones (TOZER, 1971, p. 1017). In the Favret Formation of Nevada Silberling (personal communication) has shown that the Shoshonensis Zone overlies beds with *Acrochordiceras hyatti* (= Varium Zone of Nevada, SILBERLING & TOZER, 1968), a relationship previously anticipated but not until recently proved in a stratigraphic succession. It would now appear that the stratotype Varium Zone is correlative with both the *Acrochordiceras hyatti* beds and Shoshonensis Zone, not merely with the former, as originally suggested (TOZER, 1971, p. 1017). The ammonoid faunas of the *A. hyatti* beds and the Shoshonensis Zone, in my opinion, have a common stamp (*Acrochordiceras*, *Cuccoceras*, Beyrichitidae) and the beds form a group best regarded as one substage, the Middle Anisian of Table I.

Between the Middle Anisian and the highest beds of the Lower Triassic is the Caurus Zone with a significant ammonoid fauna permitting the recognition of correlatives, not only throughout North America and the Arctic but also in Timor, the Himalayas and also, from BENDER's recent discovery (1970), in Chios. Everybody who has studied the ammonoids from these beds has considered them Anisian. SILBERLING and TOZER (1968) called the interval Lower Anisian for want of an alternative. Clearly this is a significant interval for which a substage, or even stage name is desirable, but unavailable. The problem has not been overlooked in the past. It was recognized, for example, by PIA (1930). But it is only recently that ammonoid faunas have been fitted into the gap.

The name Hydasp, used as a lower division of the Anisian to embrace this interval by Pia is wrong (SPATH, 1934, p. 32). Kularian, recently proposed by ARCHIPOV et al. (1971, p. 313) on the basis of the Siberian sequence includes the Caurus Zone but is more comprehensive than Lower Anisian of Table I because it also includes at least part of the Varium Zone.

Dr. R. ASSERETO is much concerned with these problems, from his studies in the Anisian of both the Alps and Turkey (ASSERETO 1971, 1972). In his interpretation the Shoshonensis Zone correlates with the lowest ammonoid fauna at Gross Reifling, i.e. the lowest fauna at the type locality. If he is correct it follows that not only the Caurus Zone but also the *A. hyatti* beds (=Lower and Middle Subzones, Varium Zone) have ammonoid faunas older than any at the type locality for the Anisian. KOZUR (1972a, p. 20; 1972b, Table I) has also considered this question. His solution is to employ the term "Unteranis" to embrace the Caurus Zone plus the Varium Zone of Nevada (i.e. the *A. hyatti* beds). Kozur's Unteranis would thus include the beds between the top of the Lower Triassic and the beds with the lowest ammonoids at Gross Reifling.

Despite the fact that the ammonoids of the *A. hyatti* beds and the lower and middle subzones of the Varium Zone may be older than the lowest fauna at Gross Reifling I submit that these beds with these faunas should not be united with the Caurus Zone to form one substage or stage. There is an obvious affinity between the fauna of the *A. hyatti* beds with that of the Shoshonensis Zone, and between the faunas of the three subzones of the Varium Zone. There is an equally obvious difference between the faunas of these divisions with those of the Caurus Zone. Whatever solution he suggested, the Caurus Zone, correlatives of which are recognizable in both the Arctic and Tethys (TOZER, 1971, p. 1017), should be segregated as an independent division, preferably a substage of the Anisian. The boundary between the Caurus and Varium Zones, marked by the appearance of *Beyrichitidae* (true *Hollandites* probably being the first), *Acrochordiceras* (s. s.), *Intornites* and *Cuccoceras* seems to be one of the more significant and easily recognized in the Triassic succession and thus warrants characterization as a stage or substage boundary. The name Balatonian (=Pelson) is appropriate for at least the Shoshonensis Zone and its correlatives. I suggest that the scope of Pelson be increased to include the beds between the Caurus Zone and the Shoshonensis Zone, i.e. as an equivalent to Middle Anisian (Table I). A Pelson base defined in this way would have the advantage of being recognizable in both the Arctic and Tethys. In a higher position, at the base of the Shoshonensis Zone, this would not be so. For the Lower Anisian (Table I) a new name seems to be required.

Nomenclature of the younger Anisian beds also presents problems. PIA (1930) classed the younger Anisian beds as Illyr, divided into Lower Illyr (more or less *Trinodosus* Zone) and Upper Illyr (represented, for example, by the Grenzbitumenzone).¹ SILBERLING (1962; see also SILBERLING and TOZER, 1968, p. 36) has shown that the *Rotelliformis* Zone is the main level for *Paraceratites* of the *trinodosus* group and that *Daonella* cf. *elongata* MOJZISOVICS (a species of the Grenzbitumenzone) is in the Meeki Zone. Faunal similarities of this sort suggest that these two zones correlate with the Lower and Upper Illyr respectively.

But before Illyr becomes useful for international purposes it will be necessary to adopt a precise convention concerning both the lower boundary (with the Pelson) and

¹) It is regretted that the important data on the ammonoids of the Grenzbitumenzone provided by Dr. H. RIEBER (*Schweiz. Paläont. Abh.*, 93, 1973) are not taken into account here. Unfortunately his monograph was published after the completion of this paper.

the upper, with the Ladinian. According to ASSERETO (1971) the *Paraceratites binodosus* beds of Dont are the highest in the Binodosus Zone (*sensu* MOJSISOVICS), and are thus the youngest in the Pelson. But KOZUR (1972a, b) puts the *Paraceratites binodosus* beds in the Illyr, drops the Binodosus Zone from the Standard Scheme and thus gives a different interpretation of the Pelson-Illyr boundary. Agreement of this conventional question is necessary.

Regarding the Upper boundary of the Illyr, ASSERETO (1969) has shown that the Alpine Avisianus Zone correlates with the Meeki Zone (Nevada) and the Upper Illyr of PIA. Traditionally, following MOJSISOVICS *et al.* (1895), the Avisianus Zone had been placed in the Ladinian, between the Curionii and Archelaus Zones, but ASSERETO has shown that there is no evidence for this placement. KOZUR (1972a, b), while accepting ASSERETO's correlation, regards the Avisianus Zone as Ladinian, claiming that it belongs there on the basis of priority. But when BITTNER defined the Ladinian in 1892 he did so in terms of the Buchenstein and Wengen Beds. The Avisianus Zone was introduced later, in MOJSISOVICS *et al.* (1895). Consequently KOZUR's claim cannot be substantiated. Retention of the Avisianus and Meeki Zones in the Anisian is advocated here.

In both Nevada and British Columbia more or less uninterrupted sequences in uniform facies cover the late Anisian-early Ladinian interval, probably with a more continuous faunal record than known anywhere else. *Protrachyceras* makes its appearance in the Subasperum Zone and this has been taken to mark the Anisian-Ladinian boundary (SILBERLING and TOZER, 1968, p. 12).

The Lower-Upper Ladinian boundary (Table I) probably more or less corresponds with the Fassan-Longobard boundary. The Ladinian beds of British Columbia have rich ammonoid faunas with *Daonella* species in association. More work remains to be done of the *Daonellas* before their significance can be assessed. However *Daonella* species close to *D. lomelli* (Wissmann) are in the Meginae and Maclearni Zones, and *Anolcites* close to *A. doleriticum* (MOJSISOVICS) are in the Maclearni Zone. These occurrences suggest correlation with the Wengen beds, stratotype for the Longobard Substage. *Protrachyceras* species close to *P. longobardicum* MOJSISOVICS and *P. archelaus* LAUBE have a long range in North America; certainly through the Poseidon, Meginae, and Maclearni Zones, probably into the Sutherlandi Zone. Occurrences of species of this group, as presently known, do not seem to contribute much towards a refined chronology.

The Sutherlandi Zone, placed at the top of the Ladinian in North America, is one that may have particular significance for worldwide correlation. Correlatives are almost certainly widely distributed in the Alpine-Mediterranean region (TOZER, 1971, p. 1018). Some are in beds attributed to the Ladinian, others are in so-called Carnian. The North American sequence shows that this zone lies between correlatives of the Longobard and the Cordevol. Conventionally it has been assigned to the Ladinian rather than Carnian.

Upper Triassic

In North America two substages are recognized in the Carnian, compared with the three (Cordevol, Jul, Tuval) of the MOJSISOVICS *et al.* (1895) scheme. KOZUR (1972a) treats these as synonymous with Lower Middle and Upper Carnian. KRYSYŃ (1973, p. 124) divides the Carnian into two: the Lower includes Cordevol and Jul; the Upper, Tuval. Lower Carnian (Table I) is similarly interpreted as including correlatives of both Cordevol and Jul, but with the suggestion that the two may be more or less con-

temporaneous, there being insufficient evidence to prove that the Jul is younger than the Cordevol (TOZER, 1967, p. 32). Typical Jul comprises *Trachyceras* beds at Raibl; typical Cordevol the Aon Zone of St Cassian. In practice the Jul has been interpreted in terms of the Aonoides Zone of the Hallstatt Limestone. According to KRYSZYN (1973, p. 125) the Aonoides Zone has both *Trachyceras* and *Sirenites*, unlike the Aon Zone and Raibl beds in which *Sirenites* is unknown. Provided that this association is not due to condensation the Aonoides Zone could correlate with the Obesum Zone or the Nanseni Zone. So although *Sirenites* appears above *Trachyceras* in Canada (in the Nanseni Zone), and apparently also in the Balaton Highlands (KOZUR, 1972a), the two may also be contemporaneous, judging from occurrences in the Aonoides Zone and at Painkhanda in the Himalayas. As regards Painkhanda, the statement to the contrary in TOZER (1971, p. 1019) is incorrect. The close similarities between *Trachyceras* of the Aon and Aonoides Zones, and the probable overlap in age of *Trachyceras* and *Sirenites*, seems to justify the conclusion that the Aon, Aonoides, Obesum and Nanseni Zones are close enough in age to be regarded as divisions of no more than one substage, which could be called Cordevol or Jul. Occurrence of *Sirenites* above *Trachyceras* (Canada, Hungary) cannot be considered a vindication of the Cordevol-Jul separation, as by KOZUR (1972a), *Sirenites* being unknown in the stratotype Jul.

KRYSZYN (1973) treats the three Upper Carnian zones (Dilleri, Welleri, *Macrolobatus*) as representative of the Tuval. This seems an entirely satisfactory interpretation of that substage.

Coming to the Carnian-Norian boundary: KRYSZYN (1973) follows the convention suggested by SILBERLING & TOZER (1968) by treating the Kerri Zone as basal Norian. KOZUR (1973) now does the same. In contrast ARCHPOV *et al.* (1971) and SAKS *et al.* (1972) put it in the Carnian, on the grounds that the Paulekei Zone (more or less correlative with the Dawsoni Zone) defines the basal Norian. This argument may be questioned. Stratotype Norian is the "Bierenatus-Lager des Sommeraukogels" (ZAPFE, 1971; KRYSZYN *et al.* 1971). The Paulekei Zone is not known at the Sommeraukogel. When DIENER named the Paulekei Zone (1921, 1925) and recognized it to be older than the Bierenatus Zone, he arbitrarily included it in the Norian. His conclusion has been verified and accepted by later workers. The convention he adopted increased the scope of the Norian in relation to the stratotype, but not at the expense of the Carnian. When evidence was found that the Kerri Zone occupied a position between the Subbullatus and Paulekei Zones, SILBERLING and the writer, like DIENER, were faced with the necessity for making another arbitrary decision. We chose to put the Kerri Zone in the Norian, further increasing the scope of that stage, but still (as in DIENER's case) without eroding the Carnian. ARCHPOV, SAKS *et al.* do not question the correlation of Kerri Zone; they merely adopt a different convention. I submit that this is the sort of case in which the decision of the first reviser should be upheld. DIENER's decision was accepted; why not that of SILBERLING & TOZER?

For the Carnian, in summary, I suggest that the evidence supports a twofold, not threefold division of the stage; the lower should be called Cordevol (or Jul); the upper, Tuval. The Kerri Zone should be regarded as Norian, not Carnian.

The Norian sections of British Columbia are particularly illuminating and contribute much to the problems of classifying this stage. Here occur many ammonoids more or less identical with those from Salzkammergut, where the stratotype Norian is situated. In British Columbia there are several sections in which the sequence of faunas can be readily determined, unlike Salzkammergut, where it is only in the last few years, thanks

to the work of KRYSSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER (1968, 1971 etc.) that the problems introduced by fissure fillings, condensation etc. have been understood, and the results applied to elucidating the true faunal sequence.

There now seems to be general consensus that three substages can be recognized within the Norian. MOJSISOVICS, of course, had three (Lac, Alaun, Sevat) but his understanding of the sequence was imperfect, for it is now known that the true Lac faunas are younger, not older than those of the Alaun, and more or less the same age as some of the Sevat faunas.

For the lower substage we encounter differences concerning both scope and nomenclature. Regarding scope: in Table I and in KOZUR's (1973) most recent scheme it is Kerri and Dawsoni Zones; to KRYSSTYN (1973), Kerri, Dawsoni and Magnus Zones. KRYSSTYN's proposal to include the Magnus Zone in the Lower substage may have much to recommend it. His choice of name ("Lac") seems questionable, however, because Lac, as originally defined (MOJSISOVICS *et al.*, 1895, p. 1279) included only the *Cladiscites ruber* and *Sagenites giebeli* Zones, which are almost certainly correlative with part of the original Sevat (TOZER, 1965, p. 225). The complications introduced by MOJSISOVICS' (1902, p. 345) subsequent inclusion of the *Discophyllites patens* Zone in the Lac further confuse its interpretation. Lac seems best abandoned; here I agree with KOZUR (1972a, p. 21).

Alaun (based on the Bicenatus Zone) seems a potentially useful name for the middle substage, provided that agreement can be reached regarding definition of the base. Sevat, as originally proposed, included the Metternichi and Argonautae Zones but there now seems to be general agreement that the Argonautae Zone deserves no place in a Standard Scheme; certainly not at the top of the Norian, it being, in all probability, more or less correlative with the Columbianus Zone (TOZER, 1971a, p. 1020). KRYSSTYN (1973) abandons both the Metternichi and Argonautae Zones and recognizes the Suessi Zone in Salzkammergut as equivalent with Sevat. This convention seems preferable to that of KOZUR (1973, p. 12) in which the Columbianus Zone is included in the Sevat.

To summarize the Norian questions: Alaun and Sevat seem useful for the middle and upper substages. A decision regarding the base of the Alaun is required, namely whether or not the Magnus Zone is included. Lac should presumably be suppressed as a synonym of Sevat and a new name found for the lower substage. Also, inclusion of the Kerri Zone in the lower substage and retention of the Columbianus Zone in the Alaun is recommended.

The relationship between the beds assigned to the Rhaetian in North America to those in Europe has been clarified with the discovery by URLICHS (1972) of *Rhabdoceras suessi* in the type section of the Kössen Beds, with *Choristoceras marshi* HAUER at a higher level in the same formation. URLICHS assigns the beds with *Rhabdoceras* to the Norian; those with *Choristoceras marshi* to the Rhaetian. Beds with *Rhaetavicula contorta* (Portlock) underly those with *Rhabdoceras* and are also assigned to the Norian. The Kössen Beds thus include a correlative of the Upper Norian, as anticipated by ZAPPE (1968, p. 22). The ammonoid sequence closely parallels that known in North America. Rhaetian in the sense of URLICHS, SILBERLING & TOZER (i.e. for the Marshi Zone alone) is an appreciably smaller division (only the upper part) of a Rhaetian Stage interpreted from the whole of the Kössen Beds, as by, for example, MOJSISOVICS *et al.* (1895). Definition of the Rhaetian base at the base of the Marshi Zone is evidently acceptable to PEARSON (1970, p. 142), KRYSSTYN (1973, p. 123) and KOZUR (1973, Table 2) as well as to URLICHS. WIEDMANN (1972), in contrast, recognizing that Rhaetian (*sensu* MOJSI-

SOVICS *et al.*, 1895) includes correlatives of at least part of the Suessi Zone, would include the whole Suessi Zone (*sensu* SILBERLING & TOZER, 1968; KRZYSTYN, 1973 etc.) in the Rhaetian. Although WIEDMANN's proposal may have some historical justification, in that the name Rhaetian predates Norian; its acceptance would necessitate drastic and confusing changes in nomenclature throughout the world. Some Russian workers have made similar proposals (see PEARSON, 1970, p. 144; TOZER, 1967, p. 41) but they do not seem to have been favourably received, in their own land or elsewhere. WIEDMANN's further proposal to divide the Suessi Zone (as originally defined) into an earlier *Phyllytoceras zlabachense* Zone (I) and a later *Rhabdoceras suessi* Zone (II) (of restricted scope) reflects only the sequence in the Kössen Beds and has not yet been shown to have chronological significance. As already mentioned, the evidence from other parts of the world indicates that *Rhabdoceras suessi* ranges throughout the Upper Norian (=Sevat, =Zones I and II of WIEDMANN's Rhaetian). There seems to be insufficient evidence, at present, to warrant introducing a Zlabachense Zone between the Columbianus and Suessi Zones.

The sequence of ammonoid faunas between the Carnian and the Jurassic is now fairly well known. *Choristoceras* makes its appearance in the Suessi Zone. The differences between the *Choristoceras* of the Suessi and Marshi Zones are not easily appraised owing to the imperfect or fragmentary preservation of most specimens apart from those of *Choristoceras marshi* Hauer from the type locality. In terms of ammonoid faunas the Marshi Zone is not well characterized. The fauna is intimately related to that of the Suessi Zone. Starting anew the Marshi Zone would probably be grouped in the same substage as the Suessi Zone. To place the Suessi and Marshi Zone in one and the same stage would place their relationship, both biological and stratigraphical, in better perspective. But to assign the Suessi Zone to the Rhaetian would cause only confusion. It would necessitate, for example, describing many of the *Monotis* beds, long assigned to the Norian in North America, Eurasia, New Zealand etc., as Rhaetian. A more acceptable and practical solution would be the suppression of Rhaetian as a chronostratigraphic division and to extend the Norian to the top of the Triassic. But in the meantime the practice of KOZUR, KRZYSTYN, SILBERLING, TOZER & URLICHS seems more acceptable than that of WIEDMANN, and not seriously in conflict with the principles of priority in that the Marshi Zone comprises some of the beds originally assigned to the Rhaetian; Suessi Zone some originally assigned to the Norian.

References

- ARKELL, W. J. (1956): *Jurassic Geology of the World*; Oliver and Boyd, Edinburgh and London.
- ARKHIPOV, Y. V., BYTSHKOV, Y. M. & POLUBOTKO, I. V. (1971): A new zonal scheme for Triassic deposits from Northeast U.S.S.R. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 19 (2), 313—315.
- ARTHABER, G. V. (1905): Die Alpine Trias des Mediterran-Gebietes. *In* Frech, F., *Lethaea Geog.*, II (1), Trias, 224—391, 417—472.
- ASSERETO, R. (1969): Sul significato stratigrafico della „Zona ad Avisianus“ del Trias medio delle Alpi. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, 1969, 123—145.
- (1971): Die *Binodosus*-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. S. B. Akad. Wiss. Wien, 178, 1—29.
- (1972): Notes on the Anisian biostratigraphy of the Gebze Area (Kocaeli Peninsula, Turkey). *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 123, 435—444.
- BENDER, H. (1970): Der Nachweis von Unter-Anis („Hydasp“) auf der Insel Chios. *Ann. Geol. Pays Hellen.* (1), 19, (1968), 412—464.

- CALOMON, J. H. (1965): Notes on Jurassic stratigraphic nomenclature. I. Principles of stratigraphic nomenclature. Carpatho-Balkan Geol. Ass. VII Congress Sofia. 1, (2), 81—85.
- DIENER, C. (1921): Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. S. B. Akad. Wiss. Wien, 130, 21—33.
- (1925): Leitfossilien der Trias. Borntraeger, Berlin.
- HARLAND, W. B. *et al.* (1972): A concise guide to Stratigraphical Nomenclature. J. Geol. Soc., 128, 295—305.
- HEDBERG, H. D. (Ed.) (1972): An International Guide to Stratigraphic Classification Terminology and Usage; Introduction and Summary; Report 7, International Subcommission on Stratigraphic Classification; Lethaia, 5 (3), 283—323.
- KOZUR, H. (1972a): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung germanische/tethyale Trias. Symposium Mikrofazies und Mikrofauna der Alpenen Trias und deren Nachbargebiete, Kurzfassung der Vorträge Innsbruck. 18—23.
- (1972b): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2 (11), 1—37.
- (1972c): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck, 21, 361—412.
- (1973): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3 (1), 1—30.
- KRZYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). Ver. Geol. B. A., 1973 (1), 113—153.
- KRZYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1968): Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätter Kalke des Salzkammergutes. Anz. Akad. Wiss. Wien., Math.-Naturwiss. Kl., 1968 (14), 329—332.
- (1971a): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 137 (2), 284—304.
- (1971b): Der Stratotypus des Nor. Ann. Inst. Geol. Pub. Hung., 54 (2), 607—629.
- MOJSISOVICS, E. v. (1902): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke (Suppl.). Abh. Geol. Reichsanst. Wien, 6 (3).
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C. (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. S. B. Akad. Wiss. Wien Math.-Naturwiss. Kl. Abt. I, 104, 1271—1302.
- PEARSON, D. A. B. (1970): Problems of Rhaetian Stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. Q. Jl. Geol. Soc. Lond., 126, 125—150.
- PIA, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie, Leipzig, Wien.
- RIEBER, H. (1967): Über die Grenze Anis-Ladin in den Südalpen. Eclogae geol. Helv., 60 (2), 611—614.
- SAKS, V. N. *et al.* (1972): The session on Biostratigraphy of the Marine Mesozoic of Siberia and the Far East. Geol. and Geophys., Akad. Nauk. C. C. C. P., Siberian Branch, 1972 (7), 136—147. (In Russian.)
- SCHINDEWOLF, O. H. (1970): Stratigraphie und Stratotypus. Akad. Wiss. Lit. Mainz, 1970 (2), 101—232.
- SILBERLING, N. J. (1959): Pre-Tertiary stratigraphy and Upper Triassic paleontology of the Union District, Shoshone Mountains, Nevada. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 322.
- (1962): Stratigraphic distribution of Middle Triassic Ammonites at Fossil Hill, Humboldt Range, Nevada. J. Paleontol., 36 (1), 153—160.

- SILBERLING, N. J. & TOZER, E. T. (1968): Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 110.
- SILBERLING, N. J. & WALLACE, R. E. (1969): Stratigraphy of the Star Peak Group (Triassic) and overlying Lower Mesozoic Rocks, Humboldt Range, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 592.
- SPATH, L. F. (1934): Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History). Part IV. The Ammonoidea of the Trias. London.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, 76, 515—538.
- TOZER, E. T. (1965): Upper Triassic Ammonoid zones of the Peace River Foothills and their bearing on the classification of the Norian Stage. *Can. J. Earth Sci.*, 2, 216—226.
- (1967): A standard for Triassic Time. *Geol. Surv. Can. Bull.* 156.
- (1971): Triassic Time and Ammonoids: Problems and Proposals. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 989—1031.
- (1972): The Earliest Marine Triassic Rocks: their Definition, Ammonoid fauna, Distribution and relationship to underlying formations. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 20 (4), 643—650.
- URLICHS, M. (1972): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Innsbruck*, 21, 661—710.
- WIEDMANN, J. (1970): Problems of stratigraphic classification and the definition of stratigraphic boundaries. *Newsl. Strat.* 1 (1), 35—48.
- (1972): Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias — ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. *Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Innsbruck*, 21, 561—622.
- ZAPFE, H. (1968): Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. *Ver. Geol. B. A.*, 1967 (1/2), 13—27.
- (1971): Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der Alpenen Trias. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* 54, (2), 579—590.

Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von Cassian (Dolomiten/Italien)

MAX URLICHS*)

6 Abbildungen und 1 Tafel

Zusammenfassung

Vom Typgebiet der Cassianer Schichten südlich von St. Cassian werden vier Detailprofile durch die Oberen Cassianer Schichten abgebildet und die darin enthaltenen Ammonitenfaunen aufgeführt. In den meisten Horizonten ist die typische Fauna des Cordevol mit *Trachyceras aon* nachgewiesen; nur in dem obersten kommt *Trachyceras subaon* vor, das auf Jul hindeutet. Die Unteren Cassianer Schichten enthalten *Protrachyceras archelaus* und *Frankites regoledanus*, durch die Langobard nachgewiesen ist. Als Typlokalität für die Cassianer Schichten wird das Quellgebiet des Picolbaches südlich von St. Cassian und als Stratotyp für das Cordevol das Profil Stuoeres Wiesen vorgeschlagen.

Summary

From the type-area of the Cassian Beds south of St. Cassian four detailed sections of the Upper Cassian Beds are figured and the ammonites they contain are listed. The typical fauna of the Cordevol with *Trachyceras aon* is found in most levels; only in the uppermost level does *Trachyceras subaon* occur, and this indicates Jul. The Lower Cassian Beds contain *Protrachyceras archelaus* and *Frankites regoledanus*, by which Langobard is proved. The source of the Picolbach south of St. Cassian is proposed as the type locality of the Cassian Beds, and the section Stuoeres pastures as the stratotype of the Cordevol.

Einleitung

Die Fauna von St. Cassian (Dolomiten, Italien) zählt zu den artenreichsten der Ostalpen. Durch die Monographien von MÜNSTER 1834, 1841, KLIPSTEIN 1843—1845, LAUBE 1869, MOJSISOVICS 1882 ist die Ammonitenfauna vollständig erfaßt; sie ist jedoch revisionsbedürftig.

Profile und stratigraphische Verbreitung der Ammoniten an der Typlokalität der Cassianer Schichten sind bis jetzt nicht bekannt. Durch Detailaufnahme und mehrjährige Aufsammlungen konnte ein einigermaßen vollständiges Bild erarbeitet werden.

Die Anregung zu vorliegender Arbeit verdanke ich Prof. B. Ziegler (Stuttgart), der mir außerdem sein horizontiertes Material übergab und mich in jeder Hinsicht unterstützte. Für Ausleihe von Material bedanke ich mich herzlich bei: Prof. E. Kuhn-Schnyder (Zürich), Dr. L. Krystyn, Dr. H. Lobitzer, Dr. H. Summesberger (alle Wien), Dr. G. Schairer (München) und Prof. F. Westphal (Tübingen). Für Diskussionen und fachliche Hinweise danke ich Dr. H. Buratti (Trient), Dipl.-Geol. G. Dietl (Ludwigsburg), Dr. L. Krystyn, Prof. H. Rieber (Zürich), Dr. J. Wendt und Prof. J. Wiedmann (Tübingen) sowie Prof. B. Ziegler. Für finanzielle Unterstützung danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

*) Dr. M. URLICHS, Museum für Naturkunde Stuttgart, D-714 Ludwigsburg, Arsenalplatz 3

Abgrenzung des Cordevol und der Cassianer Schichten

Auf einen historischen Überblick kann verzichtet werden, da hierüber bereits mehrmals berichtet worden ist, und zwar von RICHTHOFEN (1860, S. 72—83), OGILVIE (1893, S. 4—12), ARTHABER (1906, S. 272—273, 295) und PIA (1937, S. 84—94). Auch die Zugehörigkeit des Cordevol zum Karn ist von JACOBSHAGEN (1961), ALLASINAZ (1964) und OTT (1972) ausführlich diskutiert worden. Hierfür sind zwei Gründe ausschlaggebend: Der Erstautor MOJSISOVICS (1869) hat die Cassianer Schichten zum Karn gerechnet. Dann hat er 1882 die aon-Zone¹⁾ aufgestellt, die er später (MOJSISOVICS 1895, S. 1298) als Stratotyp für die unterkarnische Unterstufe Cordevol benannte. Außerdem kommen etwa ein Drittel der Cassianer Ammoniten auch in der aonoides-Zone vor. Auf diese Übereinstimmung wiesen bereits MOJSISOVICS (1874, S. 89, 1893, S. 816), ARTHABER (1906, S. 292) und JACOBSHAGEN (1961, S. 480) hin. In der archelaus-Zone waren bis jetzt nur drei Arten, die auch in der aon-Zone vorkommen, bekannt, und zwar *Lecanites glaucus*, *Megaphyllites jarbas* und *Badiotites eryx* (letzteren konnte ich im Langobard nicht wieder finden). Zwischen Langobard und Cordevol ist demnach ein markanter Faunenschnitt vorhanden, nicht jedoch zwischen Cordevol und Jul. Deshalb ist es sinnvoll, das Karn, d. h. die Obertrias, mit dem Cordevol beginnen zu lassen. Die Untergrenze wird wie von TOZER (1967) und KRZYSTYN (1973) mit dem Einsetzen von *Trachyceras* s. str. gezogen. Sie ist bis jetzt noch nicht profilmäßig nachgewiesen.

Die Abgrenzung der Cassianer Schichten stößt jedoch auf Schwierigkeiten, da Ober- und Untergrenze recht willkürlich gezogen worden sind. Der namengebende Autor WISSMANN²⁾ (in: MÜNSTER & WISSMANN 1841) ist auf die Begrenzung der Cassianer Schichten nicht eingegangen. Er bezeichnete die Mergel um den Piz Stuoeres und den Picolbach als Cassianer Schichten (siehe S. 217). Auch RICHTHOFEN (1860) äußerte sich unklar, denn er hielt nur die fossilreichen Mergel der Stuoereswiesen für Cassianer, die linsenförmig in Wengener Schichten eingelagert sein sollen.

Untergrenze: Als erste hatten STUR (1868, S. 551) und MOJSISOVICS (1874, S. 89) klare Vorstellungen. Sie rechneten alle Tuffitsandsteine zu den Wengener und die Mergel zu den Cassianer Schichten. Später wurde die Untergrenze von OGILVIE (1893, S. 44,

¹⁾ Statt der aon-Zone wird von KOZUR (1972, S. 385) die nordamerikanische obesum-Zone „provisorisch als Standard-Zone übernommen“. Dieser Vorschlag muß abgelehnt werden, denn er schafft nur weitere Verwirrung, da der stratigraphische Umfang der obesum-Zone bis jetzt unsicher ist. Hierzu schreibt auch TOZER (1967, S. 31), der die obesum-Zone eingeführt hat: „The presence of *Trachyceras* s. s. in the Obesum-Zone suggests that correlatives occur in the *Trachyceras* aon Zone of the Italian Tyrol or in the *Trachyceras* aonoides Zone of Austria, or as an alternative, in both of these European zones.“ KRZYSTYN (1973, S. 124) hält die obesum-Zone für ein Synonym der aon-Zone.

²⁾ WÖHRMANN (1893, S. 618) und KLEBELSBERG (1928, S. 54) nennen MÜNSTER (1834) als den namengebenden Autor für die Cassianer Schichten. MÜNSTER (1834) schreibt jedoch nur von dem „Kalkmergel-Lager von St. Cassian“, und es wird weder begründet, ob es sich um ein selbständiges Schichtglied handelt, noch wo dieses „Lager von St. Cassian“ vorkommt. Das ist auch nicht weiter verwunderlich, da Münster zu der Zeit den Fundort nicht persönlich kannte. LEONARDI (1967, S. 291) und ACCORDI (Lexique stratigraphique Vol. 1, fasc. 11, S. 118) geben HAUER (1858) als Erstautor an. Das kann aber nicht zutreffen, da ältere Autoren, z. B. EMMRICH 1844, KLIPSTEIN 1843—1845, MERIAN 1852, 1854 und KÖCHLIN-SCHLUMBERGER 1855 bereits von Cassianer Schichten bzw. Formation de St. Cassian schreiben.

20 und auch OGILVIE-GORDON 1927, PIA 1937) definiert: „Which I identify with the first bed of Cipit Limestone on the Seiser Alpe.“ Diese Definition ist unbrauchbar, da zwischen Seiser Alm und dem Cassianer Gebiet keine exakte Parallelisierung möglich ist, und da das Auftreten von Tschipitblöcken davon abhängig ist, wann das Riffwachstum einsetzt. Am zweckmäßigsten wird sie wie von OGILVIE-GORDON (1929) und MUTSCHLECHNER (1933) mit dem Zurücktreten der Tuffit-Sandsteine und mit dem Auftreten von Mergeln und Mergelkalken gegeben.

Obergrenze: Die Cassianer Schichten werden normalerweise von Schlerndolomit überlagert. Daneben soll an folgenden Stellen der Schlerndolomit auskeilen, und die Raibler Schichten sollen unmittelbar über den Cassianer Schichten liegen: Frombach auf der Seiser Alm, Pian de Sass an der Ostseite der Sella, Pizberg bei Corvara, Nordseite des Settsass-Massivs im Stuores-Wald und im Valparola-Bach, bei Heiligkreuz, sowie an der Falzarego-Straße bei Cortina d'Ampezzo. Demnach soll die Beckenfazies der Cassianer Schichten neben der Riff-Fazies des Schlerndolomits bis an die Grenze der Raibler gereicht haben.

Im einzelnen sind folgende Beobachtungen gemacht worden: Als erster hat RICHTHOFEN (1860, S. 96) das Nebeneinander von Riff-Fazies des Schlerndolomits und von Beckenfazies der Cassianer Schichten beobachtet und er meinte, daß die Pachycardientuffe im Frombach mit den Raibler Schichten gleichaltrig seien. Hieraus leitete er ab, daß im Frombach die Raibler unmittelbar auf den Cassianer liegen. MOJSISOVICS (1875, S. 72) widersprach jedoch und stufte die Pachycardientuffe als Wengener Schichten ein. Die Fauna der Pachycardientuffe wurde von ZITTEL (1899, S. 352), BROLLI (1904, S. 224, 1907, S. 134) und BLASCHKE (1905, S. 162) mit der Cassianer und Raibler Fauna verglichen und auf Grund der prozentualen Ähnlichkeit mit beiden Faunen als Zwischenglied, als altersmäßig dazwischenliegend, betrachtet. Hierzu ist zu bemerken, daß es sich bei den beschriebenen Arten um Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden und Echinodermen handelt, die sicher über mehrere Ammonitenzonen hinweg vorkommen und somit als nicht beweiskräftig angesehen werden können. KOKEN (1911, S. 562, 1913, S. 16) versuchte die Pachycardientuffe mit Hilfe von Ammoniten einzustufen: „Eins möchte ich aber auch hier wieder betonen, daß die Pachycardientuffe der Seiser Alm zweifellos in die Raibler Schichten gehören . . .“ (Soweit die Belege zu ZITTEL 1899 und KOKEN 1911, 1913 noch vorhanden sind, wurden die Bestimmungen überprüft, siehe S. 215).

Weiterhin nannte RICHTHOFEN (1860, S. 96) vom Piz-Berg bei Corvara Raibler Schichten mit *Joannites joannisaustriacae*. Da diese Art genauso in den Cassianer Schichten vorkommt, kann sie nicht zur Datierung verwandt werden. Außerdem schrieb bereits STUR (1868, S. 551), daß er diese Schichten nicht wieder gefunden habe.

Am Pian de Sass an der Ostseite der Sella sollten nach MOJSISOVICS (1875, S. 729, 1879, S. 234) Raibler direkt auf Cassianer Schichten liegen. ROTHPLETZ (1894, S. 55) meinte, daß die angeblichen Raibler noch zu den Cassianern gehörten, und daß somit keine unmittelbare Überlagerung vorläge. REITHOFER (1928, S. 548) hielt dies Profil für umstritten.

Bei Heiligkreuz beschrieb ebenfalls RICHTHOFEN (1860, S. 219, Taf. 3, Profil 18) als erster und dann DOELTER (1873, S. 5), MOJSISOVICS (1874, S. 89) und OGILVIE-GORDON (1893, S. 24, 1928, S. 221) die unmittelbare Überlagerung der Cassianer durch Raibler Schichten. ROTHPLETZ (1894, S. 57) jedoch vermutete eine Störung zwischen den beiden Schichtgliedern. Nach BOSELLINI & LARGIOLLI (1965) handelt es sich bei den Heiligkreuz-Schichten (im Sinne von WISSMANN 1841) an ihrer Typokalität

(70 m östlich der Kirche) um oberste Cassianer Schichten. Darüber folgen geringmächtiger Schlerndolomit und dann Raibler Schichten. (KOKEN 1913 hat unter Heiligkreuz-Schichten den gesamten Schichtenkomplex verstanden.)

Am Nord- und Ostrand des Settsass-Massivs im Valparolabach und im Stuoresswald hat als erster RICHTHOFEN (1860) auf seiner Karte keinen Schlerndolomit eingezeichnet, und dann haben MOJSISOVICS (1875, S. 728) und OGILVIE-GORDON (1928, S. 27, 1929, S. 402) die unmittelbare Überlagerung beobachtet. Auf der geologischen Karte von MUTSCHLECHNER (1933) ist nur im Eisenofenbach ein unmittelbarer Übergang eingezeichnet. Nach eigener Anschauung handelt es sich im Eisenofenbach bei den Schichten unter typischen Raiblern um dickbankige graubraune bis graue Dolomite mit geringmächtigen grauen Tonzwischenlagen, die in der gleichen Ausbildung an der Westseite des Settsass zwischen massigem Schlerndolomit und Raiblern vorkommen; d. h. es handelt sich im Eisenofenbach um obersten Schlerndolomit. Im Stuoresswald schaltet sich zwischen Cassianer und Raibler Schichten ebenfalls Schlerndolomit ein. Bei den von MUTSCHLECHNER (1933) als Hauptdolomit kartierten Schuppen bei P. 2147 und P. 1976 handelt es sich um Schlerndolomit. Außerdem konnte ich unterhalb P. 2178 ein Profil von Cassianer Schichten bis zum Hauptdolomit finden: Über Cassianern folgen 70 m mächtiger gebankter bis massiger Schlerndolomit, 20 m stark verquetschte rote dolomitische Tone der Raibler Schichten und dann Dachsteindolomit. Die Beobachtung von Richthofen ist demnach zu korrigieren. Wohl nimmt die Mächtigkeit des Schlerndolomits von 300 m am Settsass-Gipfel auf 100 m bei P. 2349 und auf 70 m bei P. 2178 ab. Er keilt jedoch nicht völlig aus (siehe Abb. 1).

An der Falzarego-Straße hat KLEBELSBERG (1928, S. 256, 289) folgendes beobachtet: „An der Westseite der Talweitung von Cortina . . . schließen nahe über den obersten Häusergruppen (um 1300 m) an die Cassianer unmittelbar die Raibler Schichten an . . . Schlerndolomit fehlt . . .“. OGILVIE-GORDON (1928, S. 100) vermutet geringmächtigen Schlerndolomit, und auf den Karten von OGILVIE-GORDON (1934) und LEONARDI (1967, Taf. 64) ist an dieser Stelle keine unmittelbare Überlagerung eingezeichnet.

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden: Der unmittelbare Kontakt Cassianer — Raibler Schichten ist nirgends in den Dolomiten feststellbar. Es ist immer Schlerndolomit, manchmal in geringer Mächtigkeit, dazwischengeschaltet. Theoretisch wäre es denkbar, daß er fehlt, da örtliche Mächtigkeitsreduktionen des Schlerndolomits darauf schließen lassen. Die Faziesdifferenzierung hält außerdem noch bis in das Raibler Niveau an, jedoch nur schwach ausgeprägt (HOFMANN 1972, Taf. 2). So sind die Raibler Schichten in den Massiven z. B. im Innern der Sella geringmächtiger und dolomitischer als an ihren Rändern ausgebildet (REITHOFER 1928, S. 546).

Mächtigkeit und Petrographie der Cassianer Schichten

Die Cassianer Schichten bei St. Cassian sind etwa 500 m mächtig und lassen sich nach OGILVIE-GORDON (1929) in Untere Tuffit-führende und Obere Tuffit-freie Schichten untergliedern. Die unteren sind 250—270 m und die oberen 230—250 m mächtig. Die Unteren bestehen aus einer Wechsellagerung von mehrere Meter mächtigen grünlichen Tuffitsandsteinen, grauen bis ockerbraunen Tonmergeln bis Mergeln und hellgrauen bis ockerbraunen Mergelkalken. Etwa bei Profilmeter 200 ist eine 10—15 m mächtige Lage von Tschipitblöcken, die aus hellgrauen Kalken bis ockerbraunen Ferrodolomiten bestehen, vorhanden. Diese Lage ist vom Castello-Kamm rund um die Pralongia bis zum Piz Sorega hin zu verfolgen.

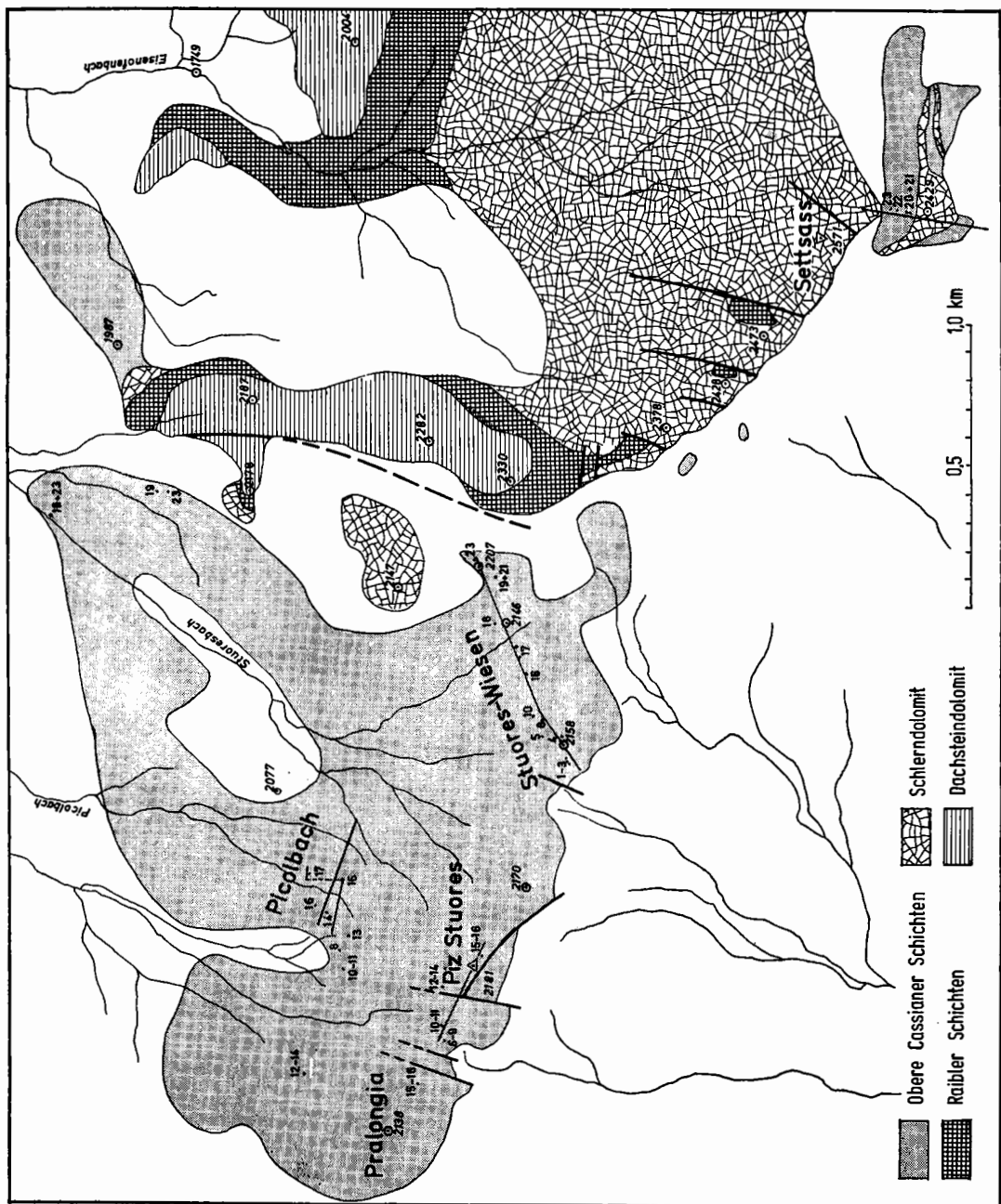


Abb. 1. Verbreitung von Oberen Cassianer Schichten, Schlerndolomit und Raibler Schichten im Typ-Gebiet der Cassianer Schichten südlich von St. Cassian / Abteital-Dolomiten, Italien.

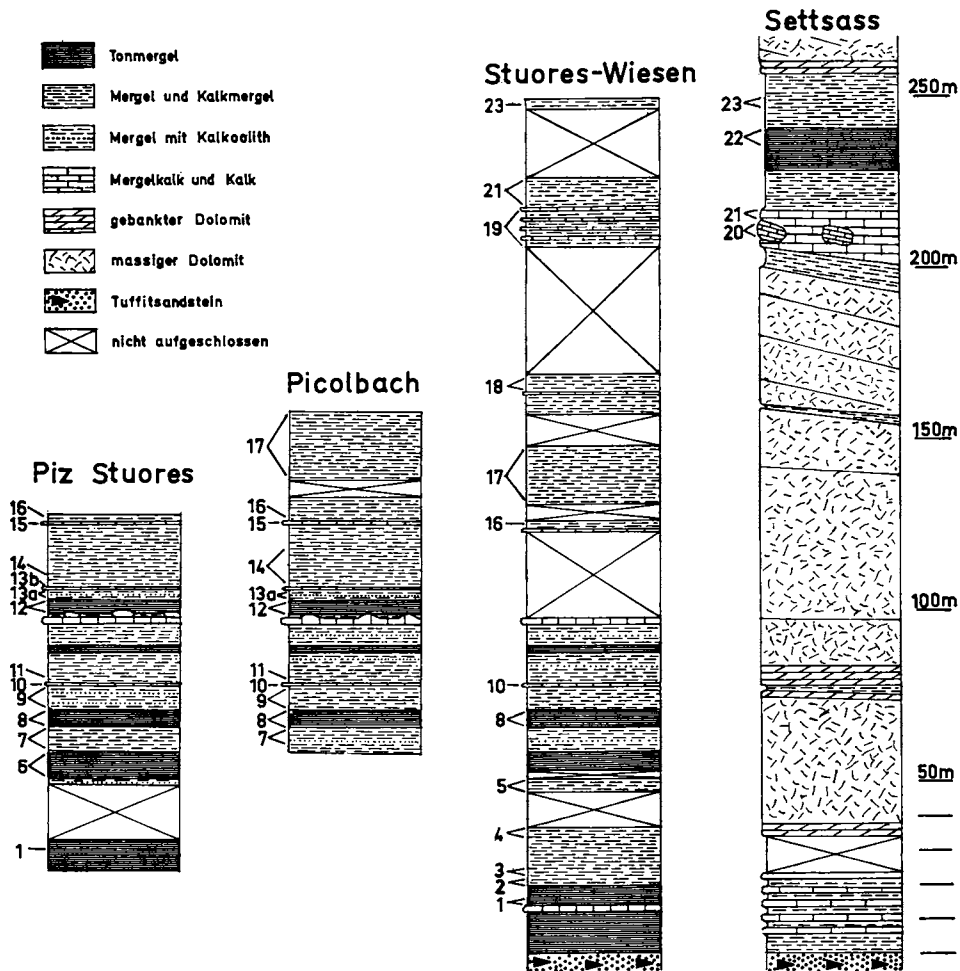


Abb. 2. Detailprofile durch die Oberen Cassianer Schichten südlich von St. Cassian. Das Profil Picolbach wird als Typ-Profil der Cassianer Schichten vorgeschlagen.

Die Oberen Cassianer Schichten setzen sich in ihrem unteren Teil zusammen aus Mergeln und Tonmergeln, in die einige geringmächtige Oolithkalkbänke und Mergelkalkbänke zwischengeschaltet sind und im oberen Teil aus einer Wechselagerung von Mergeln, Mergelkalken und Kalken. Am Südfuß des Settsass-Massivs ist in die Oberen Cassianer Schichten das berühmte Richthofenriff, eine linsenförmige Riffzunge, eingeschaltet. Tschipit-Blöcke sind zwei Lagen beobachtet, und zwar bei Profilmeter 100 im Gebiet um Piz Stuores und um Pralongia und eine weitere 15 m über der Oberkante des Richthofenriffs. In den Oberen Cassianer Schichten konnten vier Teilprofile (Abb. 2) aufgenommen werden, die sich miteinander mit Hilfe von Faunenspektren parallelisieren lassen; d. h. Faunen mit gleicher prozentualer Zusammensetzung werden als zeitgleich angesehen. Diese Parallelisierung wurde daneben durch lithofazielle Vergleiche der Profile untermauert. Insgesamt sind 23 Faunen-

horizonte nachgewiesen, wovon sich 2 (Fauna 13a u. b, 16a u. b) nach Erhaltung und Größe noch unterteilen lassen, im Gelände jedoch nicht auseinandergehalten werden können. Je nachdem, wie rasch die Beschaffenheit des Sediments wechselt, handelt es sich um 0,5 bis 15 m mächtige Faunenhorizonte.

Vorkommen der Ammoniten in den Cassianer Schichten

Seit langem ist bekannt, daß die Cassianer Fauna kleinwüchsig ist. Die meisten Autoren nehmen echten Zwergwuchs an; jedoch einige meinen, daß die Fauna normalwüchsig sei. (Zusammenstellungen hierüber finden sich bei HÄBERLE 1908 und BONI 1942). Tatsächlich konnte ich recht beträchtliche Größenunterschiede zwischen den einzelnen Faunen nachweisen, aber nur in einem Fall bei *Paralobites pisum* sind die Adult-Merkmale so deutlich ausgeprägt, daß statistische Untersuchungen der Endgröße adulter Exemplare möglich sind (Abb. 3). *Paralobites* hat im Adultstadium eine Ausbauchung der Wohnkammer und eine kapuzenförmige, verengte Mündung. Auf der linken Seite der Abb. 3 ist in 2 Histogrammen die Endgröße von *Paralobites* dargestellt. Innerhalb einer Fauna ist die Abweichung vom Mittelwert gering, so daß man bei einer geringen Anzahl von Meßwerten auch diesen Mittelwert (Abb. 3 rechts) als einigermaßen zuverlässig ansehen kann. Bei *Paralobites* haben danach die Zwerge 0,9 cm und die normalwüchsigen 1,2 bis 1,4 cm Enddurchmesser. Die zwergwüchsigen stammen aus Tonmergeln und die normalwüchsigen aus Mergeln bis Kalkmergeln.

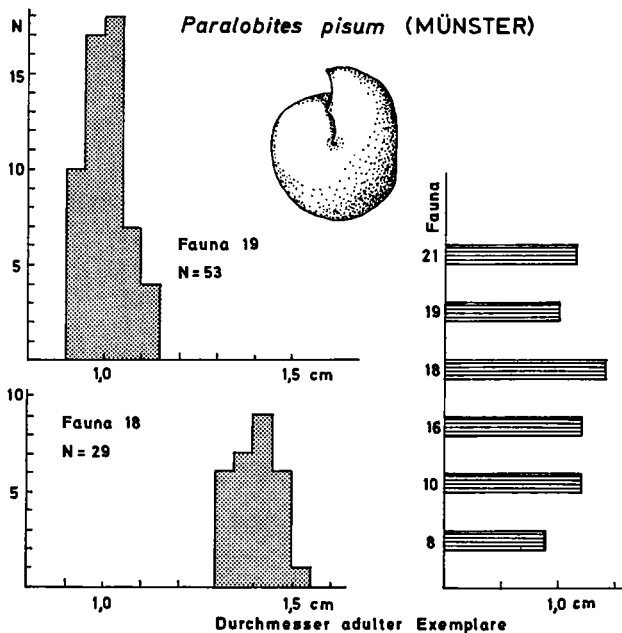


Abb. 3. Adult-Größenverhältnisse von *Paralobites pisum* in verschiedenen Faunen.

Verstärkt wird der Größenunterschied zwischen den einzelnen Faunen dadurch, daß in normalwüchsigen Faunen 75—80% der Individuen adult sind und in den zwergwüchsigen nur knapp die Hälfte (Abb. 4). Die normalwüchsigen stammen aus Mergeln bis Kalkmergeln und die zwergwüchsigen aus Tonmergeln. Bei den juvenilen Exemplaren aus den Zwergfaunen handelt es sich größtenteils um Exemplare mit Wohnkammer und nicht um Innenwindungen von adulten. Eventuell sind in den Zwergfaunen Jugendexemplare häufiger, da hier wegen schlechter Lebensbedingungen die Sterblichkeit sicher größer war. Das kann jedoch nicht mit Sicherheit behauptet werden, da für eine derart detaillierte Untersuchung die Sammelmethode wenig geeignet ist. Es könnte nämlich sein, daß die juvenilen Individuen aus den Mergeln z. T. nicht gefunden worden sind.

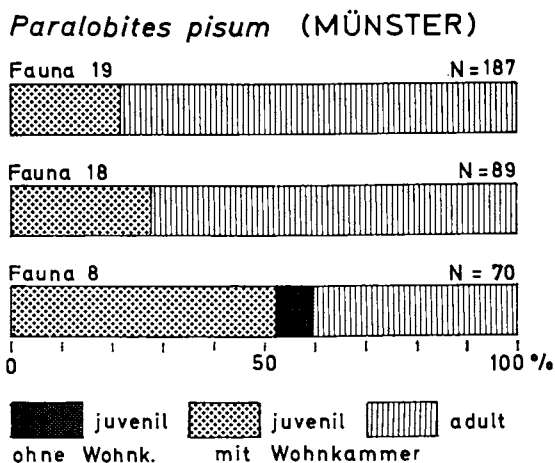


Abb. 4. Verteilung adulter und juveniler Exemplare von *Paralobites pisum* in einigen Faunenhorizonten.

Ein großes Hindernis bei der Bestimmung war, daß die Ammoniten seit MOJSISOVIC (1882) nicht mehr bearbeitet sind. Besonders bei den Trachyceraten gehen die Meinungen über die Art-Abgrenzung sehr weit auseinander. So ist unter *Trachyceras aon* z. B. bei MOJSISOVIC der echte *aon* mit *Tr. muensteri*, *Tr. armatocingulatus* und *Tr. brotheus* zusammengefaßt worden. Diese Schwierigkeiten konnten nur durch Vergleich der Typen beseitigt werden. Zur Bestimmung stand der größte Teil der Originale von MÜNSTER, LAUBE und MOJSISOVIC zur Verfügung. Um nicht nur Faunenlisten aufzuführen, sind die wichtigsten Ammoniten auf Tafel I abgebildet.

Die Unteren Cassianer Schichten haben in ihrem Typgebiet bis jetzt nur sehr wenige bestimmbare Ammoniten geliefert. Am Sief-Sattel konnte ich 20—30 m über der Untergrenze *Protrachyceras archelaus* finden. Das bedeutet, daß die *archelaus*-Zone noch in die Cassianer Schichten hineinreicht. Bis auf einen Einzelfund von *Lobites cf. ellipticus* am Castello-Kamm konnten in den darüberliegenden 200 m keine bestimmbaren Ammoniten gefunden werden. Darüber liegen die 250 m mächtigen fossilreichen Oberen Cassianer Schichten, die die altbekannte Ammonitenfauna der *aon*-Zone enthalten. Irgendwo dazwischen muß also die Grenze Langobard-Cordevol, d. h. die Grenze zwischen

Mittel- und Obertrias liegen. Bisher nicht nachgewiesen ist das Äquivalent der nordamerikanischen sutherlandi-Zone, die noch zum Ladin gerechnet wird. Sie könnte in der Schicht ohne Ammonitenfunde enthalten sein.³⁾

Aus den Unteren Cassianer Schichten wurde am Col da Oj (Ostseite des Fanesplateaus) außerdem *Lobites* cf. *ellipticus* und *Daxatina rutorana* gefunden. Etwa in dies Niveau gehört auch ein Teil der Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alm. Ein Teil der Belegstücke zu ZITTEL (1899) und KOKEN (1911, 1913) konnte neu bestimmt werden. Überraschenderweise konnte das julische Alter, das Koken so entschieden vertreten hat, nicht bestätigt werden, denn die hierfür typischen Arten *Mojsisovicsites*, *Margarites*, *Buchites* aff. *modesto* und *Anatomites* aff. *burmeisteri* sind nicht mehr vorhanden. Die Neubestimmung des in München und Tübingen befindlichen Materials ergab: *Protrachyceras* cf. *ladinum*, *Anolcites doleriticus*, *Muensterites helenae*, *Maclearnoceras*, *Celtites epolensis*, *Lobites* cf. *ellipticus*, *Lecanites glaucus* und *Nannites bittneri*. Sämtliche Ammoniten sind bis auf *Lecanites glaucus*, der noch ins Karn reicht, auf das obere Ladin beschränkt. Nach dem Vorkommen von *Maclearnoceras* ist diese Fauna etwa gleichaltrig mit der nordamerikanischen maclearni-Zone. Damit müssen die Pachycardientuffe der Seiser Alm mit den Unteren Cassianer Schichten bei St. Cassian parallelisiert werden.

Die stratigraphische Verbreitung der Ammoniten aus den Oberen Cassianer Schichten ist in Abb. 5 dargestellt. (Fauna 6 und 20 sind nicht aufgeführt, da sie keine Ammoniten enthalten.) Bereits in der Fauna 1 tritt *Trachyceras aon* auf und es reicht bis in die Fauna 21. Damit ist die aon-Zone etwa 200 m mächtig. Im unteren Teil bis in den Horizont 9 kommen Faunenelemente vor, die bezeichnend für Ladin sind, wie *Daxatina*, *Nannites*, *Asklepioceras* und ?*Protrachyceras mandelslohi*, d. h. es handelt sich um einen Übergangsbereich, in dem karnische und ladinische Faunenelemente vermischt sind. Daneben sind für den unteren Teil der aon-Zone (bis Fauna 15) *Trachyceras brotheus* und *Trachyceras armatocingulatus* typisch. Mit diesem einen profilmäßigen Nachweis kann jedoch noch nicht nachgewiesen werden, ob es sich um eine selbständige Subzone handelt. Zwischen Fauna 21 und 23 ist ein Faunenschnitt vorhanden, der sich dadurch auszeichnet, daß zahlreiche Ammoniten verschwinden, unter anderem *Trachyceras aon* und *Tr. muensteri*. Sicher ist das zum Teil ökologisch bedingt, denn über den Mergelkalken der Fauna 21 folgen Schwamm-Mergel, in denen Ammoniten nur ganz vereinzelt vorkommen. Es tritt jedoch in der Fauna 23 eine Art neu auf, und zwar *Trachyceras subaon*. Sie ist bis jetzt nur in der aonoides-Zone gefunden worden. Mit diesem Einzelfund kann die aonoides-Zone nicht sicher belegt werden. Eventuell setzt diese Art bereits im Cordevol ein. Zumindest wird damit die Beobachtung von BITTNER (1895) bestätigt, daß die Fauna der Settsass-Scharte sich faunistisch von den übrigen Cassianern unterscheidet, und daß sie eventuell bereits ins Jul gehört.

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden: Die Unteren Cassianer Schichten gehören ins Langobard. Im unteren Teil der Oberen Cassianer (Fauna 1—9) kommen neben *Trachyceras* s. str., d. h. gesichertem Cordevol, auch Faunenelemente

³⁾ Nach Abschluß vorliegender Arbeit konnte ich im Profil Stuores Wiesen 70 m unter Fauna 1 und 55 m unter der Grenze Untere/Obere Cassianer Schichten *Frankites regoledanus*, *Klippsteinia* sp. und *Lobites* cf. *ellipticus* finden. Durch den Nachweis von *Frankites* ist das Äquivalent der sutherlandi-Zone nachgewiesen und die Grenze Ladin/Karn ist einigermaßen genau festgelegt. Danach gehören die unteren Cassianer Schichten ins Ladin, die oberen ins Karn und die Grenze fällt ungefähr mit der Grenze Untere/Obere Cassianer Schichten zusammen.

vor, die typisch für Langobard sind, wie *Daxatina*, *Nannites* und *Asklepioceras*. Im oberen Teil (Fauna 17–23) ist der Anteil an Arten, die auch aus dem Jul bekannt sind, besonders hoch.

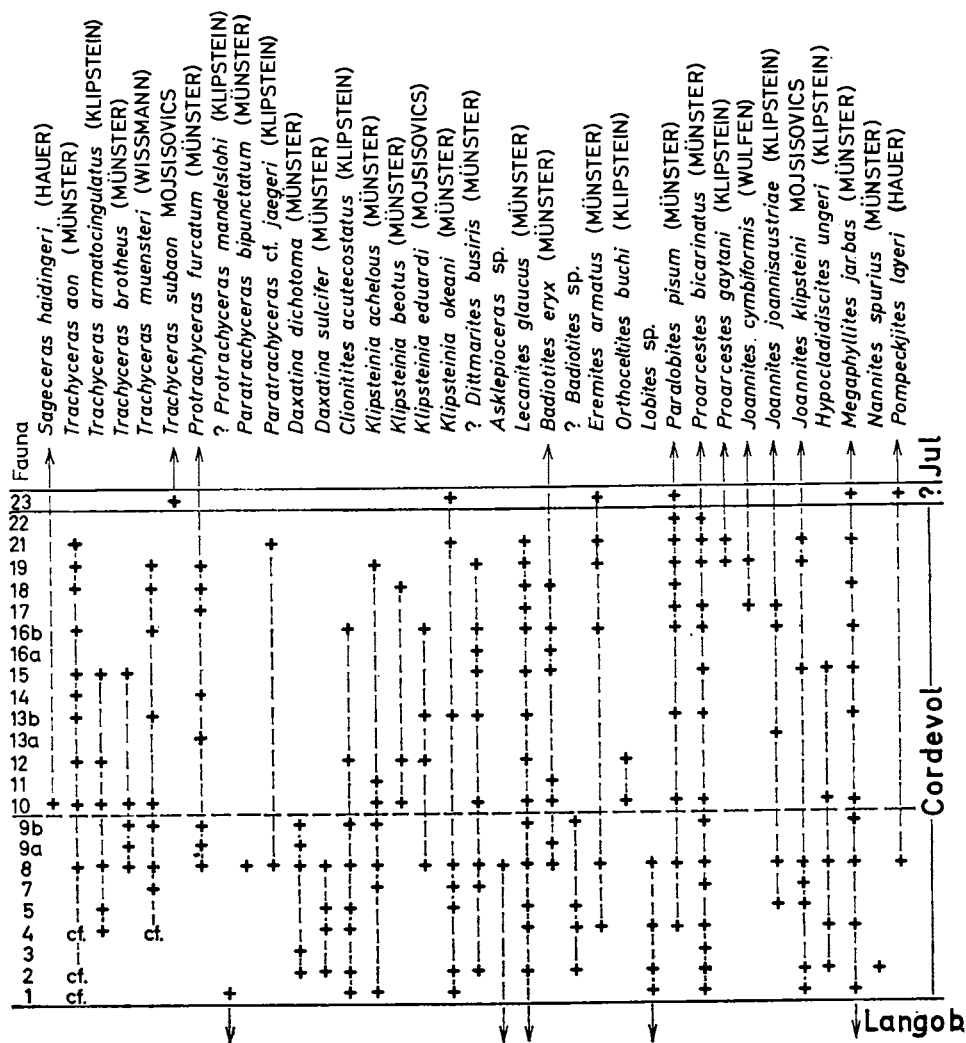


Abb. 5. Vorkommen der verschiedenen Ammonitenarten im Profil der Oberen Cassianer Schichten. Durch Pfeile ist jeweils die Verbreitung über das Cordevol hinaus gekennzeichnet.

Wie aus Abb. 6 zu entnehmen ist, kommen viele Ammoniten nur in bestimmten Faunenhorizonten vor. Aber auch die Häufigkeit der verschiedenen Gattungen ist von der Fazies abhängig (Abb. 6): *Paralobites* und *Lobites* kommen in Kalkmergeln mit *Halobia* besonders häufig zwischen 50 und 70% Individuenanteil vor. In den übrigen Faunen sind sie selten, nur in einem Prozentanteil von 5–20%. In Kalkmergeln mit

Gastropoden und Nuculiden ist *Trachyceras* die häufigste Gattung. In Tonmergeln mit Gastropoden und Nuculiden dagegen ist *Badiotites* die dominierende Gattung. Diese Faziesabhängigkeit ist der Grund, warum *Badiotites* nur in den Cassianer Schichten von Südtirol häufig vorkommt. In anderen Gebieten finden sich in etwa gleichaltrigen Schichten meist nur Kalke mit *Halobia* und *Daonella*, in denen *Badiotites* nur ganz vereinzelt gefunden worden ist. Die Verarmung der Faunen 19–21 ist ebenfalls auf ökologische Ursachen zurückzuführen.

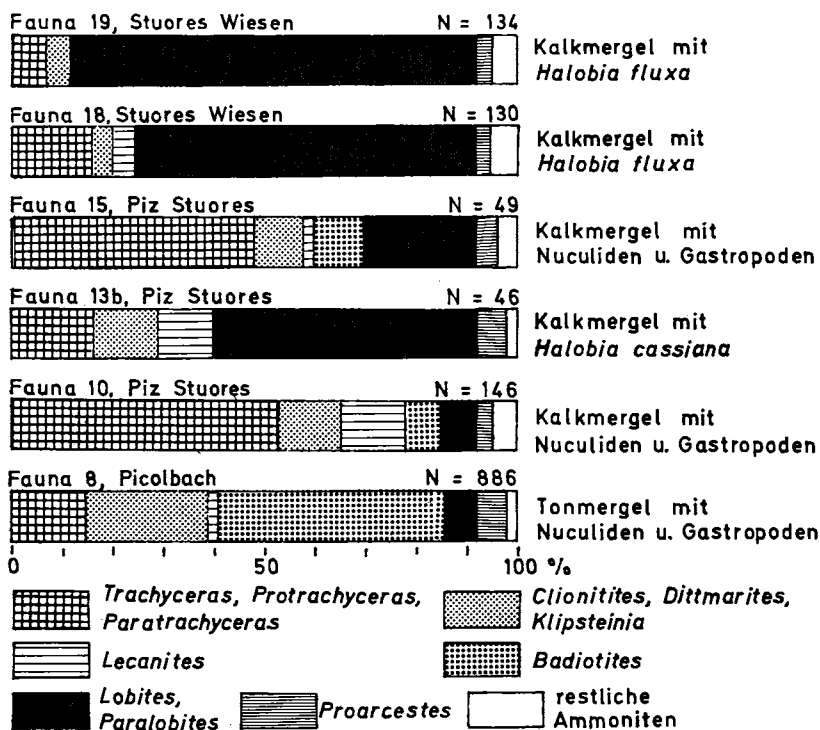


Abb. 6. Häufigkeit der verschiedenen Ammonitengattungen in Abhängigkeit von Substrat und von anderer wichtiger Invertebratenfauna. Alle dargestellten Faunen stammen aus der aon-Zone.

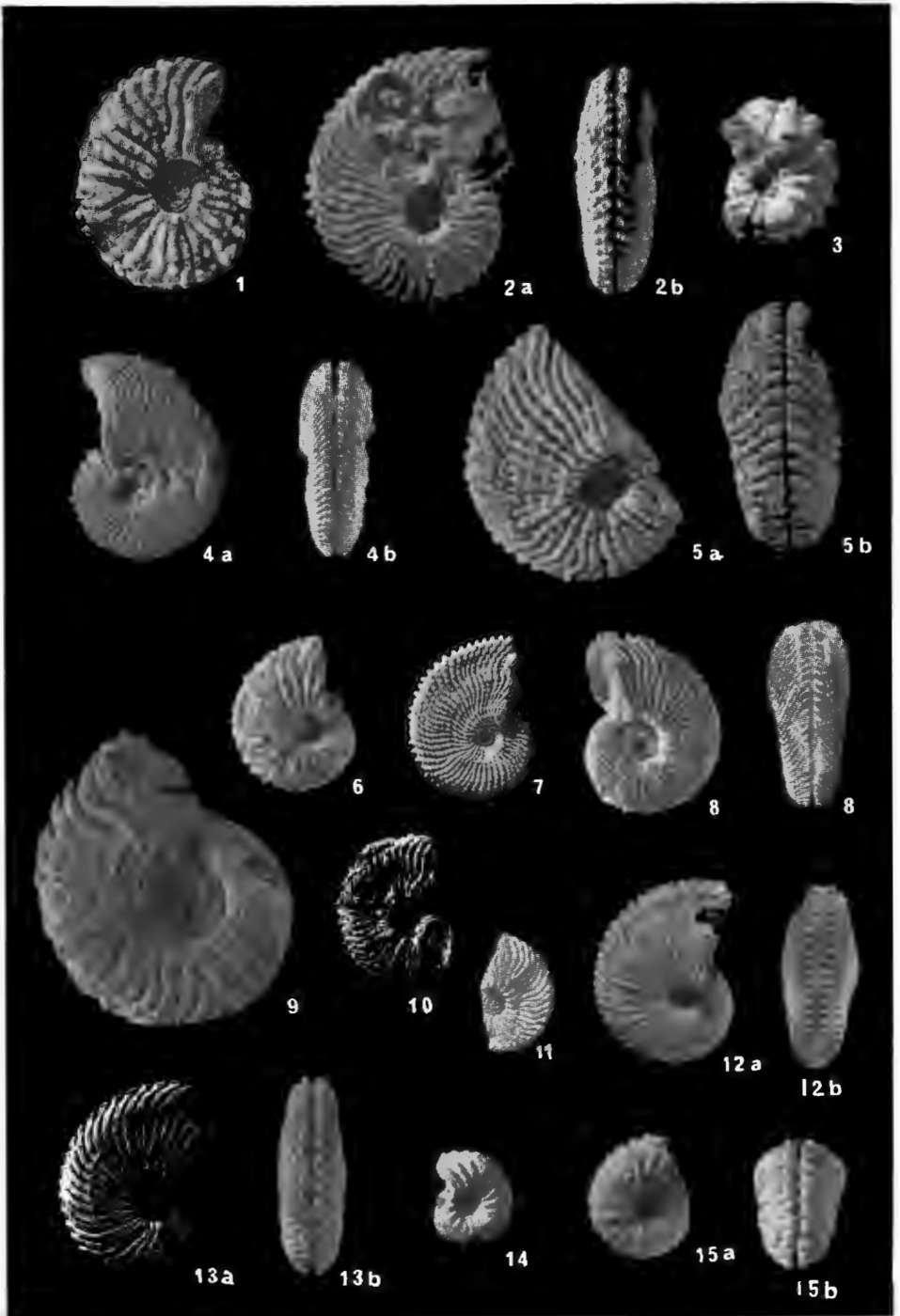
Typlokalität der Cassianer Schichten und Stratotyp des Cordevol

Erstmals schreibt WISSMANN (in: MÜNSTER & WISSMANN 1841, S. 3 u. 16) von „Schichten von St. Cassian“: „Ich habe mich daher in meinem Streben, für die Erkennung der Flözgebilde des südöstlichen Thirols etwas zu thun, für einzelne Theile derselben neuer Namen bedient, welche von Lokalitäten entnommen sind, wo sie sich entwickelt zeigen“ ... und ... „Auf der Alpe südwestlich von St. Cassian (etwa 1½ Stunden von der Kirche entfernt) befindet sich die Lagerstätte der Petrefacten. Es sind mehrere bis zu 200' hohe von Nordost nach Südwest laufende, durch einige auf den feuchten Weideplätzen sich zusammenfindende Bäche veranlaßte Abstürze.“ Damit sind die Aufschlüsse am Picolbach und seinem östlichen Seitenbach und an der Westseite des Piz Stuores

gemeint. In diesem Gebiet wurden zwei Detailprofile aufgenommen (Abb. 1—2). Besonders fossilreich, aber in den letzten Jahren stark abgesammelt, ist das Profil Piz Stuores (entlang dem Kamm südlich Refugio Pralongia zum Gipfel des Piz Stuores). Hier sind die Faunen 6 bis 16 von den insgesamt 23 nachgewiesen. Leider sind die einzelnen Faunenhorizonte zum Teil miteinander vermengt und das unmittelbar Anstehende ist nur im untersten und obersten Profilabschnitt aufgeschlossen. Außerdem ist das Profil zum Teil durch eine Nord-Süd streichende Abschiebung verdoppelt, deren Tiefscholle nach W abgesunken ist. Dies Profil eignet sich als Typlokalität nicht. Besser geeignet ist das Profil im Quellgebiet des Picolbaches. Und zwar ist der untere Teil am besten an dem Absturz südlich einer Verwerfung aufgeschlossen. Das Profil setzt sich nach Osten bis zu dem Seitenbach des Picolbaches fort. Hier sind die Faunen 8—17 nachgewiesen. Es hat jedoch den Nachteil, daß nur die Faunen 10—17 im Anstehenden aufgesammelt werden können und daß die Faunen 8—9 zum Teil in Hangschlipfen etwas miteinander vermischt sind. Hier ist jedoch die reichste Ammonitenfundstelle, die Fauna 8. Im Laufe von 10 Jahren konnten hier annähernd 900 Ammoniten gesammelt werden. Deshalb schlage ich dieses Profil als Typ-Profil für die Cassianer Schichten vor. Eventuell kann man auch das gesamte Gebiet vom Piz Stuores bis zum Picolbach als Typ-Gebiet erklären.

Die Cassianer Schichten in ihrem Typgebiet sind von MOJSISOVICs (in: WAAGEN & DIENER 1895, S. 1298) zum Stratotyp für das Cordevol erklärt worden. Da jedoch die Untergrenze des Cordevol nicht festgelegt werden kann, wird vorerst auf die Aufstellung eines Stratotyp-Profiles verzichtet.⁴⁾

⁴⁾ Da nach Abschluß vorliegender Arbeit die Grenze Ladin/Karn im Profil Stuores Wiesen einigermaßen genau festgelegt werden konnte, wird dies Profil als Stratotyp-Profil vorgeschlagen. Es ist das einzige einigermaßen vollständige Profil durch die Oberen Cassianer Schichten, in dem immerhin von den 23 Faunenhorizonten 13 nachgewiesen sind.



Tafel 1

- Aufbewahrungsorte: BSTM = Bayerische Staatssammlung für Paläontologie München, MNS = Museum für Naturkunde Stuttgart; NMW = Naturhistorisches Museum Wien.
- Fig. 1. *Trachyceras aon* (MÜNSTER). Verdrücktes Schalenexemplar auf Pyritsteinkern, Holotyp zu MÜNSTER 1834, Taf. 1, Fig. 4, Cordevol, „St. Cassian“, BSTM AS VII 424, Lateralansicht, 2/1.
- Fig. 2. *Trachyceras aon* (MÜNSTER). Schalenexemplar mit Wohnkammer, Cordevol, Pralongia Fauna 15, MNS, 2 a Lateralansicht, 2b Externansicht, 1/1.
- Fig. 3. *Trachyceras brotheus* (MÜNSTER). Schalenexemplar auf Pyritsteinkern, Holotyp zu MÜNSTER 1834, Taf. 2, Fig. 6a—c, 1841, Taf. 15, Fig. 18b—c, Cordevol, „St. Cassian“, BSTM AS VII 431, Lateralansicht, 3/1.
- Fig. 4. *Trachyceras brotheus* (MÜNSTER). Schalenexemplar mit Wohnkammer, Cordevol, Profil Piz Stuores Fauna 10, MNS, 4a Lateralansicht, 4b Externansicht, 1/1.
- Fig. 5. *Trachyceras armatocingulatum* (KLIPSTEIN). Gekammertes Schalenexemplar, Cordevol, Profil Piz Stuores Fauna 10, MNS, 5a Lateralansicht, 5b Externansicht, 1/1.
- Fig. 6. *Trachyceras muensteri* (WISSMANN). Pyritsteinkern mit Schalenresten, Holotyp zu WISSMANN (in: MÜNSTER & WISSMANN) 1841, Taf. 15, Fig. 21, Cordevol, „St. Cassian“, BSTM AS VII 416, Lateralansicht, 3/1.
- Fig. 7. *Trachyceras muensteri* (WISSMANN). Schalenexemplar auf Pyritsteinkern, Cordevol, Profil Picolbach Fauna 8, MNS, Lateralansicht, 1/1.
- Fig. 8. *Trachyceras muensteri* (WISSMANN). Schalenexemplar, Cordevol, 8a: Profil Stuores Wiesen Fauna 18, Lateralansicht, 8b: Profil Piz Stuores Fauna 10, Externansicht, 1/1.
- Fig. 9. *Protrachyceras furcatum* (MÜNSTER). Schalenexemplar, Cordevol, „St. Cassian“, MNS, Lateralansicht, 1/1.
- Fig. 10. *Trachyceras subaon* MOJSISOVICS. Schalenexemplar, Cordevol-Jul?, Sasso di Stria Fauna 23, Lateralansicht, 1/1.
- Fig. 11. *Paratrachyceras* cf. *jaegeri* (KLIPSTEIN). Schalenexemplar, Cordevol, Profil Stuores Wiesen Fauna 21, MNS, Lateralansicht, 1/1.
- Fig. 12. *Paratrachyceras bipunctatum* (MÜNSTER). Schalenexemplar, Cordevol, Profil Picolbach Fauna 8, MNS, 13a Lateralansicht, 13b Externansicht, 2/1.
- Fig. 13. *Daxatina dichotoma* (MÜNSTER). Schalenexemplar, Cordevol, „St., Cassian“, NMW, 13a Lateralansicht, 13b Externansicht, 1/1.
- Fig. 14. *Daxatina sulcifera* (MÜNSTER). Schalenexemplar auf Pyritsteinkern, Holotyp zu MÜNSTER 1841, Taf. 15, Fig. 22, BSTM AS VII 417, Lateralansicht, 2/1.
- Fig. 15. *Daxatina sulcifera* (MÜNSTER). Schalenexemplar auf Pyritsteinkern, Cordevol, St. Cassian, NMW, 15a Lateralansicht, 15b Externansicht, 2/1.

Literatur

- ALLASINAZ, A. (1964): Sulla nomenclatura stratigrafica del Carnico. — Riv. ital. Paleontol., 70, 3—14, 1 Abb., Mailand.
- ARTHABER, G. v. (1906): Die alpine Trias des mediterranen Gebietes. — In: FRECH, F.: Lethaea Geognostica, (II) 1, Trias, S. 223—472, Stuttgart (Schweizerbarth).
- BACCELLE, L. (1965): Contributo alla conoscenza petrografica sedimentologica degli Strati di S. Cassiano nelle Dolomiti. — Studi Trentini Sci. natur., Sez. A, 42, 255—273, 6 Abb., Trento.

- BITTNER, A. (1895): Lamellibranchiaten der alpinen Trias. I. Teil: Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. — Abh. geol. Reichsanst., 18, 1—235, 24 Taf., Wien.
- BLASCHKE, F. (1905): Die Gastropodenfauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe in Südtirol nebst einem Nachtrag zur Gastropodenfauna der roten Raibler Schichten vom Schlernplateau. — Beitr. Paläontol. u. Geol. Österreichs-Ungarns u. Orient, 17, 161—222, Taf. 19—20, Wien-Leipzig.
- BONI, A. (1942): Faune pigmee triassiche. Contributo alla Paleontologia del Nanismo di fauna marine. — Bol. Soc. geol. Italiana, 36, 228—272, Rom.
- BOSELLINI, A. & LARGAIOLLI, T. (1965): Contributo all conoscenza degli Strati di S. Croce (Val Badia — Dolomiti). — Studi Trentini Sci. natur., Sez. A, 42, 5—12, 2 Abb., 3 Taf., Trento.
- BROILI, F. (1904): Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (mit Ausschluß der Gastropoden und Cephalopoden). — Paläontographica, 50, 145—227, Taf. 17—27, Stuttgart.
- (1907): Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden. — Paläontographica, 54, 69—138, Taf. 6—11, Stuttgart.
- DIENER, C. (1915): Cephalopoda triadica. — Fossilium Catalogus, I: Animalia, Pars 8, 369, S., Berlin.
- DOELLNER, C. (1873): Geologische Notizen aus Südtirol. — Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien, 1873, 4—6, Wien.
- EMMIRICH, H. (1844): Über die Schichtenfolge der Flözgebirge des Gadertales, der Seiser Alp und St. Cassian. — N. Jb. Mineral. Geogn. u. Petrefactenk., 1844, 791—803, Stuttgart.
- FUCHS, W. (1844): Über die Gebirgsablagerungen im Abteithal. — Amtl. Ber. 21. Versamml. deutsch. Naturforsch. u. Ärzte, Graz 1843, 141—146, Graz.
- GIEBEL, H. (1853): Über das Alter der berühmten Ablagerungen von St. Cassian. — Halle'sche Z. gesamte Naturwiss., 1853/1, 34—35, Halle.
- HÄBERLE, D. (1908): Paläontologische Untersuchungen triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo. — Verh. naturhist.-med. Ver. Heidelberg, N. F., 9, 247—631, 5 Taf., 24 Abb., Heidelberg.
- HAUER, F. (1858): Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 9, 445—496, 1 geol. Karte, Wien.
- HOFMANN, W. (1972): Zur Lithofazies und Paläogeographie der Raibler Schichten in den Südtiroler Dolomiten und den östlichen angrenzenden Karnischen Alpen (Italien). — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., 21, 225—234, 2 Taf., Innsbruck.
- JACOBSSHAGEN, V. (1961): Zur Gliederung der mediterranen Trias, I. Die Grenze Ladin/Karn. — N. Jb. Geol. u. Paläontol., Mh., 1961, 477—483, 2 Tab., Stuttgart.
- KLEBELSBERG, R. v. (1928): Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. — Samml. geol. Führer, 33, VIII u. 362 S., 16 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger).
- KLIPSTEIN, A. v. (1843—1845): Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen. — Band 1, 311 S., 20 Taf., Gießen (Heyer).
- KÖCHLIN-SCHLUMBERGER, M. (1855): Sur la formation de St. Cassian dans le Vorarlberg et dans le Tirol septentrional. — Bull. Soc. géol. France, 2. Sér., 12, 1045—1065, Paris.
- KOKEN, E. (1911): Zur Geologie Südtirols. — Cbl. Geol. Mineral. u. Paläontol., 1911, 561—572, Stuttgart.
- (1913): Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligkreuz (Abteital, Südtirol). — Abh. k. k. geol. Reichsanst. 16/4, 43 S., 6 Taf., Wien.

- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einiger Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., 21, 361—412, 1 Taf., Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. geol. Bundesanst., 1973, 113—153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- KUTASSY, A. (1932): Cephalopoda triadica. — Fossilium Catalogus, I: Animalia, Pars 56, 832 S., Berlin.
- LAUBE, G. C. (1864): Bemerkungen über die MÜNSTER'schen Arten von St. Cassian in der Münchener paläontologischen Sammlung. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 14, 402—412, Wien.
- (1869): Die Fauna der Schichten von St. Cassian, V. Abteilung. Cephalopoden-Schluß. — Denkschr. kais. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 30, 49—106, Taf. 36—43, Wien.
- LEONARDI, P. & POLO, C. (1952): La fauna cassiana di Cortina d'Ampezzo. Parte IIa: Cefalopodi. — Mem. Inst. geol. mineral. Univ. Padua, 17, 27 S., 5 Taf., Padua.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti, Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. — 2 Bände, 1019 S., 519 Abb., 73 Taf., Trento (Cons. nat. Recherche).
- MERIAN, P. (1852): Über das Vorkommen der St. Cassian-Formation am Comer See. — Verh. naturforsch. Ges. Basel, 10, 156, Basel.
- (1854): Über die St. Cassian-Formation in Vorarlberg und Nordtirol. — Z. deutsch. geol. Ges., 6, 642—646, Berlin.
- MOJSISOVICS, E. v. (1869): Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 19, 91—149, 2 Taf., 1 Tab., Wien.
- (1873—1902): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, I u. II. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., 6/1, I—X, 1—82 (1873), 83—174, Taf. 1—70 (1875), Supplement: 175—356, Taf. 1—23 (1902), 6/2, I—X, 1—835, Taf. 71—200 (1893), Wien.
- (1874): Die Faunengebiete und Faciesgebiete der Triasperiode in den Ostalpen. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 24, 81—134, Wien.
- (1874): Über die Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., 7/2, 1—37, Taf. 1—5, Wien.
- (1875): Über die Ausdehnung und die Structur der südtirolischen Dolomitstöcke. — Sitzungsber. k. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 71, 719—736, Wien.
- (1879): Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. — 552 S., 140 Abb., Wien (Hölder).
- (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Trias. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., 10, 1—320, Taf. 1—94, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, D. (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 104, Abt. I, 1—32, Wien.
- MÜNSTER, G. v. (1834): Über die Kalkmergel-Lager von St. Cassian in Tyrol und die darin vorkommenden Ceratiten. — N. Jb. Mineral. Geogn. u. Petrefactenk., 1834, 1—15, Taf. 1—2, Stuttgart.
- MÜNSTER, G. v. & WISSMANN, H. L. (1841): Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Thirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian. — Münster Beitr. Petrefactenk., 4, 1—152, 16 Taf., Bayreuth (Buchner).
- MUTSCHLECHNER, G. (1933): Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten). — Jb. geol. Bundesanst., 83, 199—232, Taf. 6, 4 Abb., Wien.

- OGILVIE, M. (1893): Contributions to the Geology of Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol. — Quart. J. geol. Soc. London, 49, 1—78, 17 Abb., London.
- OGILVIE-GORDON, M. M. (1900): Über die Cassianerzone an der Falzaregostraße. — Verh. k. k. geol. Reichsanst., 1900, 306—322, Wien.
- (1900): On the Fauna of the upper Cassian zone in the Falzarego Valley, South Tirol. — Geol. Magaz., N. S., 4. Dec., 7, 337—349, London.
- (1927): Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. I—III. — Abh. geol. Bundesanst., 24/1, 376 S., 26 Taf., 63 Abb., 24/2, 89 S., 13 Taf., Wien.
- (1929): Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. — Jb. geol. Bundesanst., 79, 357—424, Taf. 8—11, 17 Abb., Wien.
- (1928): Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. — 258 S., 3 Taf., 97 Abb., Wien (Freitag & Berndt).
- (1935): Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. — Jb. geol. Bundesanst., 84, 59—215, 21 Taf., 53 Abb., Wien.
- OTT, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. — N. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh., 141, 81—115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. — 248 S., 14 Taf., 17 Abb., Wien (Selbstverlag).
- REITHOFER, O. (1928): Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten). — Jb. geol. Bundesanst., 78, 529—579, 13 Abb., 1 geol. Karte, Wien.
- RIGHTHOFEN, F. v. (1860): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. — 327 S., 5 Taf., Gotha (Perthes).
- (1874): Über Mendola-Dolomit und Schlern-Dolomit. — Z. deutsch. geol. Ges., 26, 225—256, Taf. 4, Berlin.
- ROTHPLETZ, A. (1894): Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. — 268 S., 2 Taf., 115 Abb., Stuttgart (Schweizerbarth).
- SILBERLING, N. J. & TOZER, E. T. (1968): Biostratigraphic classification of the Marin Triassic in North-America. — Geol. Soc. America, Spec. Pap., Nr. 110, 1—63, 1 Taf., 1 Abb., Boulder.
- SPATH, L. F. (1934, 1951): The Ammonoidea of the Trias. — Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History), Part IV, 521 S., 160 Abb., 18 Taf., Part V, 228 S., London.
- STUR, D. (1868): Eine Exkursion in die Umgegend von St. Cassian. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 18, 529—568, 1 Abb., 2 Taf., Wien.
- TOZER, E. T. (1967): A standard for Triassic time. — Geol. Surv. Canada, Bull. 156, 103 S., 10 Taf., 23 Abb., Ottawa.
- (1971): Triassic Time and Ammonoids: Problems and Proposals. — Canadian J. Earth Sci., 8, 989—1031, 1 Abb., 3 Tab., Ottawa.
- WAAGEN, L. (1907): Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alp nebst vergleichend paläontologischer und phylogenetischer Studien. — Abh. k. k. geol. Reichsanst., 18/2, 180 S., 10 Taf., 19 Abb., Wien.
- WÖHRMANN, S. F. v. (1893): Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 43, 617—768, Taf. 8, Wien.
- ZITTEL, K. A. v. (1899): Über die Entwicklung der Wengener-, St. Cassianer- und Raibler Schichten auf der Seiser Alp in Tirol. — Sitzungsber. Akad. Wiss. München, math.-phys. Kl., 29, 341—359, München.

Korrelations-Probleme der ungarischen Trias

Von E. VÉGH-NEUBRANDT*)

Mit 2 Abb.

Ideale stratigraphische Korrelations-Möglichkeit bieten nur solche vollständige und kontinuierlich aufgeschlossene Schichtfolgen, welche die für die untersuchte Periode weltweit charakteristische Fossilgruppe enthalten. Diese idealen Bedingungen erfüllt kein ungarisches Trias-Profil; zufriedenstellende Parallelisierungen und Abtrennungen sind nur bei einigen Stufen oder Horizonten geringerer räumlicher Ausdehnung durchführbar. Trias-Schichtfolgen kennen wir im ungarischen Gebiet in zehn mehr oder weniger isolierten Gebirgen: Villány-, Mecsek-, Bakony-, Vértes-, Gerecse-, Buda-Pilis-, Csövár-Nézsza-, Bükk-, Rudabánya- und Gömör-Gebirgen. Die lithologische Ausbildung, der Fauneninhalt und die Schichtfolgen sind in jedem Teilgebiet verschieden, wie es die Tabelle von Prof. K. Balogh (vgl. S. 42, ds. Bd.) demonstriert.

Da unsere stratigraphische Korrelation in jeder Hinsicht auf alpidisch-karpatischen Analogien beruht, sind wir in gewissen Fragen von den Forschungsergebnissen der Alpenstratigraphie abhängig. Die unlängst erschienene Neubearbeitung der Typlokalitäten von Anis, Jul, Tuval und Nor verlangt eine Revision der ungarischen Trias im Spiegel der neuen Ergebnisse.

Das Balatongebiet und Bakonygebirge lieferte in den einzelnen Horizonten die reichsten Trias-Faunen von Ungarn. Diese Ausbildung ist am ähnlichsten zu den alpinen Typusprofilen, und damit auch Ausgangspunkt der stratigraphischen Korrelation.

Korrelation mit den Alpen

Die Seiser- und Campiler-Schichten der Balatongegend sind seit dem Erscheinen der Balaton-Monographie (1916) nur in einigen Profilen revidiert. Dabei ergaben sich dieselben Ergebnisse hinsichtlich der Korrelation mit den klassischen Profilen, d. h. eine enge Übereinstimmung der Fauna und Gesteinsfazies.

Die anisische Stufe ist mit ihrer reichen Ammoniten- und Brachiopoden-Fauna im Balatonhochland (Bakony-Gebirge s. l.) ohne Schwierigkeiten parallelisierbar, die illyrische Unterstufe leicht trennbar. Die Typus-Lokalität des „Pelson“ befindet sich in der Umgebung von Mensehely und Köveskál. In natürlichen Aufschlüssen ist aber kein Profil vorhanden, wo die Grenze gegen das Liegende oder Hangende aufgeschlossen wäre. Die alten, sehr reichen, in der Balaton-Monographie beschriebenen Fossilfundstellen sind heute nicht mehr zu finden. Eine moderne Bearbeitung und Definition am Typus-Ort ist unter diesen Umständen momentan unmöglich. Die einzige Stelle, wo man die anisischen Schichten von der Campil-Obergrenze bis zur Ladin-Basis in einer vollständigen, ununterbrochenen Serie kennt, ist Felső-örs (Forrásberg). Dieses Profil könnte aufgeschlossen werden; durch neue Faunen-Aufsammlungen (Cephalopoden, Echinodermen, Brachiopoden, Conodonten, Ostracoden) und deren Bearbeitung wäre es sodann wahrscheinlich möglich, eine genaue Abgrenzung gegen Hydasp und Illyr vorzunehmen.

Die Ablagerungen der ladinischen Stufe sind mit den Buchensteiner- bzw. Wengener Schichten vergleichbar, zum Teil zeigen sie auch Merkmale der Cassianer Schichten.

*) Adresse: Prof. Dr. E. VÉGH-NEUBRANDT, Inst. f. Angewandte Geologie der Univ. L. Eötvös, 1080 Budapest, Muzéum krt. 4/a.

Eine Trennung in Fassan, Longobard und Cordevol ist möglich. Da aber die cordevolischen Glieder mehr Beziehung zur karnischen als zur ladinischen Stufe zeigen, zählen wir das Cordevol — wie die meisten italienischen Forscher — zum Karn.

Ein gut parallelisierbares Schichtglied bildet auch die karnische Mergelgruppe. Bisher haben die Autoren — ohne konkrete Grenzziehung — diese Gruppe teilweise ins Jul (Raibler Schichten), teilweise ins Tuval (Torer, Opponitzer Schichten) gestellt. Glücklicherweise sind neben den spärlichen Neuaufsammlungen auch die Daten von D. LACZKÓ (1911) für eine Revision gut brauchbar, da er die Aufsammlungen schichtweise durchführte und seine Faunenlisten auch getrennt angegeben hat. Von den 41 Cephalopoden-Arten sind 5 mit den Neubestimmten Arten in den Unterkarn-Profilen des Sommeraukogels und Rappoltsteins (Nördliche Kalkalpen) gemeinsam:

Joannites cymbiformis (WULF.), *Proarcestes* cf. *ausseanus* MOJS., *Protrachyceras attila robustum* MOJS., *Paratrachyceras hofmanni* (BÖCKH), *Trachyceras hylactor* (DITTM.); außerdem kommen noch weit verbreitete Formen wie *Carnites floridus* (WULF.), *Lobites delphinocephalus* (HAU.), *L.* cf. *ellipticus* (HAU.), *Trachyceras aonoides fissinodosus* MOJS., *Trachyceras austriacum* MOJS. und *Tr. triadicum* MOJS. in großer Individuenzahl vor. *Trachyceras austriacum* reicht am höchsten und findet sich bis unmittelbar unter dem Sándorhegyer Kalk.

In den Profilen kommt dagegen keine einzige tuvalische Art vor. Der obere Teil der Mergel-Serie wurde nur auf Grund von „*Ostrea*“ *montiscaprilis* KL., *Avicula aspera* PICHL. und *Spiriferina lipoldi* BITTN. ins Tuval eingereiht. Diese Einstufung betonte die Ähnlichkeit der Gesteinsausbildung mit den Opponitzer- bzw. Cardita- und Torer Schichten der Alpen. Da aber diese Arten teilweise mit den obenerwähnten Ammoniten zusammen vorkommen, ergibt sich daraus die Bestätigung, daß das Jul höher reicht, als früher angenommen wurde. Im Tuval verbleiben der geringmächtige (etwa 100 m) Sándorhegyer Kalk und darüber ein Teil der Hauptdolomit-Serie. So klärt sich der durch Megalodontiden-Studien aufgezeigte Widerspruch, daß im bislang immer als norisch angesprochenen Hauptdolomit ein „überflüssiger“ Megalodontiden-Horizont sitzt, dessen Fauna — außer lokalen Arten noch *N. carinthiacus* HAU., *N. columbella* HOERN., *Cornucardia hornigi* BITTN. — einem älteren Typus entspricht. Diese Population enthält Morphotypen, die die Vorfahren der norischen Arten sind. Die begleitenden Formen, wie *Trigonodus postrablensis* FRECH und *Cuspidaria gladius* BITTN., deuten auch auf karnisches Alter hin.

Hauptdolomit und Dachsteinkalk sind auf Grund von Megalodontiden, die Kössener Schichten über ihre reiche Lamellibrachiatenfauna weit parallelisierbar.

Probleme der genauen Grenzziehung

Da es sich um zumeist mächtige Schichtkomplexe handelt, ist die allgemeine Parallelisierung im faunenreichen Transdanubischen Mittelgebirge ziemlich einfach. Die Bestimmung der exakten Stufen- und Horizontgrenzen bietet jedoch etliche Schwierigkeiten. Davon ist die größte, daß bei der geologischen Kartierung immer lithologische Einheiten zusammengefaßt werden. Dementsprechend entstehen bei den Faunenaufsammlungen oft unauswertbare „Mischfaunen“.

Wie die Detailuntersuchungen zeigen, durchziehen viele Faunen oder charakteristische Elemente einer Fauna die lithologischen Grenzen. Zum Beispiel sinkt die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk von Westen nach Osten immer tiefer hinunter. Am SW-Rand des Bakonygebirges reicht die Dolomitfacies vom Karn bis in das untere Rhät, wo das oberste Schichtglied Kössener Fauna enthält. Darüber liegen oberrhätische

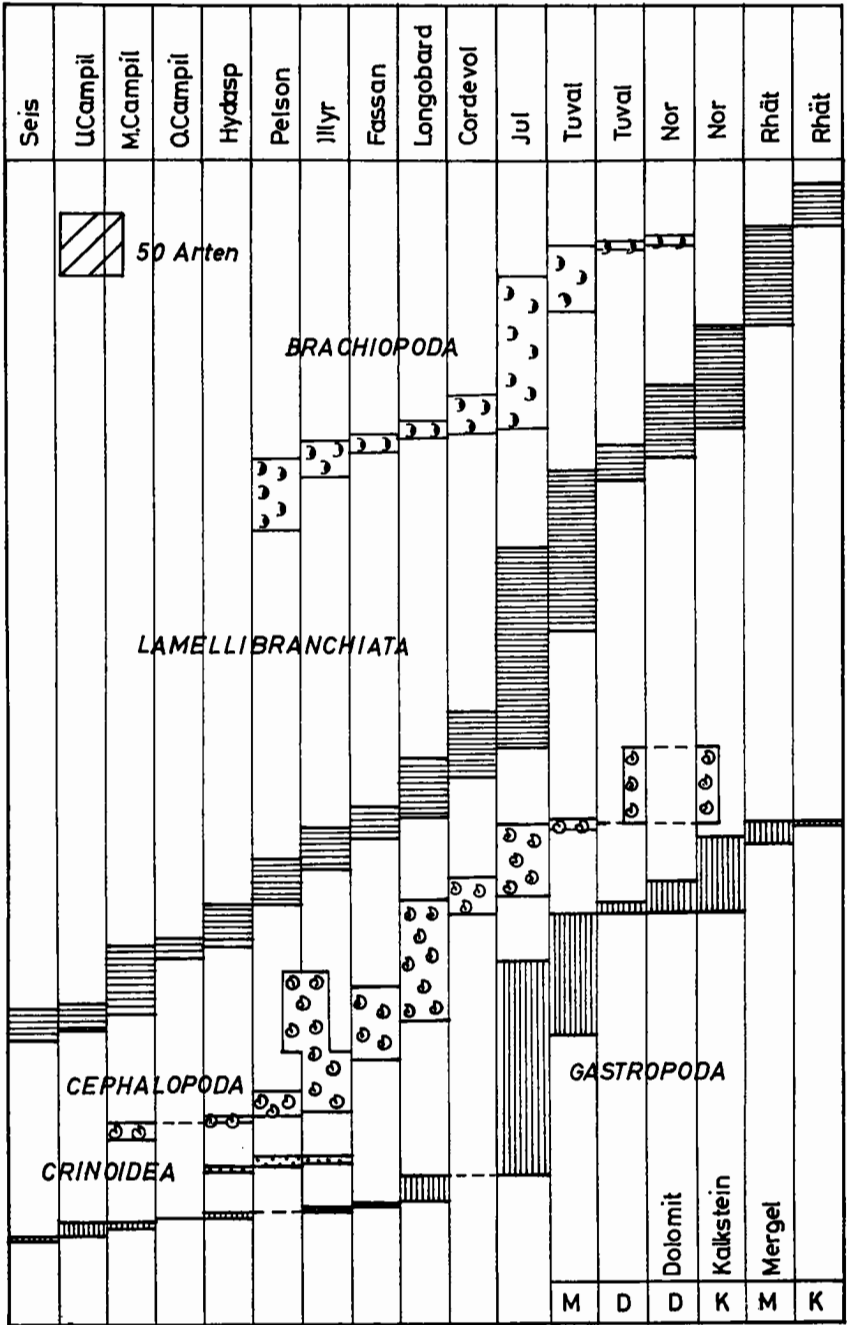


Abb. 1. Erläuterung im Text.

Kössener Mergel und Dachsteinkalk, letzter mit *Conchodon* und *Rhaetomegalodon*. Weiter nach NE liegen über norischem Hauptdolomit mächtige, charakteristische Kössener Mergel mit rhätischem Dachsteinkalk im Hangenden. Noch weiter im Streichen des Gebirges keilen die Kössener Schichten langsam aus und zeigen im Liegenden norischen, im Hangenden rhätischen Dachsteinkalk. Im Budaer Gebirge beginnt der Dachsteinkalk schon an der Karn-Nor-Grenze, die mit einer Ammonitenfauna nachgewiesen ist. Ganz im NE, am linken Donauufer, kennen wir die Kalkfazies schon mit julischer Fauna.

Im Gegensatz dazu reichen einige lithologische Ausbildungen, die keine oder nur sehr selten eine Fauna führen, höher als bislang angenommen. Daraus erklärt sich, warum gewisse Faunenhorizonte scheinbar fehlen. Das ist der Fall beim Megyehegyer Dolomit, der im SW nur „Hydasp“ umfaßt, im NE aber bis ins Oberillyr hinaufreicht (Iszkaberg). Eine spärliche „Trinodosus“-Fauna findet sich in den Schichten der Buchensteiner Fazies (Tuffe mit kieseligen Kalkbänken) am Forrásberg bei Felső-örs.

Die Diploporendolomit-Fazies verzahnt sich östlich von Veszprém mit den Buchensteiner und Wengener Schichten, am Ostrand des Gebietes vertritt sie schon das ganze Ladin. Im östlichen Vértesgebirge reicht der Dolomit bis zur tuvalischen Unterstufe. Die julisch-tuvalische Mergel- und Kalk-Serie keilt hier aus. Der Diploporendolomit enthält eine kleine julische Brachiopoden- und Lamellibrachiatenfauna (*Leda*, *Nucula*-Arten, *Neomegalodon carinthiacus* HAU.) und geht allmählich in tuvalischen Hauptdolomit über.

Abb. 1 zeigt nach Häufigkeit gestaffelt die vorherrschenden Evertebraten-Gruppen (Ammoniten, Brachiopoden, Lamellibrachiaten, Gastropoden) in den einzelnen stratigraphischen Einheiten. Die gemeinsame Artenzahl wird durch das Decken der Kolonnen ausgedrückt. Es ist auffallend, wie wenige Arten die Stufengrenze überschreiten, und daß sich die Unterstufen auch leicht unterscheiden lassen, wenn wir das ganze Faunenspektrum betrachten.

Trotzdem sind die scharfen Grenzen immer mit geringem Fazieswechsel verbunden. Im tiefsten Beckenteil des Bakony zeigt die Seis-Campil-Grenze einen Wechsel von euryhalin zu marin, das Campil selbst einen marin-hypersalin-euxin-euryhalin-Zyklus. Vom Anis bis Langobard setzt eine graduelle Vertiefung des Meeres ein, mit Radiolariten und Tuff-Zwischenlagerungen. Vom Cordevol zum Tuval folgt eine allmähliche Verflachung des Meeres, danach stellen sich ständige Seichtwasserverhältnisse bis zum Ende der Trias ein. Im NO (Iszkabergzug-Vértes) war eine Schwelle, wo Flachwassersedimente im Anis beginnen und — mit einer kleinen Schwankung im Oberkarn — die ganze Trias über anhalten. Zum linken Donauufer hin ist eine mäßige Vertiefung verfolgbar.

Vergleich des Bakony-Gebirges mit den übrigen ungarischen Trias-Ausbildungen

Außer im Bakony-Gebirge s. l. gibt es nur im Mecsek-Gebirge eine vollständige Trias-Serie, in den anderen Gebieten fehlt entweder der untere, viel häufiger aber der obere Teil, teils aus tektonischen Gründen, zum Teil durch die Abtragung im Tertiär. Abb. 2 zeigt die Korrelationsmöglichkeiten, die sich aus den Faunen ergeben, wobei einige wenige Arten ausschlaggebend sind. Jene „Leitfossilien“, die eine Einstufung erlauben, ermöglichen aber keineswegs die Abgrenzung der Stufen. Letztere ist nur auf Grund von Analogien der Gesteinsausbildung möglich und enthält natürlich alle Unsicherheiten dieser Methode.

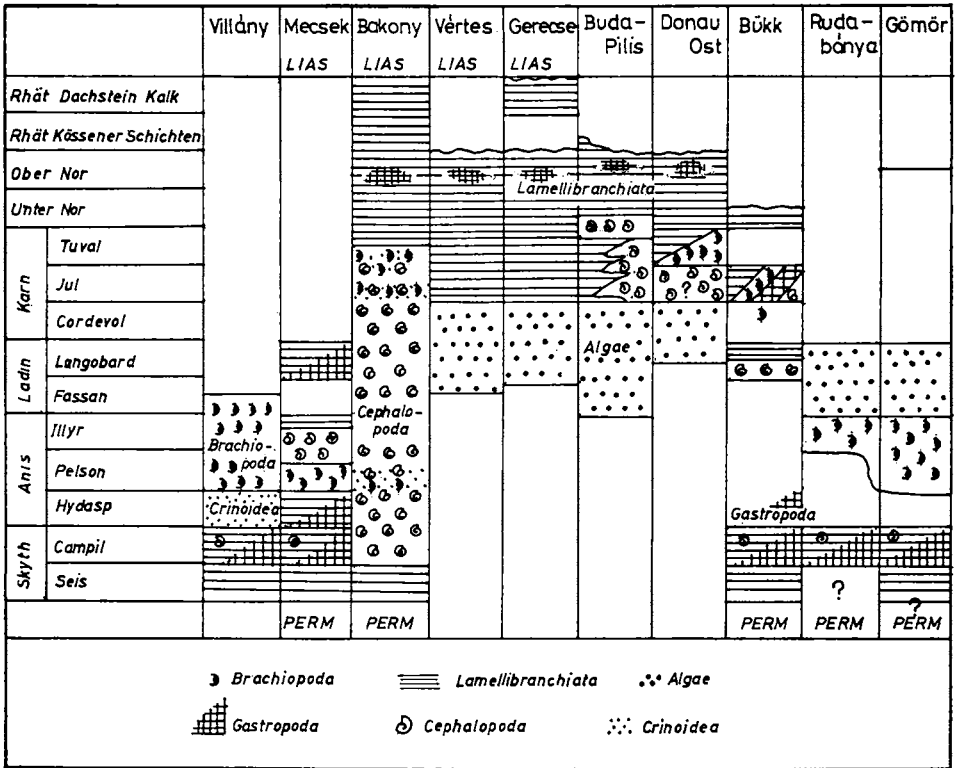


Abb. 2. Erläuterung im Text.

Allgemein korrelierbar sind Skyth und Anis auf Grund von Cephalopoden bzw. Lamellibranchiaten. Eine weitere sichere Einstufung bieten die Dasycladaceen im Ruda-bánya- und Gömör-Gebiet beim Vergleich mit den Wetterstein-Kalken der Alpen und Karpaten.

Zum Problem der Definition und Abgrenzung von Obernor (Sevat) und Rhät*)

VON JOST WIEDMANN**)

Mit 1 Abb. und 1 Tab.

Ausgehend von dem bekannten Zlambachmergel-Fundpunkt der Fischerwiese bei Bad Aussee (Salzkammergut) und der Verzahnung dieser „rhätischen“ Zlambachmergel mit „norischem“ Dachstein-Riffkalk des Gosaukammes, hat H. ZAPFE (1967, 1968) die Möglichkeit norischer Superstiten im Rhät und das Problem „norisch-rhätischer Mischfaunen“ eingehend erörtert. Doch nicht nur für die Ammoniten- und Megalodonten-Stratigraphie der Nordalpen — dem Ansatzpunkt dieser Untersuchungen — stellte sich das Problem der Definition und Abgrenzung von Obernor (Sevat) und Rhät; es stellte sich ebenso bei der Bearbeitung obersttriadischer Brachiopoden (D. A. B. PEARSON 1970), Ostracoden (K. KOLLMANN 1963, H. BOLZ 1971, M. URLICHS 1973) oder Riff-Organismen (H. ZANKL 1969), wie in gleichem Maße auch in den verschiedenartigsten Sedimentationsräumen (A. S. DAGIS 1963, I. I. TUCHKOV 1964, E. T. TOZER 1967). So sahen sich z. B. die Autoren des Trias-Bandes der „Stratigrafija SSSR“ (L. D. KIPARISOVA, G. P. RADCHENKO & V. P. GORSKIJ 1973, Tab. 5) außerstande, in weiten Bereichen der UdSSR ein selbständiges Rhät auszuscheiden.

Hieraus ergibt sich zwangsläufig die Frage nach der Typisierung bzw. Typisierbarkeit von Obernor und Rhät, dies um so mehr, seit E. T. TOZER (1967) das Obernor — dessen Typusgebiet ja im Bereich der Hallstätter Fazies zu suchen ist — als Zone des *Rhabdoceras suessi* neu definiert hat, die damit die bisherige Zone des *Pinacoceras metternichi* (=Z. d. *Sagenites giebeli* = Z. d. *Sirenites argonautae*) ersetzt. Gleichzeitig hat TOZER für das Rhät — als Zone des *Choristoceras marshi* (B. KUMMEL 1957) — das Profil des Kendelbachgrabens am Osterhorn als Stratotyp vorgeschlagen. Dieses Profil, das bereits von E. SUESS & E. v. MOJSISOVICS (1868) ausführlich beschrieben wurde, zeichnet sich dadurch aus, daß es über einer mächtigen Folge typischer Kössener Schichten etwa 20 m in einer den Zlambachmergeln vergleichbaren Fazies („Salzburger Fazies“) enthält. Nur das untere Drittel dieser vergleichsweise geringmächtigen Folge hat bisher die Leitart des Rhät, *Choristoceras marshi*, geliefert. Darüber folgen etwa 25 m z. Tl. hornsteinführende Kalke und Mergel, die als „Schichtfolge unter *A. planorbis*“ dem basalen Lias zugerechnet wurden, dessen Leitart allerdings erst aus dem Hangenden dieser Serie belegt ist.

Inzwischen konnte nun in einem der Rhät-Typprofile (im Sinne C. W. GÜMBELS 1861), den Kössener Schichten des Weißloferbachs bei Kössen, *Rhabdoceras suessi* nachgewiesen werden (M. URLICHS 1973, J. WIEDMANN 1973b). Damit erhält die schon von E. KITTEL (1903) gestellte Frage nach einem obernorischen Alter der Kössener Schichten ebenso ihre Beantwortung, wie die der „norisch-rhätischen Mischfaunen“. Um an dieser Stelle Wiederholungen zu vermeiden, seien die Ergebnisse dieser Untersuchungen, aber auch die sich nun ergebenden Fragen in Form von Statements kurz wiedergegeben:

*) Publikation Nr. 17 des Programms „Fossil-Vergesellschaftungen“ im Sonderforschungsbereich 53 — Palökologie — an der Universität Tübingen. Publikation Nr. 16 s. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1973, 667—673.

***) Prof. Dr. J. WIEDMANN, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, D-74 Tübingen, Sigwartstr. 10

1. Zlambachmergel und Kössener Schichten sind zeitgleiche Bildungen. Sie entsprechen mindestens dem Zeitraum Oberror und Rhät im Sinne TOZERS. Absenkung und klastische Sedimentation erfolgten damit im vollmarinen Becken vor, ebenso wie in der Lagune hinter der Barriere des Dachstein-Riffkalks (Abb. 1) synchron.

2. Bemerkenswert ist hierbei nicht nur, daß damit eines der Rhät-Typprofile die Index-Art für Oberes Nor enthält, sondern insbesondere auch das Vorkommen dieser Art in einem relativ hohen Profil-Abschnitt. Stark vereinfacht zeigt das Profil am Weißloferbach (M. URLICHS 1973, Abb. 2) folgende Sequenz:

(3) ca. 20 m Obere Kössener Fazies m. *Choristoceras marshi*

(2) 30 m Untere Kössener Fazies m. *Rhabdoceras suessi*

(1) 50 m Schwäbische Fazies m. *Rhaetavicula contorta*.

Rh. suessi findet sich also sogar über der „typisch rhätischen“ Bivalven- und Brachiopodenfauna mit *Rhaetavicula contorta*, *Modiola minuta*, *Gervilleia praecursor*, *G. inflata*, *Cardita austriaca*, *Rhaetina gregaria* u. a. Während der — auch in der Ostracodenfauna (M. URLICHS 1973, Tafelbeil.) — deutliche Faunenschnitt zwischen (1) und (2) in starkem Maße fazielle Gründe hat, ist ein deutlicher fazieller Wechsel zwischen (2) und (3) nicht erkennbar. Der relativ geringmächtige oberste Profil-Abschnitt (3) ist durch *Ch. marshi* gekennzeichnet, das am Weißloferbach in Probe A 85 (also neben *Rh. suessi*) einzusetzen scheint. Außerdem charakterisiert diesen Profil-Abschnitt ein allgemeines Ausdünnen des Fossilinhalts. Basaler Lias ist im unmittelbar Hangenden des Profils bisher nicht belegt.

Bisherige Interpretation	Provisorische Gliederung	Zlambachmergel						Kössener Schichten Weißloferbach	Germanisch-Schwäbische Fazies	Vorgeschlagene Gliederung	
		(1) Mühlgraben	(2) Grünbachgraben	(3) Höllgraben	(4) Gosaukamm	(5) Fischerwiese	(6) Rößmoos/Goisern				
Rhät Zone des <i>Ch. marshi</i>	„Zone III“	? Bereich V						<i>Ch. marshi</i>	Triletes-Sch. (Graue Rhätone)	Zone des <i>Ch. marshi</i>	
	„Zone II“	X	Bereich III-IV		X	X	X	<i>Rh. suessi</i>		Zone des <i>Rh. suessi</i>	
O-Nor Zone des <i>Rh. suessi</i>	„Zone I“		Bereich II Bereich I	X		X	X	<i>Rhaetavicula contorta</i>	Contorta-Sch. (Rhät-sandstein)	Zone des Phyllytoceras zlambachense	

Tab. 1. Gliederung und Parallelisierung von Zlambach-Fazies, Kössener Fazies und Germanisch-Schwäbischer Fazies und das Oberror/Rhät-Problem (nach WIEDMANN 1973b).

3. In den Zlambachmergeln ergibt sich prinzipiell eine ähnliche Dreigliederung. Das zwar inverse und stark gestörte, aber durch seinen Reichtum an Ammoniten-Nuklei ausgezeichnete Profil des Grünbachgrabens am Untersberg bei Salzburg (B. PLÖCHINGER & R. OBERHAUSER 1956, B. PLÖCHINGER et al. 1963, H. BOLZ 1971, 1973) zeigt vereinfacht folgende Sequenz (J. WIEDMANN 1973b):

(3) obere Mergel mit Korallen und *Arcestes* sp.

(2) mittlere Mergel m. *Rhabdoceras* sp., *Megaphyllites robustus*, *M. insectus*, *Mojosvarites zlambachensis*, *Arcestes* spp. u. a.

(1) untere Mergel m. *Phyllytoceras zlambachense*, *Arcestes* cf. *gigantogaleatus*, *Megaphyllites* spp., *Choristoceras* sp.

Natürlich wären die weniger gestörten Zlambachmergel-Profile — und zwar insbesondere die Gräben bei Bad Goisern (Salzkammergut) — als Standardprofile geeigneter, leider aber geht die Ammonitenführung in ihnen stark zurück. Ein Parallelisierungsversuch der verstreuten Zlambachmergel-Vorkommen auf der Grundlage reicherer Funde an Ammoniten-Nuklei und im Vergleich mit dem Grünbachgraben wird in Tab. 1 unternommen.

Auf jeden Fall dürfte *Rh. suessi* — entsprechend dem Kössener Profil — auch in den Zlambachmergeln nur einen mittleren Profil-Abschnitt charakterisieren. *Choristoceras* und die unter (1) zitierten Ammoniten setzen hingegen bereits früher ein. Entsprechendes gilt auch für die Hallstätter Kalke, wo *Rh. suessi* und die „typische“ Oberror-Fauna bisher nur aus dem oberen Teil der Suessi-Zone bekannt ist (L. KRYSZYN 1973), während der tiefere Teil vielfach Lumachelle mit *Monotis salinaria* enthält. Eine recht ähnliche — im wesentlichen milieubedingte — Zweiteilung läßt auch das nordamerikanische Oberror erkennen (E. T. TOZER 1967), wobei hier *Monotis subcircularis* die oben genannte Art vertritt und damit den tieferen Teil der Zone kennzeichnet. Offenbar findet sich untergeordnet *Rh. suessi* mit *M. subcircularis* vergesellschaftet.

4. Daraus ergibt sich die a. a. O. (1973b) angedeutete und hier (Tab. 1) wieder-gegebene Dreigliederung des Zeitraums Oberror/Rhät in eine hangende

(3) Zone des *Choristoceras marshi*

an der noch festgehalten wird, obwohl *Ch. marshi* wahrscheinlich mit seinen „norischen Vorläufern“ vereinigt werden muß und bereits gemeinsam mit *Rh. suessi* belegt ist (s. o.);

die eigentliche

(2) Zone des *Rhabdoceras suessi*

und eine provisorische

(1) Zone des *Phyllitoceras zlambachense*
im Liegenden.

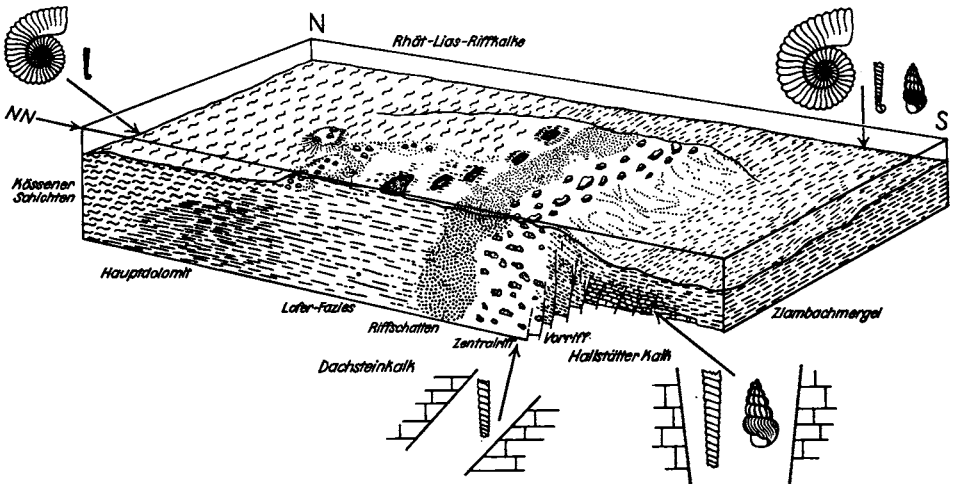


Abb. 1. Die Paläogeographie des Oberror/Rhät der Nördlichen Kalkalpen (nach ZANKL 1971, verändert) und die Biotop-Abhängigkeit der heteromorphen Ammoniten (*Choristoceras*, *Rhabdoceras*, *Cochloceras*). Die Gehäusegröße entspricht der Häufigkeit im Faunenspektrum.

5. Die komplexe Biogeographie der obersten Trias und der mehrfach erwähnte unvermittelte Faunenwandel sind auf einen raschen lateralen, wie vertikalen Fazieswechsel und eine starke Differenzierung der obertriadischen Sedimentationsräume zurückzuführen. Milieu-Abhängigkeit wird besonders deutlich bei den die Index-Arten liefernden

heteromorphen Ammoniten. Abb. 1 gibt einen Eindruck der quantitativen Verteilung dieser Heteromorphen in den verschiedenen Faziesräumen und Biotopen des Oberror/Rhät der Nördlichen Kalkalpen. Während die Choristoceraten die Bereiche klastischer Sedimentation (Zlambachmergel und Kössener Schichten) bevorzugten, in denen Rhabdoceraten deutlich zurücktreten, favorisierten diese dagegen die karbonatische Fazies. Sie finden sich gehäuft in Spaltenfüllungen der Hallstätter und der Dachsteinkalke, wobei es sich allerdings durchweg um fragmentarische Exemplare handelt, die einen gewissen Antransport erfahren haben müssen. Die Cochloceraten nehmen demgegenüber eine vermittelnde Stellung ein; sie finden sich lagig angereichert in den Zlambachmergeln, aber ebenso auch in Spalten der Hallstätter Kalke. In gewissem Widerspruch zu dieser Biotop-Abhängigkeit der Heteromorphen steht ihre weltweite Verbreitung (J. WIEDMANN 1973a, Abb. 3), die ihre Rolle als Index-Arten rechtfertigt.

6. Diese Biotop-Abhängigkeiten — und zwar nicht nur der Brachiopoden und Bivalven, sondern auch der leitenden Ammoniten — verschleierte bisher die weitgehende, allerdings mehrfach vermutete Identität von Oberror und Rhät. Hierin liegt natürlich die Ursache der „norisch-rhätischen Mischfaunen“. Schwieriger lösbar dürften die nomenklatorischen Folgerungen dieses Sachverhalts sein. Grundsätzlich bieten sich hierfür drei Lösungsmöglichkeiten an:

A. Ein Festhalten an der bisherigen bzw. der von E. T. TOZER (1967) gegebenen Definition und Abgrenzung von Oberror und Rhät würde einmal tieferes Oberror ausschließen, zum andern das Rhät auf ein Minimum reduzieren, das praktisch nur noch negativ, nämlich durch das Fehlen von *Rh. suessi*, typisierbar wäre. Dies müßte zwangsläufig zur völligen

B. Aufgabe des Rhät führen. Diese zweite Lösungsmöglichkeit würde bedeuten, das Rhät zu einer Fazies des Oberror zu deklassieren, womit es auch weiterhin noch eine begrenzte lokale Bedeutung als „lithostratigraphic unit“ im Sinne H. D. HEDBERGS (1972) behielte. Nun ist kaum von der Hand zu weisen, daß praktisch sämtliche stratigraphischen Einheiten im Prinzip Faziesseinheiten darstellen, insofern sie nämlich durch einen Stratotyp definiert werden müssen. Auch die Hallstätter Kalke als Stratotyp des Oberror stellen natürlich nur eine der zahlreichen, zur Charakteristik dieses Zeitabschnitts geeigneten Fazies dar. Dies verdeutlicht einmal mehr den geringen Nutzen von Stratotypen in der Biostratigraphie, eine Einsicht, der sich auch H. D. HEDBERG (1972) nicht ganz verschließen konnte. Allerdings ist der von ihm vorgeschlagene Ausweg, nur die Zone in der Biostratigraphie zu belassen und alle höheren Kategorien — also die Stufe mit den an sie geknüpften Stratotypen, Serie und System — in die eigens hierfür geschaffene „Chronostratigraphie“ zu überführen, wenig einleuchtend. Andere Kriterien müssen also in dem hier entstandenen „Konfliktfall“ zur Entscheidung herangezogen werden: Es sind dies Priorität, Konvention und Zweckmäßigkeit. Alle drei Kriterien sprechen zugunsten einer dritten Lösung:

C. Es ist dies die Einbeziehung des Oberror im oben definierten Sinne in das Rhät.

Der Priorität muß bei nomenklatorischen Konflikten — wie ja auch in der Zoologischen Nomenklatur — unbedingter Vorrang eingeräumt werden, will man das bestehende stratigraphische System nicht einem ständigen Namenswandel opfern. Wie bereits erwähnt, dürfte es keine zu große Mühe erfordern, altbewährte Stufennamen zu Faziesbegriffen umzufunktionieren. Das Rhät ist nun als oberste Trias-Stufe nicht nur eingebürgert — und das sogar und im Gegensatz zum Nor in so verschiedenen Fazies wie der germanischen und der alpinen Trias! —, es besitzt (C. W. GÜMBEL 1861) vor allem auch Priorität vor dem von E. v. MOJSISOVICS (1895) als Sevat ausgeschiedenen Oberror. Es besteht kein Zweifel, daß GÜMBEL (op. cit., S. 214) das Gesamtprofil der Kössener Schichten

dem Rhät nicht nur zuordnete, sondern es sogar als eines der Typprofile dieser Stufe betrachtete. Daraus aber ergibt sich — mit dem Nachweis von *Rh. suessi* — zwangsläufig die hier vorgeschlagene Lösung (vgl. Tab. 1).

Vor allem erscheint diese Lösung auch als die zweckmäßigste. Sie ändert am wenigsten am bestehenden Status (stratigraphischen Tabellen, Karten etc.). Sie stellt das Gleichgewicht zwischen Nor und Rhät wieder her. Ein Typprofil in den Kössener Schichten — sofern man dessen bedarf — bietet mit seiner Fossilführung (Ammoniten, Bivalven, Brachiopoden, Ostracoden) ideale Korrelationsmöglichkeiten; Kondensation ist unbekannt. Während die bisherige Rhätbasis von einem eher „negativen“ Faunenschnitt — einer hohen Aussterbequote — gekennzeichnet war, würde die hier vorgeschlagene Basis dem stärksten Faunenschnitt der obersten Trias und damit eigentlich erst jetzt einer echten Stufengrenze entsprechen. Schon J. N. POPOV (1961) und A. S. DAGIS (1963) haben sich aus diesem Grunde für die gleiche Abgrenzung von Nor und Rhät ausgesprochen.

7. Für einen Lias-Anteil innerhalb der Zlambachmergel (B. PLÖCHINGER & R. OBERHAUSER 1956, K. KOLLMANN 1963, U. PISTOTNIK 1973) gibt es nach wie vor keine konkreten Hinweise. Der Faunenschnitt zwischen Trias- und Jura-Ammoniten bleibt trotz vermittelnder Übergangsformen und einer mosaikartigen Herausbildung der modernen jurassischen Merkmale in der Obertrias (J. WIEDMANN 1970, 1973c) in aller Schärfe bestehen. Er wird verstärkt durch das deutliche Ausdünnen des Fossilinhalts im Rhät und den Präplanorbis-Schichten. Möglicherweise könnte die eingangs erwähnte „Schichtfolge unter *A. planorbis*“ am Kendelbachgraben als alpines Äquivalent dieser bisher nur in NW-Europa belegten Serie gelten. Als Typprofil scheidet der Kendelbachgraben wegen zu geringer Fossilführung aus. Auf die Problematik des Faunenschnitts an der Trias/Jura-Grenze soll hier nicht nochmals eingegangen werden (vgl. J. WIEDMANN 1973c). Die seit 1970 propagierte Ableitung der Psiloceraten von ceratitischen Ausgangsformen hat inzwischen eine weitere Stütze erhalten: Die (1973 b, Taf. 6, Fig. 4) von *Psilophyllites* beschriebene Runzelschicht wurde gleichzeitig von E. T. TOZER (1972) auch von Vertretern der Ceratitina s. str. bekanntgemacht, wobei TOZER hervorhebt, daß diese Bildung von Phylloceraten und Lytoceraten bisher unbekannt ist. *Eopsiloceras*, das (J. WIEDMANN 1970) als Ausgangsform der Psiloceraten ausschied, müßte nun auch in seiner stratigraphischen Stellung innerhalb der Kössener Schichten überprüft werden. Die nahe verwandte Gattung *Wopfungites* jedenfalls stammt aus „obernorischen“ Hallstätter Kalken. Die von L. F. SPATH (1934) vorgeschlagene Zweigliederung des Rhät in ein liegendes „Rhaetitan“ und ein hangendes „Eopsiloceratan“ beruht nicht auf konkreten Profilen und hat rein historisches Interesse.

8. Gerade im Hinblick auf die schwäbisch-germanische Faziesprovinz wäre eine Aufgabe des Rhät nicht zu empfehlen. Zweifellos dürften die *Contorta*-Schichten einen Teil des bisherigen Nor mit umfassen. Die nunmehrige Parallelisierung ist auf Tab. 1 angedeutet. Abzulehnen ist — nach den Ergebnissen am Weißloferbach — der Vorschlag V. I. SLAVINS (1961), die muschelführende Schwäbische Fazies über der von ihm errichteten „Laba-Stufe“ (= Obenor/Rhät) anzuordnen und mit ihr bereits den Lias beginnen zu lassen.

Festzuhalten bleibt, daß *Rh. suessi* als wesentliche Index-Art des fraglichen Zeitabschnitts auf Grund seiner weiten Verbreitung und mühelosen Bestimmbarkeit geeigneter ist als *Pinacoceras metternichi* oder eine andere der von MOJSISOVICs vorgeschlagenen Arten. Erst durch *Rh. suessi* wurde es überhaupt möglich, die weitgehende Identität

von Oberror und Rhät zu erkennen, die der wesentliche Anlaß für die bekannten Mißstimmigkeiten gewesen ist. Bei der Entscheidung, welcher der sich nun anbietenden Lösungen des nomenklatorischen Problems der Vorrang eingeräumt werden sollte, sollten Priorität, Konvention und Zweckmäßigkeit eine entscheidende Rolle spielen.

Literatur

- BOLZ, H. (1971): Die Zlambach-Schichten (alpine Trias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden, 1: Ostrakoden der Zlambach-Schichten, besonders Bairdiidae. — *Senckenberg. lethaea*, 52, 129—283, 34 Abb., 16 Taf., Frankfurt.
- (in Druck): Idem, 2: Zur Fazies und Stratigraphie der Zlambach-Schichten. — *Ibidem*, Frankfurt.
- DAGIS, A. S. (1963): (Das Problem der Rhät-Stufe). — *Geol. Geofiz.*, 1963, Nr. 8, 13—25, Novosibirsk. [Russ.].
- GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 950 S., 42 Taf., Gotha (Perthes).
- HEDBERG, H. D. (Hrsg.) (1972): Summary to an international guide to stratigraphic classification, terminology, and usage. — *Lethaia*, 5, 297—323, 2 Tab., Oslo.
- KIPARISOVA, L. D., RADCHENKO, G. P. & GORSKIJ, V. P. (1973): (Trias-System). — *Stratigrafija SSSR*, 557 S., 96 Abb., 6 Tab., 19 Faltteil., Moskva (Nedra). [Russ.].
- KITTL, E. (1903): Salzkammergut. — *Exkursionsführer*, 4, 9. intern. geol. Kongr. Wien 1903, 118 S., Abb., 1 Kte., Wien.
- KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der alpinen Trias. II: Weitere Bairdiidae. — *Jb. geol. Bundesanst.*, 106, 121—203, 8 Abb., 3 Tab., 11 Taf., Wien.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — *Verh. geol. Bundesanst.*, 1973, 113—153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.
- KUMMEL, B. (1957): In ARKELL, W. J., KUMMEL, B. & WRIGHT, C. W., *Mesozoic Ammonoidea*. — *Treatise on Invertebrate Paleontology, L (Cephalopoda, Ammonoidea)*, L80—L490, Abb. 124—558, New York.
- MOJSISOVICS, E. v. (1895): In MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C., *Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems*. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl.*, 104, 1271—1302, Wien.
- PEARSON, D. A. B. (1970): Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the Stage. — *Q. J. geol. Soc. London*, 126, 125—150, 3 Abb., London.
- PISTOTNIK, U. (1973): Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschiechten (O. Nor—? U. Lias) im Raume Bad Goisern—Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 279—286, 3 Taf., Innsbruck.
- PLÖCHINGER, B., KLAUS, W., KOLLMANN, K. & OBERHAUSER, R. (1963): *Exkursion in den Grünbachgraben am Untersberg-Ostfuß (Salzburg)*. — *Exkursionsführer 8. europ. mikropaläont. Kolloquium Österreich, Verh. geol. Bundesanst., Sonderh. F*, 57—67, Abb. 13, Tab. 8, Taf. 3, Wien.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R. (1956): Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). — *Verh. geol. Bundesanst.*, 1956, 275—283, 1 Abb., Wien.
- POPOV, J. N. (1961): (Das Problem der Rhät-Stufe im nordöstlichen Asien). — *Sovj. Geol.*, 1961, Nr. 3, 79—87, Moskva. [Russ.].

- SLAVIN, V. I. (1961): Problèmes généraux de la subdivision du Trias supérieur et inférieur dans la région du géosynclinal alpin. — *Ann. Inst. geol. hung.*, **49**, 417—425, Budapest.
- SPATH, L. F. (1934): Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History). Pt. IV. The Ammonoidea of the Trias. XVI + 521 S., 116 Abb., 18 Taf., London (BMNH).
- SUSS, E. & MOJSISOVIC, E. v. (1868): Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhornes. — *Jb. k. k. geol. Reichsanst.*, **18**, 167—200, Taf. 6—8, Wien.
- TOZER, E. T. (1967): A standard for Triassic time. — *Bull. geol. Surv. Canada*, **156**, 103 S., 23 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Ottawa.
- (1972): Observations on the shell structure of Triassic ammonoids. — *Palaeontology*, **15**, 637—654, 3 Abb., Taf. 124—128, London.
- TUCHKOV, I. I. (1964): Rhaetian Stage problem and the lower boundary of the Jurassic System. — *C. R. et Mém. Colloque Jurassique Luxembourg 1962*, 101—112, 1 Tab., Luxembourg.
- URLICH, M. (1973): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 661—705, 8 Abb., 4 Taf., 1 Faltbeil., Innsbruck.
- WIEDMANN, J. (1970): Über den Ursprung der Neoammonoideen — Das Problem einer Typogenese. — *Eclogae geol. Helv.*, **63**, 923—1020, 31 Abb., 10 Taf., Basel.
- (1973a): Upper Triassic heteromorph ammonites. In A. HALLAM (Hrsg.), *Atlas of Paleobiogeography*, 235—249, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Amsterdam.
- (1973b): Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias — ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 561—616, 21 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Innsbruck.
- (1973c): Evolution or revolution of ammonoids at Mesozoic System boundaries. — *Biol. Rev.*, **48**, 159—194, 11 Abb., Cambridge.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — *Abh. senckenberg. naturf. Ges.*, **519**, 96 S., 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt.
- (1971): Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In G. MÜLLER (Hrsg.), *Sedimentology of parts of Central Europe*, Guidebook, 8th intern. sediment. Congress Heidelberg 1971, 147—185, 20 Abb., Frankfurt (Kramer).
- ZAPFE, H. (1967): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. — *Ann. naturhist. Mus. Wien*, **71**, 413—480, 1 Abb., 9 Taf., Wien.
- (1968): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich) VIII. — *Verh. geol. Bundesanst.*, **1967**, 13—27, Wien.

The Importance of Palaeobiogeographical Data for the Solution of the Problem on the Lower Triassic Division

Y. D. ZAKHAROV*

4 tab.

In the Late Permian and Early Triassic a well-pronounced climatic zonation took place that had an effect on the palaeozoogeographical division of sea basins into districts. Tethys and many seas of the Pacific ocean (Southern Primorye region, Little Khingan, Southern China, and Western USA region) were situated within tropical and subtropical zones (Tethyan Palaeozoogeographical Belt). In the Early Triassic Verkhoyanye region, Kolyma, Arctic Siberia, Spitsbergen, Arctic Canada and a part of Greenland and British Columbia were undoubtedly placed within the limits of the outtropical region of the northern hemisphere (Boreal Belt). Information about the location of the southern hemisphere outtropical region in the Permian and Triassic is very limited and needs more precise definition.

Besides the climatic control there are some other factors which effect peculiarities of sea fauna arrangement, chemical composition of sea basin waters being the most significant (this concerns primarily cephalopods). V. I. USTRIZKIY (1970) explains the absence of Djulfian ammonoids in the boreal basin not only by a relatively cold palaeo-arctic climate, but also by the change of the boreal basin water salinity which is no longer connected with the Tethys. I. S. GRAMBERG & N. S. SPIRO (1965) who studied chemical composition of the Permian and Mesozoic sediments of Arctic Siberia consider that the greatest change of the sea water composition was at the Permian-Triassic boundary. However, V. N. SAX et al. (1972) call to treat this information with care.

The analysis of the isotopic composition of aragonite ammonoid shells from the Lower Triassic of Arctic Siberia (ZAKHAROV, NAIDIN & TEISS, in press) permits to draw two conclusions confirming the rightness of USTRIZKIY, GRAMBERG & SPIRO's opinions. First of all we found that well-preserved Lower Triassic ammonoid shells have comparatively low contents of O^{18} and some freshening of Lower Triassic boreal sea water might have been responsible for this. Some deviation from the normal salinity of the boreal basin water is emphasized by the presence of conchostracs in the Lower Triassic of Siberia which are sometimes associated with the ammonoids. And, secondly, the temperature

Table I. Temperature of the water of Triassic basins.

Temperature \ Basin	Boreal basin (freshened waters)	Tethyan basin (waters with normal salinity)
T^0 (from—to)	12.7—25.4 ¹⁾	No less than 21.5 ²⁾ (16.5 ³⁾)
T^0 (average)	14.5 ¹⁾	23.0—27.0 (?)

¹⁾ ZAKHAROV, NAIDIN & TEISS (in press). TEISS' measurements were made with the allowance of the "water" correction; values δO^{18} in aragonite ammonoid shells are fluctuating from -5.0 to -8.0‰ .

²⁾ KALTENEGGER, 1967 (values δO^{18} are fluctuating from -1.11 to -3.14‰).

³⁾ FABRICIUS et al., 1970 (values δO^{18} are fluctuating from -0.05 to 2.83‰).

* Dr. Y. D. ZAKHAROV, Institute of Biology and Pedology. Far-Eastern Scientific Centre USSR Academy of Sciences. 690022, Vladivostok.

of the Triassic boreal basin water, judging by R. V. TEISS' measurements made with allowance to the "water correction", was markedly lower ($T=12.7-25.4^{\circ}$ with the average of 14.5°) than the temperature of the Tethys water (table 1). According to the data of KALTENEGGER (1967), the temperature of the Tethys water in the Alpine region was over 21.5° and according to FABRICIUS et al. (1970) no less than 16.5° during the Late Triassic. It follows also from NAIDIN & TEISS' data, who studied isotopic composition of Toarcian belemnitoids, that the freshening of the Triassic boreal sea water was more pronounced than that of Jurassic. It means that the boreal sea water freshening, which probably reached its maximum in the Late Permian, was gradually decreasing in Early and Middle Mesozoic times till it disappeared completely or almost completely.

Peculiarities of ancient continental massif arrangements in the northern and southern hemispheres might have provided sea basin freshening in the North Pole region, but it did not create conditions for the repetition of an analogous phenomenon in the Antarctic.

This is likely to be one of the reasons of the peculiar fact that Late Palaeozoic and Early-Middle Mesozoic ammonoids of high south hemisphere latitudes show relationship with the Tethyan fauna, while the boreal fauna seems to be far more endemic and more poor in generic composition. The newest finding of *Pleuromeia sporangium* in Arctic Siberia (V. A. KRASILOV's determination) appears to be a confirmation of this point of view. It shows that mangrove floras of the palaeoartic sea coasts in Early Triassic did not significantly differ from mangroves of the Tethys and Pacific ocean coasts. Endemism of boreal cephalopods caused by the climatic zonation presence in Early Triassic might have been strengthened due to the peculiarity of the boreal sea water salt composition.

Palaeozoogeographical data must undoubtedly be used in the designing of the general (International) Stratigraphical Scale and in selection of stratotypes (though some investigators [SCHINDEWOLF, 1970] consider this operation unnecessary). The author of this paper, like the majority of investigators, agrees with the necessity of stratotype establishment. Due to such approach, the name of a stage is completely dependent on the geographical position of a stratotype. To avoid the complications, noted by O. SCHINDEWOLF (1970), only stage subdivisions of the International Stratigraphical Scale must, apparently, be typified. Consideration in the capacity of the zone standards of the entire section series in a stratotype locality including, wherever necessary, even more distant areas (leading sections) will enable us to make all the necessary corrections when new facts are accumulated. The zones established immediately in the stratotypes of the corresponding stages must serve only as the basis of zone subdivisions of the International Scale.

The stage and zonal division of the Lower Triassic is known to be based on the study of ammonoid complexes. When making the Late Palaeozoic and Early Mesozoic International Scale, it is necessary to remember that at the end of the Palaeozoic to the beginning of the Mesozoic periods only Tethyan Belt regions were always populated with ammonoids (boreal ammonoids in Djulfian stage are unknown), and that Tethyan ammonoid fauna, unlike that of the Boreal, is much more various, if judge by the number of generic taxons met (table 2). Thus, taking into account arrangement peculiarities of Early Triassic fauna, stratotypes of the Lower Triassic stages are very important to be chosen within the Tethyan Belt. It is convenient also because the Djulfian stratotype is already outlined within this zoonchoria and classic sections of the Middle and Upper Alpine Triassic are situated within the Tethyan Belt as well. Accordingly, the establishment of one of the Lower Triassic stratotypes (Induan stage) in Hindustan is thought

to be a great success. For the same reasons the choice of stratotype sections in the north-east of the USSR (KIPARISOVA & POPOV, 1958, 1964; VAVILOV & LAZOVSKI, 1971) and in Arctic Canada (TOZER, 1965) should not be considered successful.

Table 2. Indices of faunal distinction of ammonoid fauna of adjacent Permian and Triassic stages (obtained by PRESTON's [1962] method): N=real quantity of taxa in two compared units; N_1 =quantity of taxa in the first stage; N_2 =quantity of taxa in the second stage; Z=index of faunal distinction.

$$\left(\frac{N_1}{N}\right)^{\frac{1}{Z}} + \left(\frac{N_2}{N}\right)^{\frac{1}{Z}} - 1$$

Tethyan Belt

Anisian	Russian	Ussurian	Induan	Djulfian	Guadalupian	Stage
83*)	0.92	0.97	1.00	1.00 ¹⁾	—	Anisian
	81	0.82	1.00	1.00 ¹⁾	—	Russian
		66	0.82	0.99 ¹⁾	—	Ussurian
			22	0.94 ¹⁾	—	Induan
				31	—	Djulfian
					52	Guadalupian

Boreal Belt

Anisian	Russian	Ussurian	Induan	Djulfian	Guadalupian	Stage
36*)	0.97	1.00	1.00	1.00 ¹⁾	—	Anisian
	27	0.94	0.96	1.00	—	Russian
		27	0.84	1.00	—	Ussurian
			14	1.00	—	Induan
				0	—	Djulfian
					6	Guadalupian

*) Quantity of genera

¹⁾ Index of faunal distinction (Z).

(The units are perfectly distinguished when Z=1.00, they are homogeneous when Z≤0.27.)

The determination of the number of stage subdivisions within the Lower Triassic is another important point concerning the biostratigraphy of the Lower Triassic. Greatly various points of view are known to exist concerning this question. L. D. KIPARISOVA & Y. N. POPOV (1956, 1964) made a scheme of binominal composition of the Lower Triassic, while M. N. VAVILOV, V. R. LAZOVSKIJ (1970), KOZUR (1972) and Y. D. ZAKHAROV (1968, 1973) consider it to be trinominal. E. T. TOZER (1967) distinguishes four stages in this subdivision. In B. KUMMELS (personal communication) opinion the distinction of subdivisions within the Lower Triassic has not a rank of stage but a rank of zones, and a single (Scythian) stage is the only representative of the Lower Triassic.

The International Commission on Stratigraphy is to choose the best variant proposed. I must only say that the variant of trinomial composition of the Lower Triassic finds the ever growing support among Soviet palaeontologists, judging from the results of the conference held in Novosibirsk in 1972. At present, the admissability of this variant is not denied by Y. N. POPOV and L. D. KIPARISOVA, the authors of the binominal composition scheme. This point of view is especially favoured by M. N. VAVILOV and V. R. LAZOVSKIY' works (1970). They showed that in the development of both marine and continental faunas were three distinctly pronounced stages which effected the change of family and generic compositions of some groups.

Our calculations of the distinction degree between the three Lower Triassic subdivisions made by means of SYOMKIN & PRESTON's methods (1972 and 1962, respectively) show that they are well suited for the rank of stages, but not for zones, as is considered by B. KUMMEL. These subdivisions are quite distinct in both family level with the account of the number of genera (lower subdivision within the Tethyan belt differs from the middle one by 68%, and the middle subdivision differs from the upper one by 59%) and in superfamily level with the allowance for the number of families, though the latter difference was naturally less (table 3).

Table 3. Calculation of the distinction degree ($1-K_0$) of the Lower Triassic stages by SYOMKIN's (1972) method:

$$K_0(x_1, \dots, x_n) = \frac{n(T-S)}{(n-1)T}$$

$$\text{when } n=2 \quad K_0(x_1, x_2) = \frac{2(T-S)}{T} = \frac{2m(x_1 \cap x_2)}{m(x_1) + m(x_2)}$$

n = number of the compared units

$T = \sum_{i=1}^n m(x_i)$ (total sum of the taxa)

$T-S = m(x_1 \cap \dots \cap x_n)$ (sum of the minimums)

K_0 = resemblance degree.

1. On the superfamily level with the registration of the family quantities

Tethyan Belt			
Russian	Ussurian	Induan	Stage
12	28%	70%	Russian
	10	50%	Ussurian
		7	Induan

Boreal Belt			
Russian	Ussurian	Induan	Stage
8	38%	54%	Russian
	7	27%	Ussurian
		7	Induan

2. On the family level with the registration of the genus quantity

Tethyan Belt			
Russian	Ussurian	Induan	Stage
29	60%	87%	Russian
	23	68%	Ussurian
		9	Induan

Boreal Belt			
Russian	Ussurian	Induan	Stage
12	58%	85%	Russian
	13	64%	Ussurian
		9	Induan

Mutual inclusion measures of adjacent Lower Triassic subdivisions calculated by the SYOMKIN method enable us to clearly express the interrelation between these subdivisions for each of the two palaeozoogeographical belts. Geometrical pictures presented for this purpose in table 4 and the above calculations make it possible to draw two conclusions which agree with the foregoing statements: (1) The three Lower Triassic subdivisions considered are clearly distinguished by ammonoid taxonomic groups of high rank within both Tethyan and Boreal Belts and therefore they must not be regarded in zone but in stage ranks (less probably in the rank of substages). Thus, the variant of trinomial composition seems to be the most acceptable. (2) As the present subdivisions (stages) are characterized by a more representative fauna composition in the Tethyan Belt, it is desirable that their stratotypes are just within this zoochoria. Hence, the establishment of the Induan stage, the stratotype of which has been chosen in Hindustan, should be considered the best. In contrast to the opinions of E. T. TOZER (1967), M. N. VAVILOV & LAZOVSKIY (1970), it is suggested that stratotypes of the two other Lower Triassic stages, enclosing the middle and upper parts of the Lower Triassic, should also be established within the Tethyan palaeozoogeographical belt. This proceeds from the considerations of palaeozoogeographical nature.

Sections of the considered Triassic parts of the Alps and the Caucasus (Djulf) are known to be quite unfit as stratotypes, and also sections of Hindustan and adjacent territories (Afghanistan, South China and Japan) are apparently less suitable for this purpose than basic sections of South Primorye which are well exposed and contain preserved remains of cephalopods, bivalves, gastropods, brachiopods and also fishes and big vertebrates which help to conceive main biocenose elements of Lower Triassic seas.

Stratotypes of the new stages are proposed to be established in the north-eastern and south-eastern parts of the Russian Island surrounded by the Ussurian Gulf (if no suitable sections are found in some other regions of the Tethyan Belt). These geographical names are suggested to use to name the established subdivisions (Ussurian stage, situated immediately above the Induan stage and below the further advanced Russian stage).

As the Ussurian stage stratotype I have chosen a section in the north-eastern part of the Russian Island between the Ajax Bay and western part of the Paris Bay. The section is composed of calcareous sandstones.

For the Russian stage a section in the north western coast of the Tchernishev Bay in the Russian Island is suggested, which is composed of clay-aleurite facies. The boundary between the Ussurian and Russian stages is distinctly fixed in the uninterrupted scale precipice of the Schmidt Cape according to the change of sandstones by sand-clay sediments and the appearance of dominants from Columbitidae and Hellenitidae families.

The number of zones in every of the Lower Triassic stages does not exceed two: *Otoceras woodwardi* (or *Ophiceras connectens*) and *Gyronites frequens* in Induan stage, *Hedenstroemia bosphorensis* and *Anasibirites nevolini* in the Ussurian stage, *Neocolumbites insignis* (or *Keyserlingites miroshnikovii* and *Subcolumbites multiformis*) in the Russian stage.

The new Lower Triassic stages are comparatively easily distinguished in sea sediments of the three palaeozoogeographical belts: (1) at Verkhoyan-Kolymian and Canada-Greenlandian provinces of the Boreal Belt, (2) Mediterranean, Induan, West-Pacific and East-Pacific realms of the Tethyan Belt and (3) Australian and New Zealand regions of the Australian Belt.

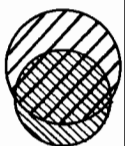
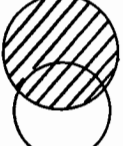






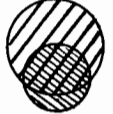







The continental analogues of the Ussurian and Russian stages can be found actually only in the European part of the USSR, India, South Africa, Australia and with some conditionality in West Germany and England.

Table 4. Measures of mutual "inclusion" of the adjacent Lower Triassic stages calculated by SYOMKIN's (1972) method.

where $Kx_1 \subset y_1$ = measure of inclusion x_1 in y_1 ; $Ky_1 \subset x_1$ = measure of inclusion y_1 in x_1 ; $m(x_1 \cap y_1)$ = sum of the minimums x_1 and y_1 ; $m(x_1)$ = sum of the x_1 taxa; $m(y_1)$ = sum of the y_1 taxa.

$$Kx_1 \subset y_1 = \frac{m(x_1 \cap y_1)}{m(x_1)}$$

$$Ky_1 \subset x_1 = \frac{m(x_1 \cap y_1)}{m(y_1)}$$

Stages	Belt	Tethyan belt		Boreal belt	
	Level	On the super-family level with the registration of the family quantities	On the family level with the registration of the genus quantities	On the super-family level with the registration of the family quantities	On the family level with the registration of the genus quantities
Ussurian—Russian		61% 	38% 	62% 	42% 
		68% 	42% 	62% 	42% 
Induan—Ussurian		28% 	22% 	62% 	27% 
		89% 	64% 	89% 	54% 

Reference

- FABRICIUS, F., FRIEDRICHSEN, H. & JACOBSHAGEN, V. (1970): Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. — *Geol. Rundsch.*, 59, 2, 805—826, Stuttgart.
- GRAMBERG, I. S. & SPIRO, N. S. (1965): Palaeohydrochemistry of the north of Middle Siberia in Late Palaeozoic and Mesozoic. — *Trudy Nauchn.-Issled. Inst. Geol. Arctiki*, 142, 1—120 (in Russian).
- KALTENEGGER, W. (1967): Paläotemperatur-Bestimmungen an aragonitischen Di-branchiatenrostron der Trias. — *Naturwissenschaften*, 54/19, S. 515.
- KIPARISOVA, L. D. (1961): Paleontological foundation for the stratigraphy of the Triassic deposits of the Primorye Region. Pt. I, Cephalopoda. — *Trudy Vsesoiuzn. Nauchn.-issled. Geol. Inst. (VSEGEI), N. Ser.*, 48, 1—278 (in Russian).
- KIPARISOVA, L. D. & POPOV, Y. N. (1956): Subdivision of the Lower series of the Triassic system into stages. — *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 109 (4), 842—845 (in Russian).
- KIPARISOVA, L. D. & POPOV, Y. N. (1964): The project of subdivision of the Lower Triassic into stage. — XXII Int. Geol. Congress, Rep. Soviet Geologists, Problem 16 A: 91—99 (in Russian).
- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 361—412, Wien — Innsbruck.
- PRESTON, F. W. (1962): The cononical distribution of commonnes and rarity. — *Ecology*, 43/3, 410—432.
- SAX V. N., ANIKINA G. A., KIPRIKOVA, E. L. & POLIAKOVA, I. D. (1972): Magnesium and strontium in the belemnitoid rostrums as the temperature indicators of ancient sea basins water. — *Geologia i Geophysica*, 12, 103—109 (in Russian).
- SCHINDEWOLF, O. (1970): Stratigraphie und Stratotypus. — *Abh. math.-naturwiss. Kl. Akad. Wiss. und Liter.*, 2, S. 1—236.
- SYOMKIN, B. I. (1972): General principles of the introduction of the distinction resemblance and diversity measures in biocenology. — Symposium "Principles and methods of the experimental study of the plant associations". Theses of the papers and speeches. "Nauka", 14—16, Leningrad.
- TOZER, E. T. (1965): Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada. — *Geol. Surv. Can.*, Paper 65, 14 p., Ottawa.
- (1967): A standard for Triassic time. — *Geol. Surv. Can. Bull.* 156, 103 p., Ottawa.
- USTRIZELJ, V. I. (1970): Zoogeography of the Siberia and Arctic Latepalaeozoic seas. — *Uchen. Zap. Nauchn.-Issled. Inst. Geol. Arctiki*, 29, 58—77 (in Russian).
- VAVILOV, M. N. & LOZOVSKIY, V. R. (1970): To the problem of Lower Triassic Stage differentiation. — *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, 9, 93—99 (in Russian).
- ZAKHAROV, Y. D. (1968): Biostratigraphy and ammonoids of the Lower Triassic of Southern Primorye. — *Nauka*, 1—175, Moscow (in Russian).
- (1973): New stage and zone differentiation of the Lower Triassic. — *Geologia i Geophysica*, 7, 51—58 (in Russian).
- ZAKHAROV, Y. D., NAIDIN, D. P. & TEISS, R. V.: Oxygen isotopic composition of the Lower Triassic cephalopod shells from Arctic Siberia and salinity of Boreal basins in Early Mesozoic. — *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, in press. (in Russian).

Trias in Österreich

Von HELMUTH ZAPPE¹⁾

Mit 1 Tabelle

Die Stratigraphie der alpinen Trias in Österreich ist in den letzten Jahren weitgehend in Bewegung geraten. Es haben dazu neben den Stratotypus-Bearbeitungen besonders die vom „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung“ subventionierten Untersuchungen beigetragen. Wenn hier der augenblickliche Kenntnisstand in Form einer möglichst übersichtlichen Tabelle vorgelegt wird, so geschieht das in dem Bewußtsein, daß schon die nächsten Monate und Jahre zu einer Modifikation und Verbesserung dieses Schemas führen werden. Das ist bemerkenswert, wenn man bedenkt, daß die bisher benützte Stratigraphie der alpinen Trias mit wenigen Abänderungen seit dem Ende des vorigen Jahrhunderts beibehalten worden war. Trotz ihrer Vorläufigkeit erscheint es zweckmäßig, diese Übersicht gewissermaßen als Zwischenbilanz zu veröffentlichen. Die beiliegende Tabelle mit ihrer Beschränkung auf das österreichische Staatsgebiet hat nicht den Umfang jener von ROSENBERG (1959) veröffentlichten. Es zeigt der Vergleich mit dieser noch nicht weit zurückliegenden Zusammenfassung aber den großen seither erreichten Wissensfortschritt in der Kenntnis der Trias-Stratigraphie in Österreich. Diese Übersichtstabelle kann nicht alle Schichtnamen enthalten, die in der nordalpinen Trias vorkommen. Manche Ausbildungen der östlichen Nordalpen haben erst in letzter Zeit durch interessante Übereinstimmungen mit den Karpaten an Bedeutung gewonnen (TOLLMANN, 1972a). So wird der als norisch geltende „Wandkalk“ (= „Hallstätter-Riffkalk“ bei PLÖCHINGER, 1967) in Niederösterreich dem „Furmanec-Kalk“ der Karpaten gleichgesetzt, während eine dem Dachsteinkalk ähnliche karnische riffnahe Fazies der Müritzaler Alpen mit dem „Tisovec-Kalk“ verglichen wird.

In diesem Begleittext darf die Kenntnis der klassischen Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias vorausgesetzt werden. Es wird deshalb nur auf die wesentlichen neuen Erkenntnisse und die noch offenen Fragen hingewiesen.

In der Untertrias ist noch immer die Altersfrage des „Haselgebirges“ teilweise offen. Die palynologischen Untersuchungen von KLAUS (1955, 1963) hatten zunächst ein eindeutig oberpermisches Alter für die nordalpinen Salzlagerstätten und ihr Muttergestein, das „Haselgebirge“ ergeben. Neuere Befunde desselben Autors in den randlichen Partien der Lagerstätte von Hallstatt, OÖ. („nördliches Grausalzgebirge“, KLAUS, 1965) ergaben eine oberskythische Sporenflora. Es müßte demnach das Haselgebirge vom Oberperm bis in das Oberskyth hinaufreichen (vgl. Tabelle). Zunächst wurde wieder von geologischer Seite für eine einheitlich oberpermisches Alter des Haselgebirges eingetreten und das Vorkommen oberskythischer Sporen durch tektonische Einschuppung aus den hangenden Werfener Schichten gedeutet (TOLLMANN, 1964 und 1972). Eine Entscheidung dieser Frage ist durch absolute Altersbestimmungen mit Schwefel-Isotopen aus dem Gips des Haselgebirges zu erwarten. HOLSER und KAPLAN (1966) haben bei Datierung verschiedener Gipse auch eine Probe aus Hallstatt untersucht und permisches Alter gefunden. Planmäßige derartige Untersuchungen im alpinen Haselgebirge sind von KLAUS beabsichtigt. — Die Armut des alpinen Skyth an Cephalopoden und der weitgehende Mangel profilmäßiger moderner Aufsammlungen verhindern eine über die klassische Zweiteilung hinausgehende Gliederung. Das Niveau des *Tirolites cassianus* wurde von TOZER (1971, S. 1016) mit den oberskythischen „*Subcolumbites* beds“ parallelisiert, was in der beiliegen-

¹⁾ Adresse: Prof. Dr. H. ZAPPE, Paläontologisches Institut der Universität, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

den Tabelle berücksichtigt wurde²⁾. In seiner Gesamtheit kann das terrigene Skyth der Alpen, mit nur einem einzigen Ammoniten-Niveau, keinen grundsätzlichen Beitrag zur Gliederung der Untertrias liefern. Es bleibt abzuwarten, ob nicht mit Hilfe kennzeichnender Bivalven weitere Anhaltspunkte für eine Parallelisierung mit der internationalen Gliederung gefunden werden. Die Angaben der Tabelle über die stratigraphische Verbreitung einiger Bivalven entsprechen den profilmäßigen Angaben bei WITTENBURG (1908). Neueste Untersuchungen an profilmäßig aufgesammelten Ammoniten aus den Werfener Schichten von Muć (Dalmatien) und der Vergleich mit südalpinen Skyth-Profilen machen es wahrscheinlich, daß die Faunen der Oberen Werfener Schichten (Campiller Fauna) ausschließlich dem Spathian entsprechen und daß die Skyth-Anisgrenze im Sinne von TOZER (1971) in das bisherige Unteranis zu verlegen wäre (KRYSTYN, mündl. Mitt.). Die beiliegende Tabelle wäre demnach in diesem Teil bereits revisionsbedürftig.

In der Mitteltrias sind im Anis bedeutende Fortschritte erzielt worden. Wesentlich waren dafür die Untersuchungen von ASSERETO an südalpinen Profilen mit ihren nicht kondensierten Ammonitenfaunen und die Anwendung dieser Ergebnisse auf die Stratigraphie des Anis in den Nordalpen (ASSERETO, 1971). Dazu kam die Beschreibung des Stratotypus des Anis bei Großreifling, Stmk., durch SUMMESBERGER und WAGNER (1971). Das Profil von Großreifling enthält nach der neuen Gliederung zwei der von ASSERETO unterschiedenen Ammoniten-Horizonte des Pelson („*Binodosus*-Zone“), außerdem aber auch Vertretungen der oberanischen Ammonitenfaunen („*Trinodosus*- und *Avisianus*-Zone“). Parallel dazu geht die Erkenntnis, daß die anisischen Rotkalken (Schreyeralmkalk) entstammenden reichen Ammonitenfaunen kondensiert sind, mittel- und oberanische, bisweilen auch unterladinische Ammoniten führen. Sie galten bisher als typische „*Trinodosus*-Faunen“ und haben damit in der Stratigraphie des nordalpinen Anis viel Verwirrung gestiftet. Auch die Typlokalität des „Illyr“ bei Sarajevo, Bosnien, zeigt diesen Mangel und der Begriff des „Illyr“ bedarf daher einer neuen exakten Definition. Mit der Zweiteilung des Oberanis in *Trinodosus*- und *Avisianus*-Zone wurde in der Tabelle dem Vorschlag von ASSERETO (1969) gefolgt³⁾. — Zur Frage des „Hydas“, das als stratigraphischer Begriff nicht weiterbestehen kann (untertriadisches Alter der Typuslokalität) konnte der alpine, besonders der nordalpine Raum ohne Ammonitenfunde keinen Beitrag liefern. Über einen Vorschlag zur Neubenennung und Definition berichtet ASSERETO an anderer Stelle in diesem Band. — Im Anis des Drauzuges ist als neues Detail die Entdeckung reicher *Trinodosus*-Faunen in Partnachkalken (=Prezokalk) anzuführen (vgl. Beitrag BECHSTÄDT & MOSTLER, ds. Bd.). Im Ladin war in der Tabelle vor allem die Entdeckung langobardischer Hallstätter Kalke im Profil des Sommeraukogels am Hallstätter Salzberg (bzw. Bläningfäher) zu berücksichtigen (KRYSTYN und SCHÖLLNERBERGER, 1972, S. 67; KRYSTYN, 1973). Die Fazies der Hallstätter Kalke bzw. Schreyeralmkalk ist damit — abgesehen von kleinen Lücken im Fassan und unteren Tuval — vom Mittelanis bis Obenor durch Ammoniten belegt.

²⁾ Von TOZER in seinem Beitrag zu diesem Band (Definitions and limits of Triassic stages and substages: Suggestions prompted by comparisons between North America and the Alpine-Mediterranean region) wird auch eine Gleichalterigkeit mit den „*Tirolites*-beds“ in Erwägung gezogen (vgl. Tabelle).

³⁾ RIEBER lehnt neuerdings *Aplioceras avisianum* aus verschiedenen Gründen als Zonen-Leitfossil ab und benennt diese Zone im Grenzbitumen-Horizont des Monte San Giorgio „*Ticinities polymorphus*-Zone“. Vgl. den Beitrag von H. RIEBER in diesem Band (Ammoniten und Stratigraphie der Grenzbitumenzone [Mittlere Trias] der Tessiner Kalkalpen). KOZUR (1973) spricht sich für die Zuordnung der „*Avisianus*-Zone“ zum Ladin aus.

An der Basis der Obertrias steht die Problematik des „Cordevol“, dessen Stellung im Unterkarn derzeit von den meisten Trias-Stratigraphen bevorzugt wird. Nicht zuletzt haben die Dasycladaceen-Untersuchungen von OTT zu dieser Auffassung beigetragen (u. a. OTT, 1972). Er konnte nachweisen, daß *Diplopora annulata*, im Gegensatz zu der Auffassung von PIA, mit ihrer Lebenszeit nicht den Zeitabschnitt Fassan-, „Cordevol“ umfaßt, sondern bereits im obersten Anis einsetzt und im „Cordevol“ nicht mehr vorhanden ist. Immerhin fehlt eine moderne Definition des „Cordevol“ mit einer profilmäßigen Beziehung zum hangenden Jul. Die bisherige Begründung dieser Unterstufe auf die Lokalität St. Cassian, die mit ihrer berühmten Zwergfauna eindeutig einen ökologischen Sonderfall darstellt und keine Überlagerung durch fossilbelegtes Jul aufweist, ist in mancher Hinsicht unbefriedigend⁴). Dasselbe gilt für den systematischen Status des Leitfossils *Trachyceras aon.* — Im tiefsten Karn („Cordevol“) ergab das Profil des Sommeraukogels das Vorhandensein fossilführender Hallstätter Kalke (KRYSTYN, 1973, S. 124), die schon MOJSISOVICs bekannt waren (1905, S. 22: „Gegend des Pleningfirt“). MOJSISOVICs (l. c.) vermutete in diesem Profil auch das Vorkommen tuvalischer Ammoniten, deren Wiederauffindung bisher noch nicht gelungen ist. — In der Obertrias hat die von KRYSTYN vorgenommene Interpretation der manchmal sehr kompliziert gelagerten Hallstätter Kalk-Profile (z. B. Feuerkogel bei Aussee, N-Hang) nach dem nordamerikanischen Zonen-Schema viele Änderungen und neue stratigraphische Details gebracht (TOZER, 1967; TOZER & SILBERLING, 1968). Dazu kommt die Datierung vieler Hallstätter Kalke mittels Conodonten (KRYSTYN in KRYSTYN und SCHÖLLBERGER, 1972; KRYSTYN, 1973). Außerdem hat die Erkenntnis, daß es sich bei zahlreichen Cephalopoden-Vorkommen der Hallstätter Kalke um submarine Spaltenfüllungen handelt, für die Beurteilung vieler Faunen ganz neue Gesichtspunkte gebracht (KRYSTYN u. SCHLAGER, 1971; KRYSTYN, SCHÄFFER u. SCHLAGER, 1968, 1971 u. 1971a; SCHLAGER, 1969). KRYSTYN (l. c.) hat nunmehr zu allen nordamerikanischen Zonen der Obertrias auch Faunen der Hallstätter Obertrias mit vergleichbaren Vergesellschaftungen der Gattungen zugeordnet. Unbelegt bleibt vorläufig im Hallstätter Bereich die „Dilleri-Zone“ des Tuval (außer in Sizilien bisher nach KRYSTYN, 1973, S. 126, auch in Glamoč, Bosnien, repräsentiert). Die alte „Patens-Zone“ des Nor bei MOJSISOVICs wird der nordamerikanischen „Magnus-Zone“ gleichgesetzt. Die „Paulckeii-Zone“ DIENERS (1921) wird aufgrund detaillierter Aufsammlungen auf der bisher einzigen Lokalität (N-Hang, Feuerkogel bei Aussee) aufgegliedert in „Paulckeii-Zone s. str.“ (DIENER, 1921) = „Dawsoni-Zone“ (TOZER, 1965) und „Kerri-Zone“ (TOZER, 1965). Der letztgenannten Zone wird die bisher in der ganzen Trias-Literatur als julisch angesehene *Halobia styriaca* zugeordnet. Die „Bicrenatus-Zone“ (MOJSISOVICs, 1892) wird der „Rutherfordi-Zone“ (TOZER, 1965) gleichgesetzt, für den „Haloriten-Horizont“ wird eine Parallelisierung mit der nordamerikanischen „Columbianus-Zone“ für wahrscheinlich gehalten. Im Obenor wird die „Rhabdoceras suessi-Zone“ (TOZER, 1967) anstelle von „Pinacoceras metternichi-Zone“ bevorzugt. Die Eignung von *Pinacoceras metternichi* als Leitfossil wurde auch wegen der praktischen Identität mit dem mittelnorischen *P. parma* bezweifelt (ZAPFE, 1968). Als sevatische Spaltenfüllungen erwiesen sich MOJSISOVICs' „Zone des *Cladiscites ruber*“ und „Zone des *Sagenites giebeli*“.

⁴) Man vergleiche dazu die Stellungnahme von TOZER in diesem Band (Definitions and limits of Triassic stages etc.). Er tritt für die Gleichalterigkeit und Vereinigung von „Cordevol“ und Jul ein. Auf der beiliegenden Tabelle wurde trotz der bereits verschiedentlich geäußerten Bedenken der Begriff des „Cordevol“ noch beibehalten und Änderungen bis zum Vorliegen unmittelbarer Untersuchungsergebnisse aufgeschoben. Die Problematik des durch die „spät-ladinische Hebung“ oft komplizierten ladinisch-karnischen Grenzbereichs (LEUCHS u. MOSEBACH, 1936) würde durch den Wegfall des „Cordevol“ entschärft werden.

Die „*Sirenites Argonautae*-Zone“ des Pötschenkalkes erkannte TOZER (1971, S. 1020) als mittelnorische Fauna. Der Gesamtumfang des Pötschenkalkes ist aber zweifellos größer (Funde von *Monotis salinaria*, *Halobia styriaca* usw.). — Völlig problematisch geworden ist durch neue Befunde die Stellung des Rhät als selbständige Hauptstufe der alpinen Trias.

Der Verfasser ist mit diesen Fragen schon vor längerer Zeit konfrontiert worden im Zusammenhang mit dem stratigraphischen Alter des Dachsteinriffkalkes, im speziellen Fall des Gosaukammes (Dachsteingebiet, OÖ.). An der Verzahnung des Riffkalkes mit den Zlambach-Mergeln als Beckenfazies möchte der Verfasser, trotz später entdeckter tektonischer Komplikationen in diesem Gebiet, weiterhin festhalten (ZAPPE, 1960; 1967, S. 27). Aufgrund des Fossilinhaltes (u. a. *Monotis salinaria*) und der Verzahnung mit den damals als rhätisch geltenden Korallen-Mergeln der Zlambach-Schichten wurde dem Riffkalk ein norisch-rhätisches Alter gegeben. Merkwürdig war dabei von Beginn an, daß typische obernorische Ammoniten (u. a. *Rhabdoceras suessi*) bis in hohe Lagen des Riffes gefunden wurden. Ganz ähnliche Beobachtungen machte ZANKL (1969) im Dachsteinkalk-Riff des Hohen Göll. Es schien zunächst, als ob norische Faunenelemente noch in das Rhät überleben würden. Das rhätische Alter des Riffkalkes hat bald Kritik gefunden. Zunächst hat PEARSON (1970) nachgewiesen, daß so gut wie alle „Rhät“-Brachiopoden auch im Nor vorkommen und daß somit den Brachiopoden des Riffkalkes (ZAPPE, 1965, 1967) für rhätisches Alter keine Beweiskraft zukommt. Schließlich hat KRYSZYN (1972) im obersten Riffkalk des Gosaukammes norische Conodonten nachgewiesen (allerdings handelt es sich um dieselbe Conodonten-Fauna, die MOSHER [1968] aus dem Niveau des *Choristoceras marshi* beschrieben hat!). Damit wäre das Rhät aus dem Riffkalk, aber auch aus den Zlambach-Schichten verschwunden.

1967 hat TOZER das Rhät auf die „Zone des *Choristoceras marshi*“ beschränkt und damit in den alpinen Profilen auf einen ganz geringen Anteil des bisherigen Umfangs eingeeengt. Schon damit wäre dem Rhät als selbständige Hauptstufe der Trias weitgehend der Boden entzogen. Dazu kommt die von WIEDMANN (1972, S. 602) im Zuge einer Revision der Gattung *Choristoceras* geäußerte Vermutung, daß *Choristoceras marshi* und *Rhabdoceras suessi* in den Zlambach-Schichten gemeinsam vorkommen. Andererseits hat MOSHER (1968, S. 946) norische Conodonten im Niveau des *Choristoceras marshi* im klassischen Profil des Kendelbachgrabens (Osterhorngruppe) nachgewiesen. URlicHS (1972) hat *Rhabdoceras suessi* verhältnismäßig hoch im Rhätprofil der Weitloferklamm bei Kössen, Tirol, gefunden (höher als *Rhaetavicula contorta*!). Dazu kommen in letzter Zeit neue Funde in den Kössener Schichten Tirols⁵⁾. Wenngleich zu dieser Frage noch Detail-Untersuchungen ausstehen, so muß doch damit gerechnet werden, daß eine selbständige Hauptstufe „Rhät“ im bisherigen Sinn nicht aufrechterhalten werden kann⁶⁾. Es wird damit ein alter Gedanke von KITTL wieder aktuell (1903, S. 22): „Es entsteht dadurch die Frage, ob die Kössener Schichten nicht etwa nur eine besondere Facies der obersten norischen Schichten . . . darstellen.“⁶⁾

Die vom Verfasser (ZAPPE, 1967) diskutierte Möglichkeit, das Sevat mit dem Rhät zu vereinigen und den alten Namen Rhät so als Hauptstufen-Namen der Trias zu erhalten, hat abgesehen von WIEDMANN (1972) keine positive Aufnahme gefunden. Der Verfasser würde es auch jetzt noch für möglich halten, das Rhät als einen der ältesten stratigraphi-

⁵⁾ Vgl. den Beitrag von KRYSZYN in diesem Band („Probleme der biostratigraphischen Gliederung der alpin-mediterranen Obertrias“).

⁶⁾ Vgl. den Beitrag von FABRICIUS in diesem Band („Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies“). Er wünscht nur den Begriff „Rätische Fazies des Obenor“ beizubehalten.

schen Begriffe der alpinen Trias durch Übereinkommen aufrechtzuerhalten. Ein wirkliches Hindernis würde sich nur ergeben, wenn die Kössener Schichten nicht nur das Sevat, sondern auch tiefere Unterstufen des Nor umfassen würden. Offen ist schließlich noch die Frage, ob es nicht gelingt, *Choristoceras marshi* auch in tieferen Lagen nachzuweisen als in dem bekannten Profil des Kendelbachgrabens.

Wie nun immer die Entscheidung fallen wird — wahrscheinlich ist der bedauerliche Verlust des Rhät als stratigraphischer Name —, so stellt die beiliegende Tabelle wohl nur einen ganz vorübergehenden Zustand dar. Das Rhät als „Zone des *Choristoceras marshi*“ im Sinne von TOZER (1967) ist noch beibehalten, obwohl bereits Vorschläge zu einer anderen Lösung des „Nor/Rhät-Problems“ in Diskussion stehen. Man wird erwarten dürfen, daß dieses, wie auch andere der oben skizzierten stratigraphischen Probleme der alpin-mediterranen Trias in den nächsten Jahren, vielleicht aber auch schon früher eine Klärung finden werden und damit eine Revision des auf der Tabelle dargestellten Schemas notwendig machen.

Literatur*)

- ASSERETO, R. (1969): Sul significato stratigraphico della „Zona ad Avisianus“ del Trias medio nelle Alpi. — Boll. Soc. geol. ital., 88 (1), pp. 123—145, 2 figg., 1 Tab., Roma.
- (1971): Die *Binodosus*-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. — Sber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-nat. Kl., Abt. I, 179, S. 25—53, 5 Abb., Wien.
- DIENER, C. (1921): Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. — Sber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-nat. Kl., 135, S. 73—101, 1 Abb., Wien.
- HOLSER, W. T. & R. KAPLAN (1966): Isotope Geochemistry of Sedimentary Sulfates. — Chemical Geology, 1, pp. 93—135, 8 figs., Amsterdam.
- KITTL, E. (1903): Geologische Exkursionen im Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). — 9. Intern. Geol. Kongreß, Exkursionsführer IV, 118 S., 8 Abb., Wien.
- KLAUS, W. (1955): Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. — Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., 105 (1953), S. 776—788, 3 Abb., 2 Taf., Hannover.
- (1963): Sporen aus dem südalpinen Perm. Vergleichsstudie für die Gliederung nordalpiner Salzserien. — Jahrb. Geol. Bundesanst., 106, S. 229—361, 38 Abb., 20 Taf., Wien.
- (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft G, S. 288—292, 1 Abb., Wien.
- KOZUR, H. (1973): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 3, S. 1—30, 3 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Innsbruck.
- KRYSTYN, L. (1972): Conodonten im Dachstein-Riffkalk (Nor) des Gosaukamms (Salzburg). — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-nat. Kl., Jg. 1972, S. 51—54, 1 Abb. Wien.
- (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. Bundesanstalt., Jg. 1973, S. 113—153, 7 Abb., 5 Taf., Wien.

*) Umfassende Übersichten über die stratigraphische Trias-Literatur des letzten Jahrzehntes finden sich bei TOLLMANN (1972) und ZAPPE (1973).

- KRYSZYN, L., SCHÄFFER, G. & W. SCHLAGER (1968): Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätter Kalke des Salzkammergutes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-nat. Kl., Jg. 1968, S. 329—332, Wien.
- (1971): Der Stratotypus des Nor. — Annal. Inst. Geol. Publ. Hung., 54, S. 607—629, 7 Abb., Budapest (1969).
- (1971a): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 137, S. 284—304, 9 Abb., Stuttgart.
- KRYSZYN, L. & W. SCHLAGER (1971): Der Stratotypus des Tuval. — Annal. Inst. Geol. Publ. Hung., 54, S. 591—605, 5 Abb., Budapest (1969).
- KRYSZYN, L. & W. SCHÖLLNERBERGER (1972): Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. In: Exkursionsführer 42. Jahresversammg. Paläont. Ges. in Graz, S. 61—106, 7 Abb., 1 Tab., Graz.
- LEUCHS, K. & R. MOSEBACH (1936): Die spätladinische Hebung. — Zentralb. f. Min. etc., 1936, Abt. B, S. 1—12, Stuttgart.
- MOJSISOVICS, E. v. (1892): Die Hallstätter Entwicklung der Trias. — Sber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-nat. Kl., 101, S. 769—779, Wien.
- (1905): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-ungar. Monarchie. „Ischl und Hallstatt“. S. 1—60, Wien.
- MOSHER, C. (1968): Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their Correlation. — J. Paleont., 42, pp. 895—946, 14 figs., 6 pls., Tulsa (Oklahoma).
- PEARSON, D. (1970): Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. — Quart. Journ. Geol. Soc. London, 126, pp. 125—150, 3 figs., London.
- PLÖCHINGER, B. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. Bundesanst.).
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. — Geol. Rundschau, 59, S. 289—308, 8 Abb., Stuttgart.
- ROSENBERG, G. (1959): Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jahrb. Geol. Bundesanst., 102, S. 477—479, 3 Tab., Wien.
- SUMMESBERGER, H. & L. WAGNER (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). Geologische Beschreibung des Profiles von Großreifling (Steiermark). — Annal. Naturhist. Mus. Wien, 76, S. 515—538, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — Neues Jahrb. Geol. Paläont. Monatshefte, S. 270—299, 3 Abb., Stuttgart.
- (1972): Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 65—113, Innsbruck.
- (1972a): Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 64, S. 173—208, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- TOZER, E. T. (1965): Upper Triassic ammonoid zones of the Peace River Foothills, British Columbia, and their bearing on the classification of the Norian stage. — Can. Journ. Earth Sci., 2, pp. 216—226, 1 fig., Nagoya.
- (1967): A standard for Triassic time. — Canada Geol. Surv. Bull., 146, pp. 103, 10 pls., 23 figs., Ottawa.
- (1971): Triassic time and ammonoids. Problems and proposals. — Canadian Journ. Earth Sci., 8, pp. 989—1031, 1 fig., Ottawa.

- SILBERLING, N. J. & E. T. TOZER (1968): Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. — *Geol. Soc. America, Spec. Pap.*, 110, pp. 63, Boulder, Colorado.
- URLICHS, M. (1972): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, S. 661—710, 8 Abb., 4 Taf., Innsbruck.
- WIEDMANN, J. (1972): Ammoniten-Nuklei aus Schlammproben der nordalpinen Obertrias — ihre stammesgeschichtliche und stratigraphische Bedeutung. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, S. 561—622, 21 Abb., 6 Taf., Innsbruck.
- WITTENBURG, P. V. (1908): Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. — *Geol. Palaeont. Abh.*, 12, S. 1—44, 15 Fig., 5 Taf., Jena.
- ZAPFE, H. (1960): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambach-Schichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. — *Verh. Geol. Bundesanst.*, S. 236—241, Wien.
- ZAPFE, H. (1965): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der „erratischen Blöcke“ auf der Falmbergalm bei Gosau, Oberösterreich (Brachiopoda, Scaphopoda, Gastropoda, Cephalopoda). — *Annal. Naturhist. Mus. Wien*, 68, S. 279 bis 308, 1 Taf., Wien.
- (1967): Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich) VIII. — *Verh. Geol. Bundesanst.*, S. 13—27, Wien.
- (1973): Mesozoikum in Österreich (Überblick über die stratigraphische Forschung 1963—1972). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 65, S. 171—216, 9 Abb., Wien.

Tafel 1



Bild 1



Bild 2



Bild 3



Bild 4

Tafel 2

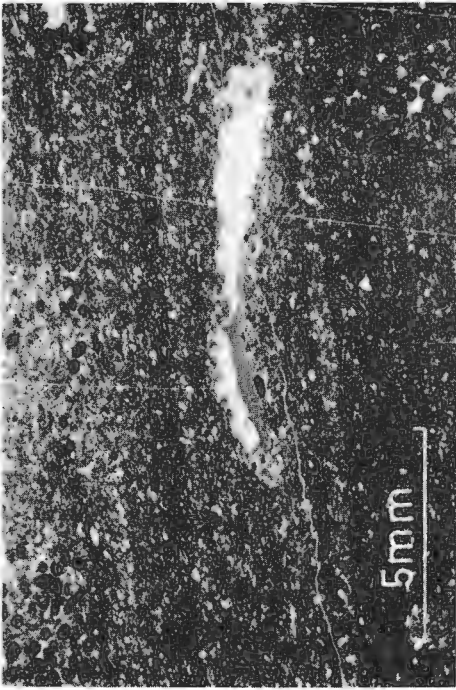


Bild 5

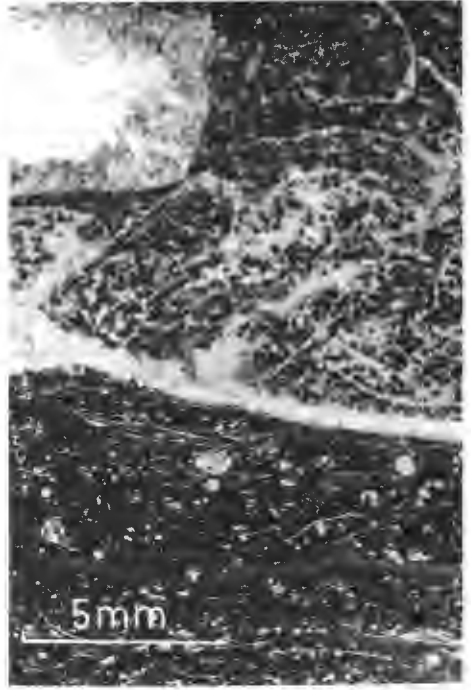


Bild 6

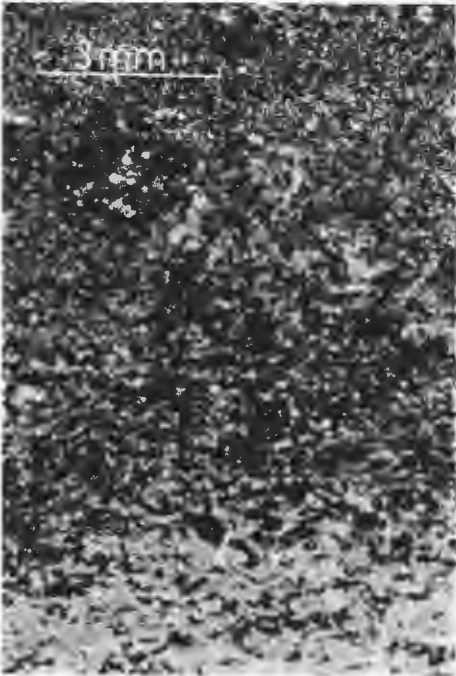


Bild 7

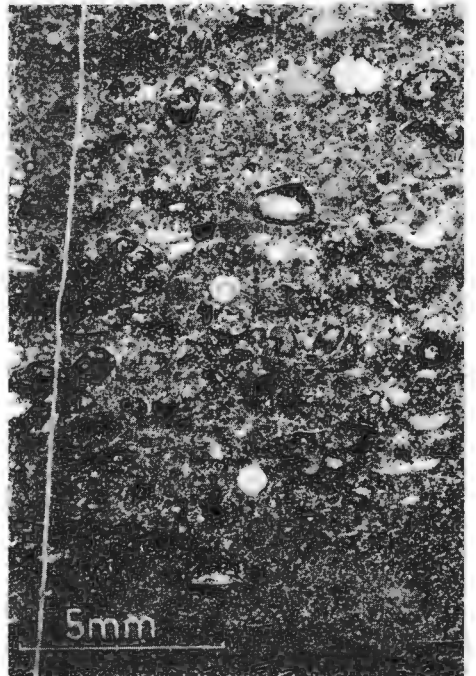


Bild 8

System, Schichtglied, Stufe		BALATON-HOCHLAND BAKONY, ISZKA-BERG	VÉRTES, GERESE, PILIS, BUDAER GEBIRGE	TRIASSCHOLLEN AM LINKEN DONAUUFER	M E C S E K	V I L L Á N Y	B Ü K K - G E B I R G E	RUDABÁNYER - GEBIRGE	G Ö M Ö R E R K A R S T	System, Schichtglied, Stufe	
J U R A		"Dachstein - Lias"	Sinemur: Kalk Hierlatz- kalk		Kohlenkomplex /Hettang/	Mitteljura				J U R A	
O B E R S T E R	Rhät	"Dachstein - "Kössener Schichten" Kalk"	"Dach- stein- kalk"		Karolinavölgyer Sandstein					Rhät	
	Nor	"Haupt- dolom- mit"	"Haupt- dolom- mit"	"Dachstein- kalk"					"Hallstätterkalk"	Nor	
	Karr.	Tuval	Sándorhegyer Kalk Mergel mit Nucula und Lima	Remetehe- gyer Kalk Fazekashe- gyer Kalk		Nézsauer Kalk				Szöllös- ardóer Kalk	Tuval
		Jul	Kalke mit Trachyceras austriacum Estherienmergel	Dolom. d. Apáthy-F. Mátyáshegyer Dolomit		?				?	Jul
	Ladin.	Cordevol	Füredner Kalk s. l.	Mátyáshegyer Kalk		Annulaten- Dolomit?	Kantavärer Schichten				Cordevol
		Langobard	Tridentinus - Kalk "Posidonienschiefer" "Pietra verde"	?		?					Langobard
		Fassan	Reitzi - Schichten = "Buchensteiner Schichten"	Annulaten- Dolomit		?	Mánfaer Siderit	Templomhe- gyer Dolomit	Südbükker Kiesel- schiefer	Wettersteink. Szalonnaer Quarzporphyr	Fassan
	Anis.	Illyr	"Reiflinger Kalk" = "Trinodosus - Zone"	?			Trigonoduskalk				Illyr
		Pelson	"Recoaro - Kalk"				Kozárner Kalk				Pelson
		Hydasp	"Alpiner Muschelkalk" Megyehegyer Dolomit				Dömörkapuer Kalk	Zuhányner Kalk	Szent Istvánhegyer Porphyritkomplex	"Wettersteinkalk"	Hydasp
Unter- Werfen	Campil	Ober	Iszkahegyer Kalk		Bertalanhegyer Kalk	Tenkésner Kalk	Hámorer Dolomit	Gutensteiner Kalk und Dolomit	Ober		
		Mittel	Aszóföner Dolomit	"Campiler Schichten"	Tubésner Kalk	Gyüder Dolomit	"Wettersteindolomit"	"Gutensteiner Kalk und Dolomit"	Mittel		
	Unter	Tirolitenmergel		Lapiser Kalk	"Campiler Schichten"			"Campiler Schichten"	Unter		
	Seis	Ober	Hidegküter Sandstein		Báránytetőer Kalk	"Seiser Schichten"	Ablakoskővölgyer Schichten	"Campiler Schichten"	Ober		
		Unter	Arácsner Mergel	"Seiser Schichten"	Vöröshegyer Dolomit			"Seiser Schichten"	Unter		
OBERPERM	Roter Sandstein	Dolomit, Gyps, Aleurilit		Viganvärer Kalk	Jakabhegyer Sandstein	Mariner Kalk und Dolomit	?	?			
Gesamtmächtigkeit der Triasfolge /m/		2300	>2000		~ 2000	800	3500	> 1200	1200	Gesamtmächtigkeit der Triasfolge /m/	

STRATIGRAPHISCHE TABELLE DER SÜDALPINEN TRIAS ZUSAMMENGESTELLT VON G.PISA

BEGRÜNDET AUF DIE VERÖFFENTLICHTEN UND UNVERÖFFENTLICHTEN ARBEITEN VON R.ASSERETO, SOWIE VON A. BOSELLINI, P.CASATI, M.GAETANI, P.LEONARDI, M.NARDIN, J.PIA, G.PISA, D.ROSSI.

	VARE SOTTO	LOMBARDIA OCC. VAL BREMBANA-VAL SERIANA	LOMBARDIA OR. VAL CAMONICA	VAL GIUDICARIE	VAL D'ADIGE	DOLOMITI OCCIDENTALI VAL DI FASSA-VAL GARDENA	VAL PUSTERIA (BRAIES DOLOMIT-SEXTENER D.)	DOLOMITI ORIENTALI VAL DI ZOLDO-VAL BOITE	CARNIA OCCIDENTALE VAL TAGLIAMENTO	TARVISIANO	
RHÄT und NOR	Conchodon-Dolomit 0-100 m	Conchodon-Dolomit 70-100 m	Conchodon-Dolomit 210 m	"Corna"		Triasina-Kalk 20 m	Dachsteinkalk	Bunte Kalke, Mergel und Ton	Weisser Kalk mit Neomegalodon-200 m	Dachsteinkalk	Dachsteinkalk
	Campo dei Fiori-Dolomit 0-80 m	Zu-Kalk 250-600 m	Zu-Kalk 1000 m	Zu-Kalk				Conglomerate		Dachstein-Kalk	Dachstein-Kalk
	Hauptdolomit 50-400 m	Riva di sotto Schiefer-ton Zorzino-Kalk 150-300 m	Riva di sotto-Schiefer-ton Zorzino-Kalk 1100 m	100 m Riva di sotto-Schiefer-ton Zorzino-Kalk 150-200 m	Hauptdolomit	Hauptdolomit 250-280 m	Hauptdolomit 1000 m	Hauptdolomit 900-1000 m	Hauptdolomit 1100-1500 m	Bitu-mi-nöser-Dolomit 500-700 m	Hauptdolomit 1000 m
KARN	Bunte Mergel (Raiblersch.) 40-60 m	S. Giovanni Bianco-Schichten 130-300 m	S. Giovanni Bianco-Schichten 120-150 m	S. Giovanni Bianco-Schichten 50 m	Conglomerate und rote Sandsteine (Raibler-Sch.) 20 m	Raibler-Schichten 10-80 m	Plätzwies-Schichten (Raibler-Sch.) 100 m	Gyps Raibler-Schichten 40-200 m	Raibler-Schichten 180-250 m	Torer-Schichten 150 m	
	Geschichtete Dolomite	Gorno-Schichten 120-350 m	Gorno-Schichten 200-400 m	Breno-Kalk 400 m	Dolomite und Bituminöse Dolomite	Ros-Schichten 50 m	Dürrenstein-Dolomit 100-160 m	Raibler-Schichten 100-160 m	Bunter Siltstein 80-100 m	Conzen-Kalk 350 m	
	Kalkschieferzone	Val Sabbia-Sandsteine 200 m	Val Sabbia-Sandst. 150 m	Esino-Kalk 300 m	Pillow-Breccias Basalt	Wengener-Schichten 120 m	Cassianer-Schichten 100-160 m	Cassianer-Schichten 10-70 m	Kalk, Mergel u. Dolomit 80-200 m	Rio del Lago-Schichten 450 m	
LADIN	Obere Meride-Kalk 350 m	Bergamasker Metallifero-Kalk 50-120 m	Lozio-Schiefer-ton 200 m	Wengener-Schichten 150 m	Schlern-Dolomit 400-600 m	Schlern-Dolomit 35-110 m	Wengener-Schichten 500 m	Conglomerate und Sandstein	Wengener-Schichten 300-330 m	Predil-Kalk 200 m	
	Unt. Meride-Kalk 60-100 m	Esino-Kalk 70 m	Esino-Kalk 200 m	Buchenstein-Kalk 60 m	Bänderkalke	Schlern-Dolomit 1000 m	Wengener-Schichten 1000-1500 m	M. Fernazza-Tuffiten "Agglomeraten" und Hyaloclast.	Hyaloclastit 35-100 m	infrarai-bliana 1000-1200 m	
	Dolomitisch-Bank	Buchenstein-Kalk 75 m	Buchenstein-Kalk 60 m	Buchenstein-Kalk 80 m	Dolomit	Buchenstein-Schichten 20 m	Buchenstein-Schichten 100 m	Buchenstein-Schichten (mit "pietra verde") 130 m	Buchensteiner-Schichten 18-30 m	infrarai-bliana 1000-1200 m	
ANIS	Grenzbitumenzone 55 m	Prezzo-Kalk 18 m	Prezzo-Kalk 60-120 m	Prezzo-Kalk 70 m	"Sarl-Dolomit" 250 m	"Sarl-Dolomit" 40-130 m	Peres-Schichten 150-400 m	Schwarze Mergel mit Daonella 40 m	M. Tiarfin-Kalk 150-320 m	Kaltwasser-ignimbriten 50-250 m	
	S. Giorgio-Dolomit und Diploporen-Dolomit	Angolo-Kalk 200-300 m	Oberer Angolo-Kalk 250 m	Oberer Angolo-Kalk 150-450 m	Calclutite und Sandige Mergel	Sandsteine, Siltsteine, Mergel-Kalk (Gracilis-Schichten) 10-40 m	Dont-Kalk 40-220 m	Bivera-Schichten 12-20 m	Bivera-Schichten 10-21 m	Buchensteiner-Schichten 250-300 m	
	Untere Dolomit	Unterer Angolo-Kalk 250 m	Unterer Angolo-Kalk 250 m	Unterer Angolo-Kalk	Richthofensches-Konglomerat 15-20 m	Richthofensches-Konglomerat 6-10 m	Dont-Kalk 40-140 m	Dont-Kalk 40-220 m	Dont-Kalk 8-10 m	Ugowitzer Breccie Cucco-ceras-Kalk	
SKYTH	Servino 120 m	Bovegno-Carniola (Rauwacken) 50 m	Bovegno-Carniola (Rauwacken) 60-90 m	Bovegno-Carniola (Rauwacken) 30 m	Bovegno-Carniola	Bovegno-Carniola	Badia-Schichten	Badia-Schichten	Badia-Schichten	Badia-Schichten	
	Spat. Smith. Din. Griesb.	Obere pelitische Schichten 100 m	Obere pelitische Schichten 120 m	Campiler-Schichten 150 m	Werfener-Schichten 250-340 m	Werfener-Schichten 240-300 m	Campiler-Schichten	Campiler-Schichten	Campiler-Schichten	Campiler-Schichten	
	Unt. arenitische Schichten	Untere arenitische Schichten	Untere arenitische Schichten	Untere pelitische Schichten	Siusi-Schichten	Siusi-Schichten	Siusi-Schichten	Siusi-Schichten	Siusi-Schichten	Siusi-Schichten	
"THURINGIEN" "SAXONIEN"	Verrucano lombardo	Verrucano lombardo	Verrucano lombardo	Grödener-Sandstein	Grödener-Sandstein	Grödener-Sandstein	Grödener-Sandstein	Grödener-Sandstein	Grödener-Sandstein	Grödener-Sandstein	

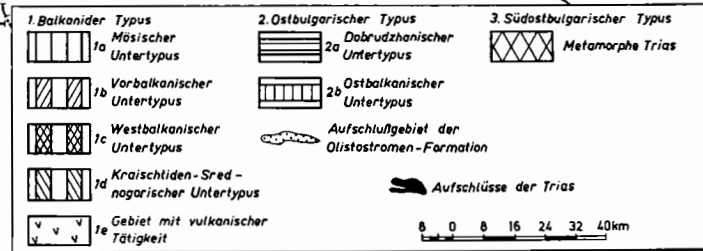
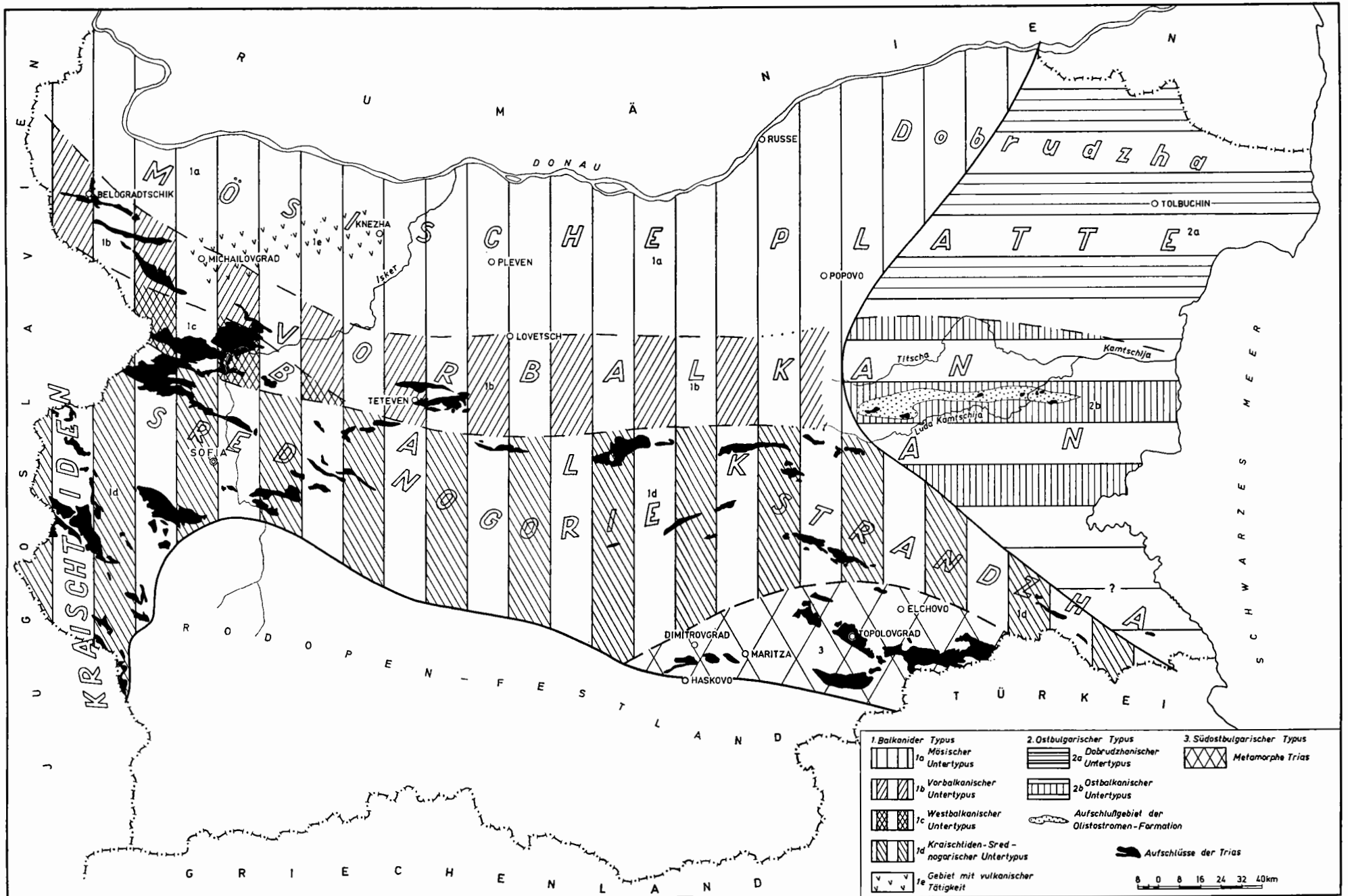
"mud-flat" und Evaporit-Fazies der Bellerophon-Sch.
 "mud-flat"-u. "tidal-flat"-Fazies der Werfener-Sch.
 marine Fazies der Bellerophon (Bellerophon-Kalk) und Werfener-Schichten
 Evaporit-Fazies
 Mittel triadische Flachwasser-Fazies (Riff-Fazies Auct.)
 Ober triadische Flachwasser-Fazies
 Eruptiva

Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias

(nach Arbeiten von ASSERETO, BOSELLINI, CASATI, GAETANI, LEONARDI,
NARDIN, PIA, PISA und ROSSI)

Von GIULIO PISA*)

*) Dr. G. PISA, Istituto di Geologia e Paleontologia, Via Zamboni 67, Bologna, Italia.



1. Balkanider Typus

2. Ostbulgarischer Typus

3. Südostbulgarischer Typus

1a. Mösischer Untertypus

1b. Vorbalkanischer Untertypus

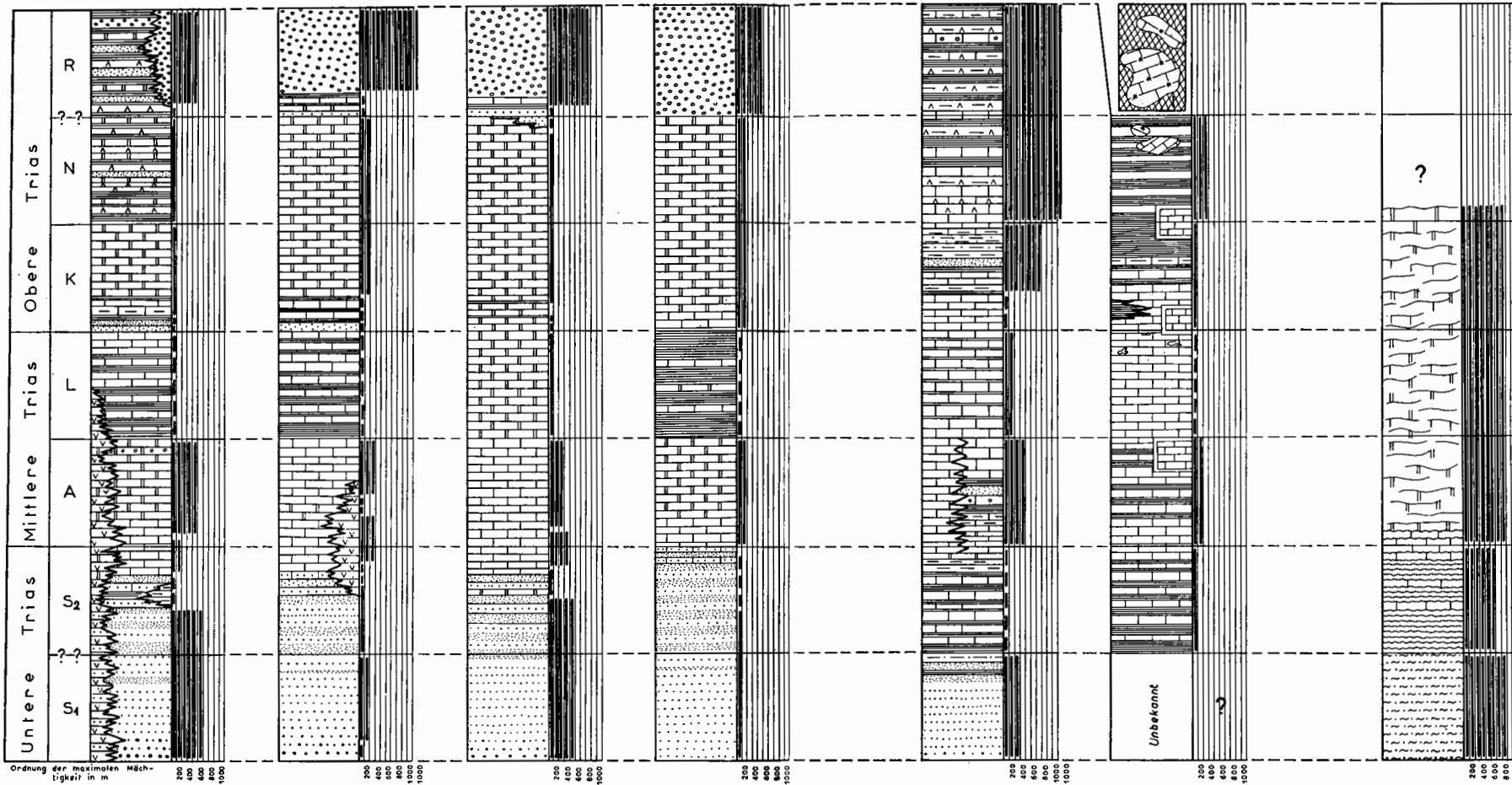
1c. Westbalkanischer Untertypus

1d. Kraischiden-Srednogerischer Untertypus

2a. Dobrudzhanischer Untertypus

2b. Ostbalkanischer Untertypus

Metamorphe Trias



Ordnung der maximalen Mächtigkeit in m

- Kalke
- Kalke mit Anhydrit
- Tonige Kalke
- Aleuritische Kalke
- Sandige Kalke
- Kalke mit Flint
- Korallen Kalke
- Klastische Kalke

- Dolomite
- Klastische Dolomite
- Dolomite mit Anhydrit
- Aleuritische Dolomite
- Sandige Dolomite
- Dolomite mit Vulkanoklasten

- Argillite
- Argillite mit Anhydrit
- Sandige Argillite
- Sandige Mergel
- Mergel

- Aleuralite
- Fein geschichtete Aleuralite
- Sandsteine
- Fein geschichtete Sandsteine
- Karbonat - Konglomerate
- Polygene Konglomerate
- Vulkanoklastische Gesteine

- Marmore
- Dolomitische Marmore
- Glimmerige Marmore
- Glimmerschiefer, Granat-Biotit-Schiefer, Amphibolite
- Blastopsammilische Gneife
- Blastopsephytische Gneife

BIOSTRATIGRAPHISCHE TABELLE

TAB. 1

		ALPEN Obertrias sensu L. KRZYSTYN 1973 Mitteltrias sensu R. ASSERETO 1971	AMMONITEN FAUNEN IN DEN WESTKARPATEN					
			GEMERICUM Slowak. Karst Murán Plateau Kleine Karpaten	HRONICUM (CHOČ DECKE) Nied. Tatra Gr. Fatra Strážov G. Kl. Karpaten				
NOR	RHAET	CHORIST. MARSHI						
	SEVAT	RHABDOCERAS SUESSI	Cyclonellites sp. Pefipleurites boeckhi R. Stuerzenbaumii Cyclonellites annulatus C. arduini	"Rhaetites" cf. rhaeticus	Rhaetina gregaria Rhaetavicula contorta Triad. gregariaeformis	Diplop. phanaerospora Heteropora crossei Dipl. pora muranica	Invol. tumida Triasina hantkeni Trochol. permodiscoides	
	ALAUZ	1	„HALORITEN HORIZONT“			Monotis salinaria		
		2	CYRTOBICRENATUS	Arcestes cf. intusabiatas, Drepanites cf. marsyas, Arc (Stenarces) diogenis Cladiscites cf. tornatus Placites sp		Rhaetina piriformis „Rhynchon“ aff. fissicostata Oxycolpella cfoxycolpos		2
		3	JUVAVITES MAGNUS					
		2	MALAYITES PAULCKEI				Heteroporella carpatica Gyropor. vesiculif.	Invol. tumida sin oberhaus. Invol. muranica
		1	MOJSISOVICSI. KERRI			Halobia styriaca		
	KARN	TUVA	3	ANATROPITES-BEREICH	Anatomites aff. fischeri Megaphyll. jarbas jarbasides, Placites placodes Sirenit. (Sirenites) cf. senticosus, Megaph. jarbas			
			2	TROPITES SUBBULLATUS	Discotropites quinquepunctatus Paratropites phoebus, Hoplotropites sp. Tropites sp.		Labalia suessi	
		JUL	1	?			Neomegal. triquetrum pannonicum	
2			TRACHY. AONOIDES		Carnites floridus Monophyllites simonyi, Trachyceras sp. Monophyllites aonis	Halobia rugosa	Macroporella sturi Uragiella supratriassica Poikiloporella duplicata	Trochol. multispira
3			TRACHYCERAS AON					Invol. sin. pragsoides Invol. sinuosa sinuosa Agath. austroalpina Glomospira sp.
LADIN	FASSAN	3	PROTRACH. ARCHELAUS				Teutloporella herculea	
		2	PROTRACH. CURIONII				Diploporella annulata	
		1	PROTRACHY. REITZI	Gymnites sp., Longobardites sp., Disco- plych. evolvens Flexopt. flexuosus	Beyrichites (Beyrich) cf. reuttensis Longobardites (Longob.) cf. zsigmondyi Paraceratites multinodosus Flexoptychites sp. Judicrites prazzanus Semiornites sp. Longobardites sp.	Daonella indica, D. tyrolensis Cruratulla sp. div.		
ANIS	ILLYR	3	APLOCOCER. AVISIANUS	Flexopt. flexuosus, Orthoc. campanile, Disco- plychit. megalodiscus, F. acutus			Dipl. annulatissima	Diplotr. astrofimbriata Citebella aff. dinarica
		2	PARACER. TRINODOSUS	Flexoptych. acutus		Piarorhynchia trinodosi	Physop. praealpina Physop. pauciflorata Favoporella sp. Oligoporella pilosa Diplop. hexaster D. subtilis Physop. varicans	
		1	„PARACER. BINODOSUS“	Acrochordiceras sp., Beyrichites sp., Danubites sp. Arthaberites alexandriae Flexopt. flexuosus Ceratites sp.	Semiornites cf. cordevolicus Paraceratites sp. Beyrichites (Beyrich) cf. cadoricus Norites dieneri	Decurtella decurtata	Macroporella alpina Physoporella dissita	Cit. aff. insolita Citebella dinarica Glomospira densa
KYT	CAMPIL		Tirolites cassianus	Tirolites cassianus				
					Claraia clara			

		G E M E R I C U M				H R O N I C U M (CHOČ-DECKE)			
		Slowakischer Karst	Murán Plateau	Stratens Geb.	Kleine Karpaten	Niedere Tatra	Grosse Fatra	Strázov Geb.	Kleine Karpaten
RHAET		?	?	?	?	?			
N O R	SEVAT	ZLAMBACH SCH.	Heterop. crosi Diplop. muranica CP Bleskový pram Diplop. phanaerosp	Rhaet. vic. comorita Heterop. crosi Diplop. muranica	Het. sp. Dip muranka	KÖSENER SCH. FAUNA Hybe			
		HALLSTÄTT. KALK	Monotis salinaria	DACHSTEIN KALK M. salinaria	DACHSTEIN-KALK	HAUPT DOLOMIT			
	LAC	1	FURMANECK KALK	Heterop. carpatica CP Javorina	Het. carpatica CP	HAUPT DOLOMIT			
	2	1	HAUPT DOLOMIT	LUNZERSCHICH. ?					
K A R N	TUVAL	1	Halobia styriaca			OPPONITZ KALK Neomegalorion triquetrum pannonicus Poik. duplicata			
		2	CP Šitcká Brezová Poikilop. duplicata	Halobia superba Poikilop. duplicata	CP Tisovec Dedov vrch	HAUPT DOLOMIT			
	JUL	1	URAGELLA SUPRATRÁŠTICA			DUNKLE SCHIEFER Carnites floridus Monoph. simonyi »AON SCHIEFER«			
LADIN	CORDEVOL		Theruclea - Poikilop. duplicata			RAMINGER KALK			
	LANGO-BARD		WETTERSTEIN KALK			REIFLINGER KALK			
	FASSAN		Teutlop. herculea	Teutlop. herculea	D. annulata	REIFLINGER KALK			
ANIS	ILLYR		D. annulata CP Kečovo	CP Štit - Zakázané SCHREYERALK KALK	Diplop. annulata	Teutlop. herculea	CP Ostrý vrch		
	PELSON		P. trinodosi CP Berc	P. trinodosi CP Berc	D. annulatissima CP Grün				
			Decus, decurtata	CP Čertova dolina DUNKL. HORNT. KALK	Ph. pauciflorata Ph. dssita Ph. pauciflorata Ph. dssita				
SKYTH	CAMPIL	MERGEL MERGELSCHIEFER - KALKE							
	SEIS	BUNTE SANDSTEIN-TONSCHIEFER							
QUARZITE-SANDSTEINE									

DIE MEDITERANE TRIAS RUMÄNIENS

V. MUTIHAČ u. I. PREDA

		A PUSENI GEBIRGE				SÜD-KARPATEN	OST KARPATEN			NORD DOBRUDSCHA
		BIHOR-AUTOHTON	CODRU-GİRDA	DIEVA-FERICE	MOMA-VASCAU		BUKOVINISCHE-SERIE	TRANSILVANISCHE SERIE	BRAȘOV-ZONE	
LIAS		Quarzsandsteine	Ton, mergelige Schiefer	Tonschiefer	Sandsteine	?	Adneter Kalk		Sandsteine mit <i>Tropidoceras masseanum</i>	
RHÄT			<i>Thecosmia clathrata</i> , <i>Rhaetavicula conlorta</i> Tonschiefer u. schwarze Kalksteine	<i>Zugmayerella kosseniensis</i> , <i>zeilleria austriaca</i> u. a. schwarze Kalksteine			Kalksteine mit: <i>Rhaetina gregaria</i> , <i>Zugmayerella kosseniensis</i> , Schwarze Kalksteine mit: <i>Megalodonten</i>		Nalbantschichten (Flyschformation)	
NOR			Tonschiefer, Sandsteine u. Dolomite mit Kalkstein zwischenlagerungen (Karpatenkeuper)	Dolomite u. Tonschiefer u. Kalksteine mit <i>Megalodonten</i> Massige Kalksteine mit: <i>Thamnastrea rectilamellosa</i> , <i>Halobia eximia</i> , <i>H. distincta</i> , <i>Halorella Fedata</i> , <i>H. ancile</i>	Massige Korallenkalke mit <i>Megalodonten</i>		Kalkmergel mit: <i>Monotis salinaria</i> Rote und weisse Kalksteine mit: <i>Megaphyllites obolus</i> , <i>Piacites myophorum</i> , <i>P. polydactylus</i> , <i>Monotis haueri</i> , <i>M. salinaria</i>		Sandsteine mit Tonschieferlagen <i>Halobia</i> sp.	
KARN	CORDE VOL. TUVAL		Ton u. Mergelschiefer <i>Cardia gumbeli</i> , <i>Halobia striatissima</i> , <i>H. szontaghi</i> , <i>H. styriaca</i>		Massige Kalksteine mit: <i>Paratropites satyrus crassus</i> , <i>Megaphyllites humilis</i> , <i>Arcestes bicornis</i> , <i>Piacites myophorum</i>		Rote Knollenkalksteine mit: <i>Trachyceras aon</i> , <i>T. purcatum</i> , <i>Jovites dacus</i> , <i>Megaphyllites jarbas</i> , <i>Joannites stefanesculi</i> , <i>J. klipsteini</i> u. a. Massive Kalksteine mit <i>Halobia styriaca</i> , <i>H. tropitum</i> .		<i>Cladiscites diuturnus</i> Mergel u. Mergelkalksteine mit: <i>Halobien</i> (Halobien schichten) <i>Monophyllites</i> sp., <i>Sageceras haidingeri</i> , <i>Halobia fluxa</i>	
LADIN	FASAN LANGO-BARD		Geschichtete, knollige Kalksteine Mergelige Schiefer <i>Daonella tarameii</i> , <i>D. hungarica</i>		Massige Kalksteine mit: <i>Pinacoceras rex</i> , <i>Joannites joannis austriacae</i> , <i>Megaphyllites jarbas</i> , <i>Halobia styriaca</i> , <i>Halobia austriaca</i>		Kalksteine mit <i>Halobien</i>		Geschichtete, manchmal knollige Kalksteine mit <i>Silexiten</i>	
ANIS	ober mittler unter	Weisse, massive Kalksteine mit: <i>Diplopore annulata</i> , <i>D. annulata dolomitica</i> , <i>D. philosophi</i> , <i>Enerinus cassianus</i> , <i>Daonella tridentina</i> u. a. Dolomite Schwarze Plattenkalksteine mit: <i>Meandrospira dimarica</i> , <i>Physoporella dissita</i> , <i>Ph. cf. pauciforata</i> , <i>Oligoporella</i> , u. a.	Dolomite und Kalksteindolomite		Weisse Kalksteine mit: <i>Physoporella pauciforata sulcata</i> , <i>Ph. dissita</i> , <i>Omphalotrypa eximia</i> , <i>Diplopore subtilis subtilis</i> , u. a. Dolomite	Schwarze Kalksteine	Massige Dolomite		<i>Megaphyllites jarbas</i> , <i>Proarcestes ausseanus</i> , <i>Clonites catharinae</i> , <i>Trachyceras aon</i>	
WERFEN	SEIS CAMPIL	Plattendolomite: <i>Costatoria costata</i> , Tonschiefer u. Siltite mit: <i>Triadispore crassa</i> , <i>Taenisporetites novimundi</i> etc. Rote Quarzsandsteine Konglomerate	Dolomite Rote Tone Konglomerate und Quarzsandsteine		Sandige Dolomite mit: <i>Costatoria costata</i>	Dolomite <i>Costatoria costata</i> Quarzkonglomerat	Kalksteine u. Dolomite <i>Costatoria costata</i> <i>Naltria costata</i> Kalksteine u. Dolomite <i>Claraia clarae</i> , <i>Naltria costata</i> , Konglomerate	Rote Kalksteine mit: <i>Gymnites</i> , <i>Flexoptychites</i> , <i>Paraceratites</i> . Rötliche u. graue Kalksteine mit: <i>Diplopore helvetica</i> , <i>Oligoporella pilosa pilosa</i> , <i>Physoporella</i> , Schwarze Kalksteine Kalksteine u. Dolomite	<i>Daonella lomelli</i> , <i>Proarcestes brandei</i> , <i>Trachyceras coronense</i> Massive, weisse Kalksteine	
PERM		Brekzien u. Konglomerate	Rote Sandsteine			Quarzkonglomerat	Kristallinschiefer		<i>Atractites pussilus</i> , <i>Flexoptychites acutus</i> , <i>Ptychites pauli</i> , <i>Ptychites reductus</i> , <i>Gymnites bosnensis</i> , <i>Sturia farajulensis</i> , <i>Sturia sansovinii</i> , <i>Acrochordiceras halili</i>	

Basische Eruptionen

Kalkstein, weisse-rötliche oft knollige Kalkdolomite

Gondolella momburgensis

Plate I

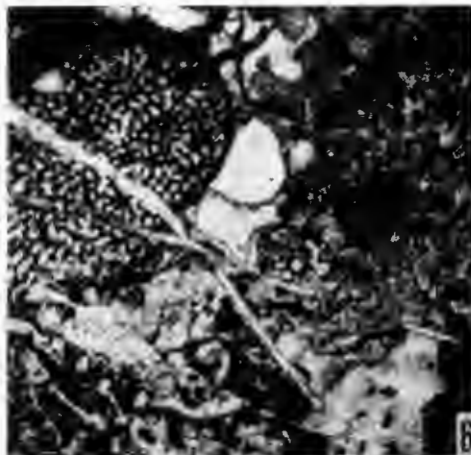
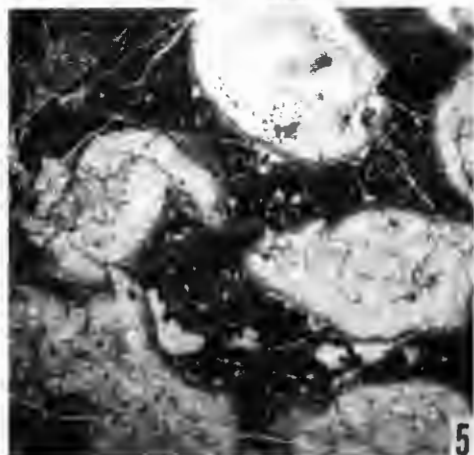
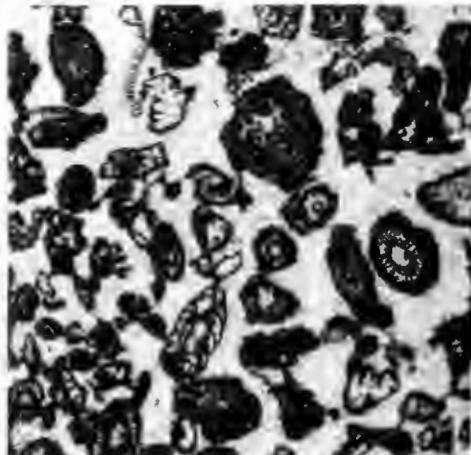
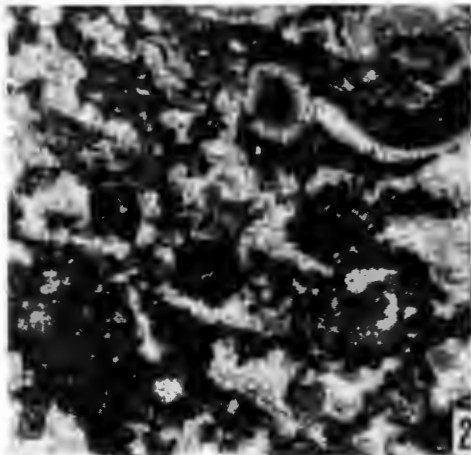


Plate II

