

Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys*)

Von RAINER BRANDNER**)

Mit 25 Abbildungen

*Trias
Tethys
Ostalpen
Südalpen
Germanische Triasfazies
Pazifik
Geodynamik
Triastektonik
Subsidenz
Meeresspiegelschwankungen*

Inhalt

Zusammenfassung	435
Summary	436
1. Einleitung	436
2. Der westliche Tethysraum zur Triaszeit	437
3. Zyklischer Sedimentationsablauf	440
3.1. Epikontinentale Triasfazies	440
3.2. Alpin-mediterrane Triasfazies	443
3.3. Orogenetisch beeinflusste Ablagerungsräume der Trias	446
3.3.1. Tethysnordrand	446
3.3.2. Der zirkumpazifische Raum	449
4. Isostatische und taphrogenetische Subsidenz	450
4.1. Subsidenz von der Sedimentationsrate kontrolliert (isostatische Subsidenz)	452
4.2. Beispiele für taphrogenetische Subsidenz	453
4.3. Subsidenz und zyklische Sedimentation im Wettersteinlagunenkalk und anderen cordevolischen Karbonatplattformen; Zusammenhänge zwischen Subsidenz und Regressionen	455
5. Bedeutende tektonische Ereignisse	460
5.1. Montenegrinische Phasen	460
5.1.1. Orogenese oder Taphrogenese?	460
5.1.2. Räumliche Verbreitung der anisischen Hebungszonen	463
5.2. Bemerkungen zu den tektonischen Bewegungen des Ladin-Karn (Labinische Phasen) und zum Vulkanismus	465
6. Korrelation relativer Meeresspiegelschwankungen und tektonischer Ereignisse im westlichen Tethysraum	467
6.1. Tektonisch induzierte Meeresspiegelschwankungen?	467
7. Schlußbetrachtung	470
Dank	471
Literatur	471

Zusammenfassung

In der Trias des alpin-mediterranen Raumes und der epikontinentalen Randzonen konnten eine Reihe von synchronen Zyklen relativer Meeresspiegelhebungen und -senkungen festgestellt werden. Im tektonisch mobilen, alpin-mediterranen Raum war dies erst nach dem Studium der lokalen Faziesentwicklungen, der Subsidenz und der triassischen Tektonik möglich.

Überregionale Bedeutung haben die beiden langfristigen Transgressions-Regressionen während der Mittel- und Obertrias. Diese werden vor allem am Beginn und am Ende von kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen überlagert, wo-

bei einzelne dieser Ereignisse ebenso über den regionalen Bereich hinaus verfolgt werden konnten. Neben den permoskythischen Meeresspiegelschwankungen sind das z. B. die Transgressionsphase im oberen Skyth, und die Regressionsphasen im Skyth/Anis-Grenzbereich, im Oberanis, mehrere Phasen im Unterkarn und an der Trias/Jura-Grenze.

Die langfristigen Transgression-Regressionen können möglicherweise mit einer gesteigerten Produktion ozeanischer Basalte im pazifischen Raum korreliert werden und so mit einer thermisch bedingten Volumsveränderung des Ozeanbeckens erklärt werden. Bei den kurzfristigen Zyklen wird ein Zusammenhang mit den zu Beginn und am Ende der Triaszeit in großer Zahl vorkommenden isolierten, evaporitischen Becken am Rand der Tethys diskutiert. Die kurzfristigen Regressionen könnten aber auch Ausdruck einer raschen tektonischen Absenkung von Tiefseetrögen im Zuge der rund um den Pazifik vorkommenden Subduktionen sein. Jedenfalls sind die Zyklen sowohl mit den beginnenden Riftphasen als auch mit orogenen Zeiten korreliert.

Die Trias der westlichen Tethys ist Teil einer seit dem Unter-

*) Habilitationsschrift (geringfügig ergänzt) zur Erlangung der Lehrbefugnis an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Leopold-Franzens-Universität zu Innsbruck.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. RAINER BRANDNER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4/2, A-6020 Innsbruck.

perm währenden Periode differentieller Subsidenz mit mehreren Rifttektonik-Phasen. Die NW–SE bis E–W streichenden Senkungströge der Trias sind am Außenrand der Varisziden angelegt und scheinen damit eine variszische Vorzeichnung zu haben. Ebenso werden reliktsche variszische Subduktionsstrukturen und deren Wiederbelebung durch mitteltriadische Tektonik für den orogenen Charakter des starken Vulkanismus der Mitteltrias in den Südalpen verantwortlich gemacht.

Das Westende der Tethys ist mit etwa parallel zum Protoatlantik in NE–SW-Richtung verlaufenden Querstruktur charakterisiert. Diese wurden bereits im Perm angelegt und sind noch weit in das Mesozoikum hinein immer wieder aktiv. Andererseits liegt die westliche Tethys im Vorfeld der vor allem in der Obertrias aktiven Orogenesen am Tethysnordrand. Die Labinischen und Altkimmerischen Orogenphasen dieser Zone beenden die geodynamisch als Übergangsstadium zu wertende Perm-Trias-Periode zwischen der variszischen und alpidischen Ära. Die Neuzeichnung dieser Periode als „Labinische Ära“ soll den Charakter als Übergangsstadium unterstreichen.

Summary

The Triassic of the Alpine Mediterranean realm and the epicontinental area present themselves as the scene of a series of cycles of deepening and shallowing water. The discovery of these cycles in the tectonically active Alpine Mediterranean realm was prompted by a study of the interplay of facies development, subsidence and triassic tectonics.

The long-term cycles of transgression and regression in the Mid-Triassic and Upper-Triassic were found to be of global significance. It has been established that both the initial phase and the final phase of these cycles were superimposed by short-term sea-level changes. Some of these were traced beyond regional boundaries. The short-term sea-level changes occurred during the transgressional phase of the Upper Scythian, the regressional phases of the Scythian-Anisian, the Upper Anisian and during various phases in the Lower Carnian and along the Triassic-Jurassic boundary. The author did not deal with Permo-Scythian sea level changes.

The long-term cycles of transgression and regression may be related to an increase of oceanic basalt production in the Pacific area. Thus these cycles may be found to be the result of thermally induced changes in the volume of the ocean basin.

It is suggested that there exists a relationship between the short-term cycles and the numerous isolated evaporitic basins which formed in the Lower Triassic and Upper Triassic in the marginal zones of the Tethys.

The possibility exists, though, that the short-term regressions would indicate pulses of tectonic lowering of deep sea trenches in the process of subductions which occurred around the Pacific Ocean. In any case, the cycles are definitely related to the initial phases of rifting as well as to orogenic phases.

The Triassic of the Western Tethys proves to be part of a period of different rates of tectonic subsidence with various phases of rift tectonics. This period was initiated in the Lower Permian. The troughs of subsidence which were found to be ranging NW–SE an E–W are located along the margin of the Variscan Belt and thus appear to show a Variscan Pattern. Such relicts of Variscan structures of subduction and their revival by Mid-Triassic tectonics were found to be responsible for the orogenic character of highly active volcanism in the Mid-Triassic of the Southern Alps.

The western end of Tethys is characterized by structures running transversally to the troughs of subsidence, i.e. NE–SW and parallel to the Proto-Atlantic. These structures were found to be dating back to the Permian and to have remained active well into the Mesozoic. By the same token, the western Tethys appears to be situated along the approaches of orogenies along the northern marginal zone where they have been most active in the Upper Triassic. The Permian-Triassic rifting period ended in Labinian and early Kimmerian orogenic phases. It was, in the sense of geodynamics, a phase of transition from the Variscan Era to the Alpidic Era. In naming this period the "Labinian Era", I would like to emphasize its transitory characteristics.

1. Einleitung

In der modernen Erforschung eustatischer Meeresspiegelschwankungen besteht in der Trias eine auffallende Lücke. Ein wesentlicher Grund dafür dürften Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Korrelation der meist sehr komplexen Triasschichtfolgen sein. Zudem besteht über weite Bereiche heute noch wenig Klarheit über synsedimentäre tektonische Ereignisse, die die Sedimentationsabläufe entscheidend beeinflusst haben.

Nach Abschluß des IGCP-Projektes "Triassic of the Tethys Realm", das eine Reihe von stratigraphischen Neuergebnissen im Tethysraum gebracht hat, scheint dem Autor der Zeitpunkt gegeben, anhand der nun wesentlich besser möglichen stratigraphischen Korrelation einen ersten Versuch zu unternehmen, Faziesabläufe in einem weiteren Rahmen einander gegenüberzustellen.

Schon bei einem groben Vergleich von Triasschichtfolgen des alpin-mediterranen Raumes mit solchen des außeralpinen Raumes fallen trotz sehr unterschiedlicher Faziesentwicklungen Gemeinsamkeiten in den Sedimentationsabläufen auf. Leitereignisse wie z. B. mitteltriadische Transgressionen oder die auffallende Regression der unteren Obertrias, die diese Sedimentationsabläufe charakterisieren, müssen also über den alpin-mediterranen Raum hinaus wirksam gewesen sein.

Allerdings ist es trotz der schon weit gediehenen biostratigraphischen Korrelation zum Großteil äußerst schwierig, im Detail herausgearbeitete fazielle Leitereignisse über die verschiedenen Faziesräume hinweg zu verfolgen. Die derzeitige biostratigraphische Gliederung der Trias ist bei der Erfassung kurzzeitiger Ereignisse sicherlich überfordert. So kann die im folgenden erarbeitete Korrelation relativer Meeresspiegelschwankungen eben auch nur ein erster Versuch sein.

Mit der Magnetostratigraphie hätte man den großen Vorteil, auch die meist fossilarmen klastischen Sedimentabfolgen des Tethysrandes miteinbeziehen zu können. Mit der Erstellung einer modernen Magnetostratigraphie der Trias wurde aber erst begonnen (siehe z. B. TURNER, 1982). Die Erfassung von Leitereignissen durch seismische Stratigraphie (VAIL et al., 1977) wurde bisher vor allem für das jüngere Mesozoikum und Känozoikum unternommen. Die an den passiven Kontinentalrändern tief begrabene Trias ist allerdings mit dieser Methode nur schwer zu erreichen.

Sedimentationrate, Subsidenz und eustatische Meeresspiegelschwankungen sind die Faktoren, die einen Sedimentationsablauf bestimmen. Der daraus resultierende „relative Meeresspiegel“, d. i. der jeweilige Abstand Meeresboden – Meeresspiegel, wirkt sich besonders bei der Sedimentation im Flachwasser, vor allem aber bei der darauf empfindlich reagierenden Karbonatsedimentation aus. Subsidenz, isostatisch oder tektonisch, und insbesondere Meeresspiegelschwankungen sind zur Triaszeit beim derzeitigen Kenntnisstand schwer erfaßbare Größen.

Für die Trias des alpin-mediterranen Raumes, aber auch innerhalb des germanischen Faziesraumes ist bekannt, daß lokale Senkungszonen sehr große Sedimentmächtigkeiten aufnehmen können (z. B. NW-europäisches Becken mit Mächtigkeiten bis zu 4000 m, ZIEGLER, 1982; und an die 6000 m in alpinen Senkungszonen). Dabei werden oft im Karbon und Perm angelegte Strukturen wieder benützt. Dies kann in Verbindung mit lokalen Krustenausdünnungen während der in Perm

und Trias beginnenden Riftaktivitäten gesehen werden.

Für eustatische Meeresspiegelschwankungen können, abgesehen von seltenen Sondersituationen, zwei Gründe in Frage kommen: entweder sind sie glazial bedingt, oder tektonische Aktivitäten haben zu Volumsänderungen der Ozeanbecken geführt (PITMAN, 1978). Tektonisch ausgelöste Meeresspiegelschwankungen könnten für die Trias möglich sein. Wie im folgenden gezeigt werden soll, treten mehr oder weniger gleichzeitig zur regressiven und transgressiven Sedimentationsperioden weit verbreitete tektonische Ereignisse auf. Bereits STILLE (1924, S. 348) hat am Beispiel des Paläozoikums aufgezeigt, daß Zeitpunkte der Faltung durch große Regressionen charakterisiert sind.

Beziehungen zwischen Meeresspiegelschwankungen und Krustenbewegungen werden sich am klarsten in den Sedimentationsabläufen im Lithoralbereich wieder spiegeln. Wie empfindlich Karbonatplattformen auf Meeresspiegeländerungen reagieren, haben unlängst KENDALL & SCHLAGER (1981) diskutiert. Aufbauend auf diese Erkenntnisse soll in dieser Arbeit versucht werden, die komplexen Sedimentationsabläufe des alpin-mediterranen Raumes im Rahmen von möglicherweise globalen Ereignissen zu verstehen.

Nach einem Überblick über den alpin-mediterranen

Umraum mit den generellen Sedimentationsabläufen soll die übergeordnete Bedeutung einzelner Ereignisse herausgearbeitet werden. Dazu erscheint es aber zunächst notwendig, sowohl die paläogeographische als auch die geotektonische Position des westlichen Tethysraumes zu beleuchten. Ebenso sind Auswirkungen der triadischen Tektonik auf den Sedimentationsablauf zu analysieren. Das Verhältnis der Subsidenz zur Sedimentation wird am Beispiel der mittel- bis obertriadischen Karbonatplattformen abgehandelt.

2. Der westliche Tethysraum zur Triaszeit

In immer stärkerem Maße wird bei Rekonstruktionsversuchen die durch das "initial fitting" der Kontinentblöcke und paläomagnetische Daten notwendig gewordene große Öffnung des Tethysraumes mit einer Reihe von zwischengeschalteten Kontinentalschollen zu verkleinern versucht (z. B. „Kreios-Platte“ nach TOLLMANN, 1976, oder „Cimmerian Continent“ nach SENGÖR, 1979). Für einen großen triadischen Ozean sind geologisch keine Anhaltspunkte gegeben, nur in sehr bescheidenem Ausmaß konnten bisher Reste ozeanischer Krusten zumeist obertriadischen Alters erkannt werden

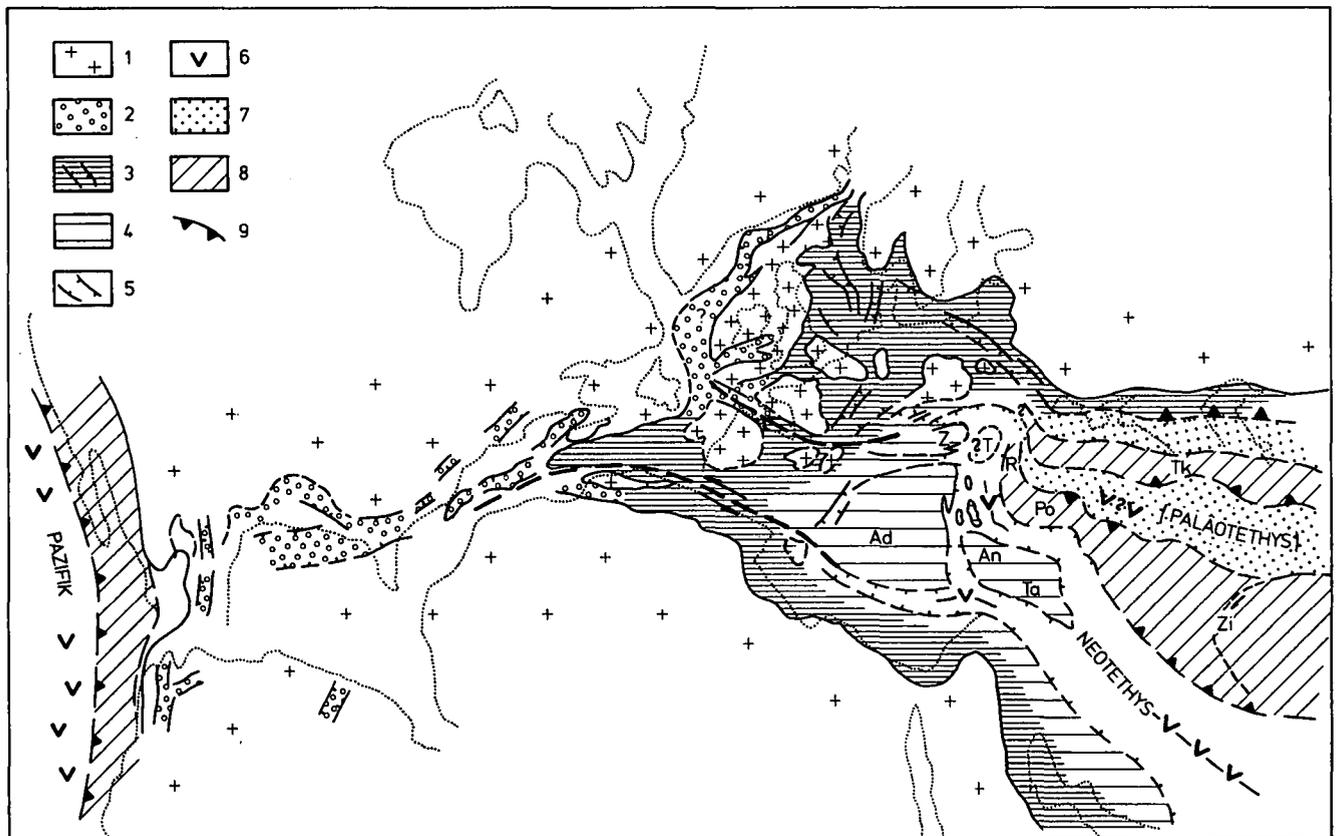


Abb. 1: Rekonstruktion der westlichen Tethys zur Zeit der Obertrias, aufbauend auf Darstellungen von ADAMIA et al. (1980), BEBIEN et al. (1980), BEIN & GVIRTZMAN (1977), BERNOULLI & LEMOINE (1980), BIJU-DUVAL et al. (1977), DAVODZADEH & SCHMIDT (1981), JUTEAU (1980), KOVACS (1982), Le PICHON & BLANCHET (1978), ROBERTSON & WOODCOCK (1981), RAU & TONGIORGI (1980), SALVADOR & GREEN (1980), SENGÖR (1979), SENGÖR et al. (1980), STÖCKLIN (1977), VAN HOUTEN (1977) und ZIEGLER (1982). Die „Paläotethys“ war zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich bereits geschlossen, die kompressive Tektonik dieses Raumes ist daher als intrakontinental zu betrachten. 1 = Kontinentale Bereiche; 2 = Terrigen-klastische Sedimentation; 3 = Germanische Triasfazies; 4 = Alpine mediterrane Flachwasserfazies, z. T. mit Auftauchzonen und terrigenem Einfluß; Zonen geringerer Subsidenz; Z = zentrale Schwellenzone, T = Tisia (fragliche Position), Ad = Adriatischer Block, An-Ta = Anatolisch-Taurische Platte; 5 = Subsidenzzonen mit mächtigen Karbonatplattformen und pelagisch beeinflusster Fazies; 6 = Ozeanische Kruste, in der Tethys bisher nur in schmalen Zonen bekannt, zumeist in Nachbarschaft von Flachwassersedimenten; 7 = Flysch und Molasse; 8 = Mikrokontinente und Randzonen unbekannter Ausdehnung, geprägt durch frühkimmerische Orogenphasen (Magmatismus und schwache Metamorphose) mit Flachwasserfazies und teilweise auch größere Erosionszonen; Tk = Transkaukasische Zone, R-Po-Zi = Rhodope-Pontische-Zentraliranische Platten; 9 = Zonen kompressiver Tektonik.

(z. B. JUTEAU, 1980; SEARLE & GRAHAM, 1982). Durch den Nachweis mehrerer vor-oberjurassischer Paläo-Tethysozean-Suturen z. B. im Bereich der Pontiden und Tauriden durch SENGÖR et al. (1980), wurde das Konzept der zwischengelagerten Mikrokontinente wesentlich untermauert.

Der Tethysraum der Trias ist charakterisiert durch unterschiedliche Kontinentalrandbildungen im Norden und im Süden. Während dem vor allem in der Obertrias am euroasiatischen Kontinentalrand kompressive tektonische Aktivitäten stattfinden, öffnen sich im N des arabisch-afrikanischen Kontinentes durch distensive Tektonik neue Wasserstraßen. STÖCKLIN (1977) und SENGÖR (1979) erklären dies mit einer Norddrift von „Gondwanafragmenten“ (z. B. Zentraliranische Platte) wodurch eine Schließung der heute zumeist nur an wenigen Stellen belegten Paläotethys im N bewirkt werden soll. Unterschiedliche Vergenzen der frühkimmerischen Faltungsphasen verwischen das Bild einer seit dem Paläozoikum sich generell von N nach S verlagernden Aneinanderreihung von A- und B-Subduktionszonen (ADAMIA et al., 1980). Der „Kimmerische Kontinent“ (SENGÖR, 1979) war ähnlich wie der arabische Kontinentalrand bereits seit dem Präkambrium konsolidiert. Erst durch obertriassischen-jurassischen Magmatismus und Metamorphose erfuhr diese Kontinental-scholle eine neue Prägung. Allerdings sind auch in Teilen des sogenannten Kimmerischen Kontinentes, z. B. Pontiden, Sandaj-Sirjan-Zone (Südrand der Zentraliranischen Platte) aber auch im westlichen Zentraliran Hinweise auf variszische Deformationen und Metamorphose vorhanden (lit. cit., THIELE, 1973). Dies im Unterschied zur Adriatischen Platte und ihrer Randzonen (z. B. auch der Zentralen Schwellenzone), die zum Großteil durch die variszische Gebirgsbildungsphase erfaßt, von der kimmerischen Phase aber nicht mehr erreicht wurde.

Die NW-Fortsetzung der durch mittel-obertriassische und liassische Flysch- und Molassesedimentation und andesitischen Vulkanismus gekennzeichneten Nordzone verläuft sich im Bereich der Dobrutscha. Die Grestener Fazies der penninischen Klippenzone könnte mit zeitlicher Verzögerung deren westlichste Ausläufer darstellen. Damit könnte die Lungauer Schwelle am Nordrand des Unterostalpins als angedeutete Fortsetzung des transkaukasischen Belts angesehen werden. Andererseits würde sich auch der Norddeutsch-Polnische Trog entlang der markanten Tornquist-Teisseyre-Linie als Fortsetzung dieses Systems anbieten. Mehr Information darüber müßte in den Schollen der Klippenzone der Ostkarpaten zu finden sein.

Die kimmerische Faltungszone dürfte jedoch im Bereich der Dobrutscha in einer Lateralverschiebung (möglicherweise Tornquist-Bruchsystem) auslaufen. Nordwestlich davon, in West- und Zentraleuropa, sind bestenfalls nur noch flachwellige Aufwölbungen zu erkennen.

Die Komplexität tektonischer Ereignisse in der NW-Tethys ergibt sich im großen gesehen durch das Zusammentreffen von zwei Struktursystemen: dem „atlantischen Strukturplan“ und dem Strukturplan der Tethys, der fast orthogonal dazu verläuft. In diesem Zusammentreffen ist auch das Westende der Tethys zu verstehen.

Ein wesentliches Element im mitteleuropäischen Raum sind ca. NNE-SSW verlaufende Bruchstörungen (= rheinische Richtung) des atlantischen Strukturplanes, die sich im Anschluß an die variszische Orogenese entwickelten. Diese queren breite Senkungszone am Außenrand und im Vorland der mitteleuropäischen Varisziden. Im Norden ist dies die mitteleuropäische Senke mit dem sich bereits im Perm stark einsenkenden Norddeutsch-Polnischen Trog, im Süden die Tethyszone mit ihren wohl ebenso bereits variszisch vorgezeichneten Haupttrögen der Nord- und Südalpen.

In beiden Fällen ist, entsprechend der auffallenden Gebundenheit der Sedimentationströge an den jeweiligen Außenrand der Varisziden, eine bereits variszisch initiierte Krustenausdünnung anzunehmen, die in Perm und Trias noch verstärkt wurde. Auf die Symmetrie der mitteleuropäischen Varisziden hat bereits SCHÖNENBERG (1971) verwiesen.

Im alpin-mediterranen Raum ist klar erkennbar, daß die mesozoischen Sedimentationströge im großen eine ähnliche Position einnehmen wie die des Paläozoikums. Ausgedünnte Kruste müßte daher in diesen Zonen über das Variszikum hinaus bestanden haben. Dies könnte aber auch als Hinweis auf eine variszische Orogenese, die zu keiner wesentlichen Veränderung in der Krustendicke geführt hat, aufgefaßt werden. Die Meinungen über die Existenz von variszischen Subduktionszonen sind geteilt (siehe z. B. SCHMIDT, 1977). Die variszische Metamorphose ist großteils wärmebetont und nicht druckbetont (ZWART & DORSIEPEN, 1980).

Besonders in den Südalpen treten mit dem judikarischen Streichen von wesentlichen Strukturelementen die außeralpinen NNE-SSW Richtungen wieder deutlich hervor. Ein System von in dieser Richtung verlaufenden Hochzonen und Becken war hier über die Jura-Zeit hinaus wirksam (WINTERER & BOSELLINI, 1981). Schließlich ist dies dann ja auch die Richtung des oberjurassischen, ligurischen Ozeans. Unter Außerachtlassung wohl nur geringfügiger Rotationen dieses Krustestreifens (MAURITSCH & FRISCH, 1980) ist die Übereinstimmung mit den außeralpinen Richtungen sehr auffallend. Dazu kommt noch, daß sowohl der sehr ausgedehnte permosilesische Vulkanismus Mitteleuropas (z. B. SCHWAB et al., 1982) als auch die mächtigen süd-alpinen permischen Vulkanite (Bozner Quarzporphyr) an diesen Strukturplan gebunden sind. Auch die weitverbreiteten nordalpinen permischen Vulkanite dürften nach diesem System angeordnet sein. Der ca. 1600 m mächtige Glarner „Verrucano“ im Schweizer Helvetikum tritt in einer Grabenstruktur in ca. NE-SW Rich-



Abb. 2: Mögliche Anordnung der postvariszischen Sedimentationströge an den Außenrändern des mitteleuropäischen Variszikums; ohne Maßstab überhöht und insbesondere im Bereich der Tethyszone etwas gestreckt; Darstellung der variszischen Tektonik im Sinne von BARD et al. (1980). NPB = Norddeutsch-Polnisches Becken, AA = Austroalpine Becken, PN = Periadriatische Naht, SA = Südalpines Becken.

tung auf und scheint eine Fortsetzung gegen S in den Briançonnais-Raum zu haben, in die „Zone Houillère“ mit ihren mächtigen vulkano-sedimentären Formationen (TRÜMPY, 1980).

Damit erweist sich die Anlage dieses Strukturplanes als weit verbreitetes, einschneidendes Ereignis in der Folge der spätvariszischen Orogenese und kann als Beginn einer neuen Ära gewertet werden. Progressiv aufsteigende Konvektionszellen in der Nähe der zukünftigen Plattengrenzen (i. S. von ZIEGLER, 1982) könnten dazu den Ausschlag gegeben haben. Nach einer Ruhezeit in der Trias wurde dieses System aber erst wieder im Jura mit der Öffnung des Atlantik aktiv.

Typische tektonische Ereignisse des Tethysraumes sind in der Obertrias die altkimmerischen Bewegungen. Vom nördlichen Tethysrand im Osten ausgehend breiten sich diese im NW in Form von flachwelligen Aufwölbungen alter Strukturelemente aus. In der alpin-mediterranen Zone, an der Fuge zwischen euroasiatischer Kontinentalscholle und der dem afrikanischen Kontinent vorgelagerten adriatischen Platte, sind dagegen Lateralbewegungen charakteristisch. Sie waren i. w. in zwei Perioden, in der unteren Mitteltrias und der unteren Obertrias wirksam. Eng damit in Zusammenhang steht hier der mittel- bis obertriadische Vulkanismus, der auffallenderweise der Norddeutsch-Polnischen „Riftzone“ völlig fehlt (ZIEGLER, 1982). Im mediterranen Raum säumen die Vulkanite in Form eines Vulkangürtels den Ostrand der Adriatischen Platte (CELET, 1977). Der vorherrschende kalkalkalische Chemismus steht im Widerspruch zur generellen Rifttektonik dieses Zeitraumes (BOSELLINI, 1973; BECHSTÄDT et al., 1978) und läßt hier eher an einen frühen Subduktionsmechanismus denken (CASTELLARIN & ROSSI, 1981). Dabei stößt man jedoch auf Schwierigkeiten, da zu dieser Zeit weder ozeanische Kruste noch ein nahegelegener echter Flyschtrog oder eine entsprechende Metamorphose bisher nachgewiesen werden konnte. Lediglich die kleinräumige flyschoide Sedimentation aus der unteren Mitteltrias im Rahmen der Montenegrinischen Phase (s. u.) im Nahbereich der Adriatischen Platte oder die obertriadischen Flysch-Molasse-Sedimentation im östlichen euroasiatischen Kontinentalrand weisen auf eine orogene Tätigkeit hin. Die Annahme eines Paläotethys-Ozeans im S der Südalpen, wie er bei Rekonstruktionen von MARINELLI et al. (1980) und MICHALIK & KOVAC (1982) aufscheint, entbehrt jeder Grundlage. Weder im ausgehenden Paläozoikum, noch im Mesozoikum sind etwa durch eine Fazieszonierung Hinweise dafür gegeben, die auf einen Ozean südlich der Südalpen schließen lassen könnten.

Die Sedimentationströge der Nördlichen Kalkalpen und der Südalpen sind durch eine Schwellenzone, die gegen E hin an Bedeutung verliert, getrennt. Auch die Anlage dieser Schwellenzone müßte bereits im Variszikum erfolgt sein, die räumliche Anordnung, z. B. der karbonen Sedimentationsbecken, erscheint in diesem Sinne verständlicher. Die Schwellenzone nimmt während des Mesozoikums eine zentrale Position ein und soll daher hier als „Zentrale Schwellenzone“ bezeichnet werden. Sie ist sowohl faziell (JERZ, 1966; BECHSTÄDT et al., 1976; KRAUS, 1969) als auch geodynamisch (s. u.) gut begründet. Die Nähe der zentralen Schwellenzone zur adriatischen Platte wird, wie noch ausgeführt wird, durch die zonare Anordnung von tektonischen Aktivitäten unterstrichen. Möglicherweise stellt sich bei weiterer Detailarbeit die Identität mit dem „Mit-

telostalpin“ TOLLMANN's heraus.

Die heutige, klar erscheinende, symmetrische Anordnung am Westende von Ost- und Südalpen wurde zudem wahrscheinlich herbeigeführt durch eine rechtslaterale Seitenverschiebung der Südalpenscholle, entlang der Periadriatischen Naht im N und der Emilia-Störung im S der Südalpenscholle mit ihren möglichen östlichen Fortsetzungen der Balaton-Darnó-Linie und Zagreb-Zemlin-Linie, oder auch Save-Linie. BOSELLINI (1981) und KOVACS (1982) nehmen für diese, etwa 350 km-Lateralverschiebung ein jurassisches Alter an, es ist aber wahrscheinlich, daß entlang dieser sicher tiefgreifenden Bewegungsbahnen zu verschiedenen Zeiten Verstellungen stattgefunden haben. Ebenso können die heutigen Faziesgegensätze zwischen Südalpen und Drauzug mit einer Rechtsseitenverschiebung besser überwunden werden (BRANDNER, 1972; NIEDERMAYR, 1975; TOLLMANN, 1977).

Auch die bisherigen paläomagnetischen Daten (siehe Zusammenstellung bei MAURITSCH & FRISCH, 1980) sprechen für eine Gliederung des Nordrandes der Adriatischen Platte in mehrere Krustenstreifen. Der Südalpenblock wurde ab dem späten Turon von der Adriatischen Platte (= Apulische Platte i. e. S.) abgekoppelt. Entsprechend den vorliegenden Daten müßte im Bereich der Poebene eine größere Störungszone verlaufen, die die unterschiedlichen Bewegungen zwischen Südalpenblock und Apulischer Platte ermöglichte. Hier bietet sich eine Reaktivierung der jurassischen oder auch älteren Schwächezone der Emilia-Störung (lit. cit) an.

In der weiteren Westfortsetzung mündet die Zone der Periadriatischen Naht möglicherweise in das Grabensystem des Biskaya Rift (s. Abb. 1), das in der Mittel- bis Obertrias aktiv wurde. Im Süden wird die Adriatische Platte durch ein Grabensystem mit Lateraltektonik zur afrikanischen Platte hin abgegrenzt, für dessen Existenz bisher allerdings nur einige Anhaltspunkte gegeben sind. Pelagische Triassedimente zusammen mit örtlichen Rift-Vulkaniten von Zypern, der Südtürkei und Kreta können in Verbindung mit den pelagisch beeinflussten Tethysfaunen auf Sizilien und Südiberia Hinweise für ein zusammenhängendes System geben. Grabenbruchzonen mit Scherungstektonik in Nordafrika (WURSTER, 1977) markieren im W die Bewegungsfuge zwischen adriatisch-iberischer Platte und afrikanischem Kontinent.

So gesehen endet die Tethys im W in zwei großen Bewegungsschienen:

- (1) Nordafrika/Iberia und
- (2) Biskaya

(s. Abb. 1), an denen Lateralbewegungen mit Scherungstektonik und örtlichem Riftcharakter in der Trias möglich waren. Dazwischen liegt die breite Zone der adriatisch-iberischen Platte, die sich nach Osten hin in einzelne Schollen auflöst. Die differenziellen Bewegungen zwischen euroasiatischem Kontinent und dem afrikanischen Kontinent wurden zur Perm-Trias-Zeit im wesentlichen von diesen beiden Bewegungsschienen aufgenommen. Die sinistralen Bewegungen haben in der Trias der westlichen und wahrscheinlich auch der östlichen Tethys aber lediglich zu einem initialen Riffen ohne ausgedehnte Ozeanbodenbildung geführt. Mögliche ozeanische Krustenbereiche waren lediglich auf sehr schmale Zonen beschränkt. Das „aborted rifting“ der Trias der westlichen Tethys (s. BECHSTÄDT et

al., 1978) ist in der Phasenhaftigkeit der tektonische Bewegungen begründet.

Insgesamt nimmt also der alpin-mediterrane Raum am Westende der Tethys während der Trias eine besondere geotektonische Position ein: die Triaszeit ist hier gekennzeichnet als Übergangsphase und als Übergangszone zwischen zwei Gebirgsbildungsphasen, der variszischen, die im E, wenn man so will, zeitlich mit der Schließung der Paläotethys und anschließender Subfluenztektonik über die Trias phasenhaft hinausreicht (= Kimmerische Phasen), und der neuen, beginnenden alpinen Ära mit der Öffnung der Neotethys und später des Atlantik. Triadische Sedimentationsabläufe dieses Raumes sollten also Anzeichen und Auswirkungen sowohl kompressiver wie auch distensiver Tektonik aufgezeichnet haben.

3. Zyklischer Sedimentationsablauf

Am Westrand der Tethys sind, wie aus Abb. 1 ersichtlich, im wesentlichen drei große Faziesräume entwickelt:

- (1) epikontinentale, germanische Triasfazies mit lokalen grabenartigen Subsidenzzonen,
- (2) alpin-mediterrane Flachwasser- und Beckenfazies mit pelagischem Einfluß und Wasserstraßen mit teilweise ozeanischer Kruste in südöstlichen Bereichen und
- (3) durch kompressive Deformation, kalkalkalischen Vulkanismus und Metamorphose geprägte Zone am nördlichen Kontinentalrand vom Rhodope Gebirge nach Osten hin ausgedehnt. Flysch- und Molasse-sedimentation kennzeichnen hier mit häufigen Diskordanzen und Schichtlücken vor allem den obertriassischen Teil der Abfolgen.

Für den jeweiligen Faziesraum wurde versucht, mit einer Kurve der relativen Meeresspiegelschwankungen die Haupttrends der Sedimentationsentwicklung herauszuarbeiten. Die Kurven sind naturgemäß stark abstrahiert und stellen lediglich Entwicklungstrends in Großzyklen mit einer Zeitdauer von etwa 10^6 Jahren (= Zyklen III. Ordnung nach VAIL et al., 1977) dar. Eine Verfeinerung der Kurven wird erst durch eine detailliertere und gleichmäßigere Bearbeitung aller Profile zum besseren Verständnis der lokalen Ereignisse möglich sein. Es sollte hier versucht werden, durch eine Zusammenstellung mehrerer Typusprofile aus den verschiedenen Faziesräumen und unterschiedlichen Kontinentalrändern Gemeinsamkeiten in den Entwicklungen erfassen zu können, die über die örtlichen Ereignisse hinausgehen.

3.1. Epikontinentale Triasfazies

Der epikontinentale Ablagerungsraum der germanischen Triasfazies nimmt in einem weiten Bogen den westlichen Tethysrand in einer Art Neben- und zeitweise Binnenmeerposition ein. Die namengebende klassische Dreigliederung der germanischen Triasfazies ist von Bulgarien über Mitteleuropa, die Iberische Trias (VIRGILI, 1977) und Tunesien (BISHOP, 1975) bis in die Levantinische Region verbreitet.

Die Transgression des Muschelkalkmeeres zwischen den regressiven, betont klastischen Abfolgen des Buntsandsteins und Keupfer konnte sich über weite Bereiche auf der bereits zerbrechenden Pangaea zu

gleicher Zeit durchsetzen und kann so als überregionales Ereignis gewertet werden. Offensichtlich handelt es sich hier um einen länger andauernden globalen Meeresspiegelanstieg, der auch in der Kurve von VAIL et al. (1977) zum Ausdruck kommt.

Für den West- und Mitteleuropäischen Raum liegt von ZIEGLER (1982) eine zusammenfassende Darstellung der paläogeographischen Verhältnisse der Trias vor. Hier folgt nach der Zechstein-Entwicklung des oberen Perm im Übergang zur Trias eine kurzfristige, aber deutliche Regressionsphase, die eine Rückkehr zu kontinental ariden Ablagerungsbedingungen bedeutet. Diese Regressionsphase ist auch in der alpin-mediterranen Triasfazies klar zu erkennen.

Der nun folgende langsame relative Meeresspiegelanstieg bringt in Verbindung mit Subsidenz insgesamt eine Ausweitung der Triasablagerungen über die permischen Beckenränder hinaus. Relative Meeresspiegelschwankungen, teilweise gleichzeitig mit Diskordanzen, vor allem an den Beckenrändern, gliedern den Sedimentationsablauf in vier Großzyklen (s. Abb. 3), die in modifizierter Form und etwa zu gleicher Zeit auch den Sedimentationsablauf der alpin-mediterranen Zonen prägen.

Der erste deutliche Meeresspiegelanstieg ist im mittleren Anis mit der Muschelkalktransgression festzustellen. Dies äußert sich auch durch ein erstes Einwandern von tethyalen Faunenelementen. Jedoch bereits im oberen Anis – unteren Ladin ist diese Verbindung wieder unterbrochen. Evaporite und eine verarmte Fauna breiten sich im Mittleren Muschelkalk aus (= Ende des 1. Zyklus). Diese kurzzeitige Unterbrechung des mitteltriadischen Transgressionszyklus ist umso wichtiger als sie auch als einschneidendes Ereignis im alpin-mediterranen Faziesraum, vor allem in den Südalpen, zu finden ist.

Der neuerliche, nun stärker ausgeprägte Meeresspiegelanstieg verursacht im Ladin durch offen marine Bedingungen das Wachstum von weiten Karbonatplattformen, die sich gegen W und N in die evaporitischen Zonen ausdehnen. Im unteren Karn zeichnet sich das Ende dieser Transgressionsphase (= 2. Zyklus) ab. Das Ende setzt ebenso wie der Beginn der Transgressionsphase nicht abrupt ein, sondern äußert sich zunächst in einem vermehrten Auftreten von regressiven Zyklen bis es schließlich zur Auffüllung von noch verbliebenen Beckenzonen bis zum Meeresspiegel kommt. Die Absenkungsrate wird hier durch die Sedimentationsrate nahezu kompensiert und wird mit der großräumigen Schüttung des Schilfsandsteines von dieser sogar überholt (WURSTER, 1965). Wie wir später noch sehen werden, hat die karnische Regression überregionale Bedeutung und leitet mit etwa gleichzeitigen tektonischen Ereignissen eine neue Entwicklung (3. und 4. Zyklus) in der Trias ein.

Weitflächige Verbiegungen der Kruste, die sich dann, insbesondere in der sogenannten „Altkimmerischen Hauptdiskordanz“ widerspiegeln, führen an Beckenrändern und in Schwellengebieten zur Erosion von bis zu 600 m Schichtmächtigkeit (SCHRÖDER, 1982). BEUTLER & SCHÜLER (1978) haben auf die Bedeutung der altkimmerischen Bewegungen bei der lokalen Strukturentwicklung aufmerksam gemacht. Insgesamt sind vier Diskordanzen in der Sedimentabfolge der germanischen Trias zu erkennen, von denen die Altkimmerische Hauptdiskordanz im oberen Karn bis unteren Nor die größte Bedeutung erlangt. Auf Schwellen kann hö-

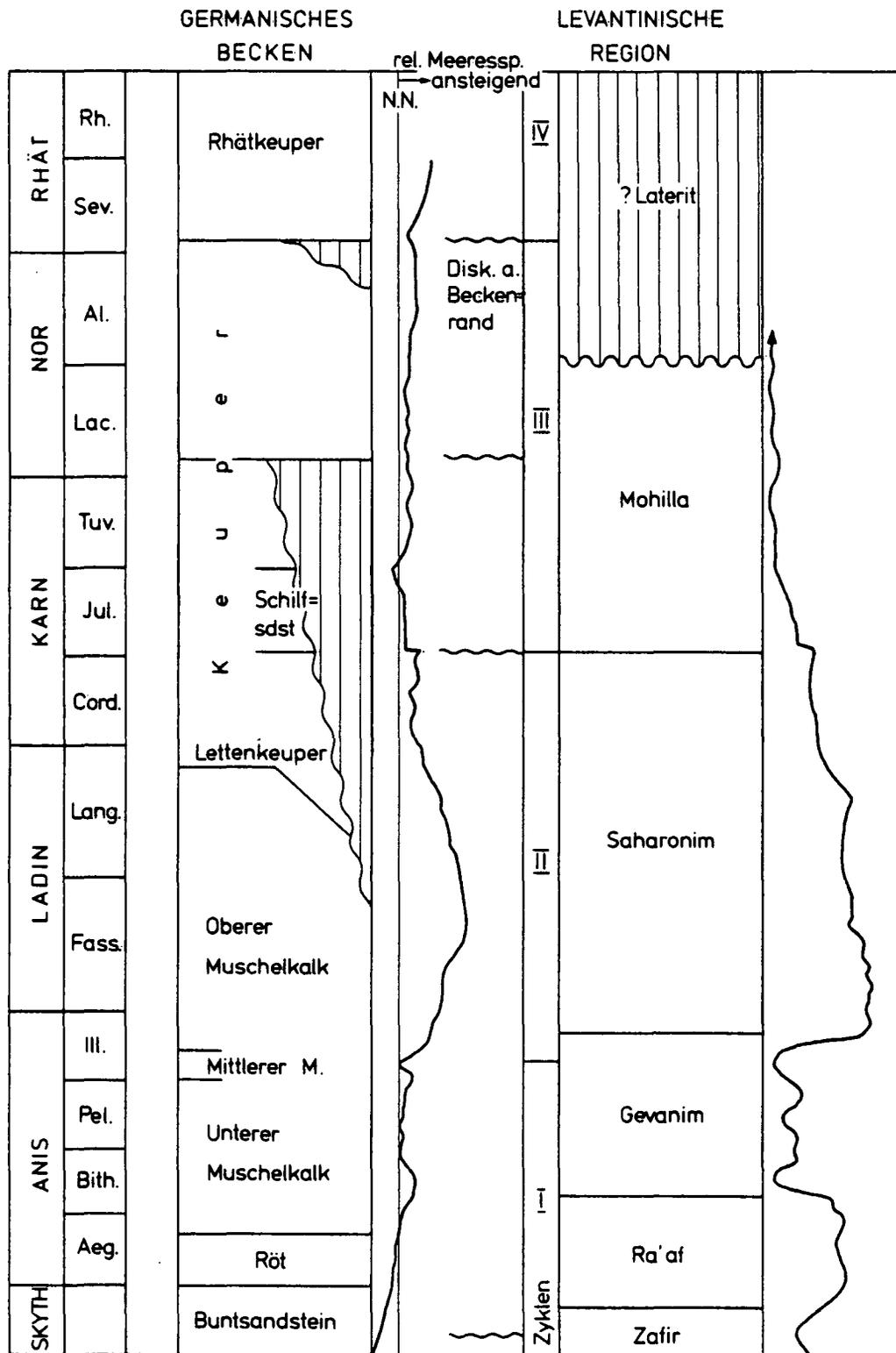


Abb. 3: Sedimentationsabfolgen und relative Meeresspiegelkurven des epikontinentalen Raumes. Stratigraphie und Interpretation basieren auf Arbeiten von DRUCKMAN (1974), teilweise KOZUR (1980), SCHRÖDER (1982), SCHWARZ (1970), WURSTER (1965) und ZIEGLER (1982).

herer Keuper tiefere Teile der Trias überlagern, währenddessen in den Becken selbst eine lückenlose Abfolge des gesamten Keupers vorliegt.

Ähnlich der Hauptdolomitsedimentation der Alpen bleibt in den Keuperbecken Sedimentation- und Subsidenzrate im Gleichgewicht mit einem leicht steigenden Meeresspiegel. Der im Keuper dominierende klastische Einfluß rührt von Schüttungen vom aufgewölbten osteu-

ropäischen Kraton und von der Vindelizischen-Böhmischen Hochzone her. Marine Ingressionen sind im Karn und im Noron nur mehr über die Burgundische Pforte und Hessische Depression möglich (ZIEGLER, 1982). Die Wasserstraßen über die Ostkarpathen und über die Schlesische-Moravische Pforte wurden möglicherweise durch vermehrte klastische Schüttungen und wohl auch durch die Aufwölbung des osteuropäischen Kratons ge-

schlossen. Mit dieser Aufwölbung ist auch die großräumige Umkehr der Schüttungsrichtungen vom Buntsandstein zum Schilfsandstein in Verbindung zu bringen, die WURSTER (1965) durch eine epirogene Kippung erklärt.

Die sogenannte präliassische Diskordanz an der Basis der Contorta-Schichten steht in Zusammenhang mit der Veränderung der paläogeographischen Gesamtsituation im oberen Keuper. Durch die Rhät-Transgression ist über nun sich wieder öffnende Wasserstraßen ein Faunenaustausch mit der Tethys festzustellen. Möglicherweise ist auch eine erste Verbindung mit dem arktischen Meer gegeben (ZIEGLER, 1982).

Der Charakter der altkimmerischen Bewegungen soll nach BEUTLER & SCHÜLER (1978) zwischen einer Epirogenese und einer Tektogenese liegen und am besten der Diktyogenese i. S. von BUBNOFF (1954) entsprechen. Die ausgeprägte „mittelspannige“ Gliederung des Sedimentationsraumes in Schwellen und Senken wird auf schwache Verbiegungen der Kruste zurückgeführt, wobei aber auch bruchstücktektonische Aktivitäten eine wesentliche Rolle spielen sollen.

Die besondere Art dieser Tektonik wird m. E. noch besser verständlich, wenn man sie in Zusammenhang mit der kimmerischen Falten tektonik am Nordrand der Tethys sieht. Am Nordrand der Zentraliranischen Platte, welche unmittelbar im Vorland altkimmerischer Orogenesen liegt, wird der Untergrund obertriassischer Molasseablagerungen durch weiträumige Aufwölbungen und Bruchzonen gegliedert (s. Abb. 6), die in ihrer Art der mitteleuropäischen altkimmerischen Tektonik sehr ähnlich sind. Die altkimmerischen Bewegungen Mitteleuropas würden, so gesehen, im Vorfeld der nach NW auslaufenden altkimmerischen Orogenphasen liegen. Die „Diktyogenese“ würde also strukturellen Verformungen der Kruste im peri-orogenetischen Bereich entsprechen.

Der Vergleich mit den epikontinentalen Sedimentationsabfolgen am afrikanisch-arabischen Kontinent sollte Klarheit über die Bedeutung der zunächst regional erfaßten Entwicklungstrends schaffen. Überraschenderweise gibt es hier gute Übereinstimmungen zwischen den Meeresspiegelkurven des Tethysnord- und Südrandes, sodaß die gleiche Großzyklengliederung wie im Germanischen Becken angewendet werden kann.

Der unruhigere Verlauf der Kurve in der unteren Mitteltrias (Gevanim Fm.) ist begründet in Deltaschüttungen, die eine mehrmalige Verlagerung der Küstenlinie verursachen (DRUCKMANN 1974). Offensichtlich wirkt sich hier die größere Nähe zum Einflußbereich der montenegrinischen Bewegungen am Ostrand der Adriatischen Platte aus. Der im Vergleich zum Germanischen Becken raschere Meeresspiegelanstieg nach der vorangegangenen oberanischen Regression könnte mit einer verstärkten Subsidenz erklärt werden, ein in der alpin-mediterranen Fazieszone weit verbreitetes Phänomen. So hat der untere Teil der Meeresspiegelkurve im Levantinischen Raum trotz der epikontinentalen Position eine eher mediterrane Kennzeichnung. Auch der Faunencharakter trägt hier eher mediterrane Züge. Der epikontinentale Raum ist zudem schmaler entwickelt als vergleichsweise am Tethysnordrand. HIRSCH (1972) konnte eine mediterran beeinflusste Randzone über Nordafrika bis nach Ostspanien verfolgen (= „Sephardische Conodonten-Faunenprovinz“).

Über der flachmarinen Entwicklung der Saharonim Fm. kündigt sich auch hier bereits im Cordevol die kar-

nische Regression an, die sich mit Sabkha Sedimenten der Mohilla Fm. bis ins Nor fortsetzt. Mächtige lateritische Bodenbildungen bilden die Grenzzone zu den unterliassischen Flachwasser-Karbonaten. Die Schichtlücke Ende Karn/Unteres Nor bis Unterlias entspricht den frühkimmerischen Bewegungen oder auch tektonisch induzierten Meeresspiegelabsenkungen des Tethysnordrandes.

3.2. Alpin-mediterrane Triasfazies

Über 150 Jahre Forschungsgeschichte haben hier den „Standard-Typus der marinen Entwicklungen“ (JACOBSHAGEN, 1982) der Trias entstehen lassen. Jedoch sind trotz der so lange währenden Forschungsgeschichte noch einige Fragen offen geblieben. So z. B. ist derzeit die Darstellung einer Paläogeographie der Nördlichen Kalkalpen auf Grund der noch immer bestehenden widersprüchlichen Ansichten bei der Abwicklung der alpinen Tektonik noch nicht möglich.

Die alpin-mediterrane Trias der Ost- und Südalpen liegt, wie in Abb. 1 dargestellt, am Nordwestende der breit angelegten Grabenbruchzone der Neotethys und in direktem Einflußbereich von Lateralverschiebungszonen, deren westliche Fortsetzung man im Biskaya-Riftsystem sehen kann. Im Nahbereich der adriatischen Platte sind Tektonik und vulkanische Aktivitäten verstärkt wirksam gewesen. Zwei Grabensysteme, im W durch eine Schwellenzone unbekannter Breite getrennt, beinhalten die grundsätzlich ähnlich aufgebauten Sedimentabfolgen der Nord- und Südalpen. In beiden Trögen zeichnen sich in der Trias gegen Osten zunehmend offenmarine Ablagerungsbedingungen ab.

Zusammenfassende Darstellungen über Sedimentationsabläufe sind bisher von SCHLAGER & SCHÖLLNERGER (1974) für die Nördlichen Kalkalpen, von BRUSCA et al. (1981) für die Südalpen und von BECHSTÄDT et al. (1978) für beide Räume erschienen. Die von SCHLAGER & SCHÖLLNERGER skizzierten „stratigraphischen Wenden“ lassen sich, wie im folgenden erläutert wird, in zyklische Sedimentationsabläufe einbauen und können auch über den engeren Raum hinaus verfolgt werden.

In vier typischen Ablagerungsräumen der Ost- und Südalpen sollen anhand der relativen Meeresspiegelkurven Gemeinsamkeiten und Unterschiede herausgearbeitet werden. Die Sedimentationsabfolgen müssen hier allerdings auch im Lichte der augenfälligen, triassischen tektonischen Ereignisse gesehen werden.

In der Randzone zum pelagischen Triasmeer im Südosten sind die relativen Meeresspiegelschwankungen durch folgenden Parameter zu erfassen:

- (1) Vorgreifen terrigener Sedimentation im rein marinen Ablagerungsraum bzw. evaporitische Fazies
- (2) Lageveränderungen und Geometrie der Karbonatplattformen
- (3) Faziesumschwünge, die sich im Biogehalt ausdrücken.

Umschwünge im Sedimentationsablauf zeichnen sich in dieser Zone durch den Aufbau der meeresspiegelsensitiven Karbonatplattformen wesentlich schärfer ab als im epikontinentalen Raum. Zudem ist hier die zeitliche Erfassung der Ereignisse durch den großen Fortschritt in der Biostratigraphie meist gut möglich.

In den Nord- wie in den Südalpen erfolgte die Sedimentation im wesentlichen in vier Zyklen, die sich vor allem in den Randzonen der Sedimentationströge klar

ser Zeit rein klastischen Sedimentation der nordalpinen Werfener Schichten nicht ab.

Dagegen haben wir mit der „Reichenhaller Wende“ (SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974) wieder ein Ereignis, dem übergeordnete Bedeutung beigemessen werden kann. Die Reichenhaller Evaporite und Rauhwacken sind ohne weiteres mit Faziesentwicklung wie der Bovegno-„Carniola“ westlich der Etschplattform oder dem Unteren Sarldolomit östlich davon vergleichbar. Erst kürzlich haben DE ZANCHE & FARABEGOLI (1982) auf die stratigraphischen Beziehungen zwischen Unterem Sarldolomit und Bovegno hingewiesen. Auch im Drauzug sind an der Basis der Virgloria Fm. Reichenhaller Rauhwacken verbreitet. Sie wurden aber, selbst in den jüngsten stratigraphischen Darstellungen dieses Gebietes, vernachlässigt.

In den Dinariden scheinen etwa in der gleichen Position ebenso Rauhwacken auf. KRYSZYN (1974) hat auf eine mögliche Korrelation mit den Reichenhaller Rauhwacken hingewiesen. Auch von Südchina werden Äquivalente der Reichenhaller Rauhwacken beschrieben (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1982: 1001).

Die Reichenhaller Wende ist der regressive Abschluß des Badia-Transgressionszyklus'. Die stratigraphische Reichweite dieses Zyklus, d. h. dessen Obergrenze ist derzeit noch immer schlecht zu fassen. Sicher ist, daß die Reichenhaller Schichten des Karwendel zumindest in das Unteranis hineinreichen (Diploporen-Funde in den Kalkbänken), möglicherweise setzen sie aber überhaupt erst im Aegean ein. Hinweise dazu sind den Südtiroler Dolomiten gegeben (BRANDNER & MOSTLER, 1982.).

Die sandigen „Punt la Drossa Schichten“ der Engadiner Dolomiten (dieser Begriff ist inzwischen nicht mehr gebräuchlich – freundliche Mitteilung von Herrn Dr. FURRER, ETH, Zürich) – bei TOLLMANN (1976) gekürzt als „Drossa Schichten“ bezeichnet – können nicht als fazielle Variante der Reichenhaller Schichten aufgefaßt werden. Sie stellen vielmehr ein Äquivalent zu den Sandsteinschüttungen des oberen Anis im südlichen Raum dar.

Reichenhaller Schichten und deren Äquivalente überlagern sowohl Werfener Kalke als auch marinen Alpenen Buntsandstein bzw. Servino. Eine so weiträumige Faziesumstellung ist, gleiches Alter vorausgesetzt, nur mit einer Absenkung des Meeresspiegels zu erreichen, die bei der gegebenen Fazies und dem ausgeglichenen Relief allerdings nur gering gewesen sein müßte.

Starke Mächtigkeitunterschiede in den Reichenhaller Schichten des Karwendels (über 400 m) und jenen des Kalkalpensüdrandes (ca. 30 m) weisen auf ein differentielles Absinken des Untergrundes hin. Mächtige Rutschbreccienhorizonte und das Vorkommen von Vulkaniten sind Kennzeichen für erste Anklänge einer Grabenbruchtektonik, die sich in der weiteren Folge noch stärker bemerkbar machen wird. Die verminderte Subsidenz, mit all ihren faziellen Folgeerscheinungen, zur Südrandzone der westlichen Nördlichen Kalkalpen hin, ist auch ein Kriterium für die primäre südliche Abgrenzung des Kalkalpentrogos zur zentralen Schwellenzone hin. Bei Rückformversuchen des alpidischen Deckenbaues sollte dieses Faktum miteinbezogen werden.

Nach der Reichenhaller Regression setzt sich der Trend der generellen Transgression im ersten Zyklus weiter fort. Stärker eingesenkte Zonen mit Gutensteiner Beckensedimenten des östlichen und zentralen Raumes stehen der siliziklastisch beeinflussten, lagunären

Fazies der Virgloria Fm. in Rand und Schwellengebieten gegenüber. Diese Anordnung bleibt auch später über die Mitteltrias hinaus bis ins Karn erhalten und ist auch ausschlaggebend für die Position der Karbonatplattform-Entwicklungen. Die ersten riftingenen Karbonatkörper entstehen bereits im ersten Sedimentationszyklus an günstigen Stellen in den Randzonen. Vermehrte Karbonatproduktion mit flächenhafter Ausdehnung der Karbonatkörper kündigen das regressive Ende des ersten Zyklus an.

Grundsätzlich kann man diesen Trend in allen vier Zonen erkennen (s. Abb. 4). In den Südalpen und angrenzenden Gebieten, wie z. B. auch im Drauzug, wird dieses System durch tektonische Aktivitäten gestört, die hier eine örtlich stark unterschiedliche Entwicklung verursachen. Wiederholte Hebungen mit z. T. orogenem Charakter sind Anlaß für eine oft tiefgründige Aufarbeitung. Diese vom Normalzyklus abweichende, tektonisch kontrollierte Sedimentation ist typisch süd-alpin und wurde im Zyklus mit der Bezeichnung 1a gesondert gekennzeichnet (s. Abb. 4).

Regressionen im oberen Anis sind besonders deutlich im südlichen Raum entwickelt. Der obere Sarldolomit der Dolomiten kann dem „Zwischendolomit“ des Drauzuges oder den Rauhwacken der Engadiner Dolomiten gleichgesetzt werden. In den Nördlichen Kalkalpen fehlt zu dieser Zeit jeder Hinweis auf eine Regression, die Subsidenztektonik der „Reiflinger Wende“ (SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974) setzt hier bereits früher ein. Dagegen wird von MEGARD-GALLI & BAUD (1977), in den Westalpen (Briançonnais), Ligurische Alpen und Préalpes im obersten Anis ein deutlicher Emersionshorizont mit Cinèrit-Einstreuung angegeben. Auch im außeralpinen Raum (s. o.) sind im oberen Anis deutliche regressive Tendenzen in der Sedimentationsabfolge zu erkennen: z. B. der Mittlere Muschelkalk des Germanischen Beckens und die Gevanim Fm. der levantinischen Region. Aus dem pazifischen Raum liegen über eine oberanisische Regression keine Informationen vor.

Auch bei einer derzeit noch unsicheren Gleichsetzung dieser weit verstreuten Vorkommen im westlichen Tethysraum deutet sich damit eine auffallende Gemeinsamkeit in der relativen Meeresspiegeltrend-Entwicklung an, die man nur mit einer eustatischen Meeresspiegelsenkung oder mit einem weiträumigen tektonischen Ereignis erklären könnte. Für die zweite Deutungsmöglichkeit spricht, daß unmittelbar auf diese Regressionsphase folgend, oder auch parallel dazu weit verbreitet, starke Subsidenz mit örtlichem Riftcharakter beobachtet werden kann. Eine weiträumige schwache Aufdomung, wie sie bei den meisten Riftzonen festgestellt wird, könnte sich in dieser Regression äußern. Meeresverbindungen des epikontinentalen Raumes zur Tethys dürften dadurch behindert worden sein, wodurch es zu einer Abschnürung und folgenden Evaporitisierung z. B. im Mittleren Muschelkalk kommen konnte. Eine andere Deutungsmöglichkeit wäre die, daß in Randzonen von Senkungsbereichen die Subsidenzrate herabgesetzt wurde und es so zu einem rascheren Auffüllen dieser Areale bis zum Meeresspiegel gekommen ist. Eine Heraushebung über den Meeresspiegel ist ja nur in seltenen Fällen gegeben. Auch dieser Vorgang einer verminderten Subsidenzrate kann mit einer Krustenveränderung vor dem Zeitpunkt des eigentlichen Riftens in Zusammenhang gebracht werden. Bei der Bildung und Entwicklung von kontinentalen Riftsystemen

men sind starke epirogenetische Bewegung der Normalfall (z. B. NEUGEBAUER, 1980).

2. Zyklus:

Der zweite Zyklus ist an seiner Basis durch den raschen Umschlag in eine pelagisch beeinflusste Sedimentation klar definiert. Dieser Umschlag wurde in den Nördlichen Kalkalpen von SCHLAGER & SCHÖLLBERGER (1974) als „Reiflinger Wende“ bezeichnet. Besonders dort wo Flachwasserkarbonate des Oberanis (Steinalmkalk, „Zwischendolomit“, Oberer Sarldolomit) durch die pelagische Sedimente der Reiflinger Schichten, Buchensteiner Schichten, Hallstätter Kalke etc. überlagert werden, ist die Grenze gut zu fassen. Der Sedimentationsumschwung ist in den meisten Fällen sehr scharf und öfters mit Spaltenbildungen und dem Zerbrechen der anisischen Plattformen verbunden. Mit Conodonten-stratigraphischen Untersuchungen (BECHSTÄDT et al., 1978) kann ein flächiges Ausgreifen dieser Grabenbruchtektonik im Senkungszeitraum Oberanis-Ladin nachgewiesen werden. In den Grabenzonen hält die starke Subsidenz während des Ladin an und ermöglicht die charakteristische Faziesheteropie von Becken und mächtigen Karbonatplattformen. Die Mobilität dieses Zeitabschnittes wird noch durch den intensiven Vulkanismus in den Südalpen unterstrichen. Die hohen Sedimentationsraten (400 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$, s. u.) sind typisch in Riftzonen.

Aus dem außeralpinen, randmarinen Raum wissen wir, daß die Mitteltrias durch eine längerwährende Transgression gekennzeichnet ist, zunehmend breitere Bereiche werden zu dieser Zeit überflutet. Dieser generelle transgressive Trend wird im alpin-mediterranen Raum durch die örtliche Rifttektonik überlagert und damit noch verstärkt.

Bis auf die Hallstätter Zone erweist sich der zweite Zyklus als typisch regressiver Zyklus. Die hohe Karbonatproduktion überholt im Karn die Subsidenzrate und verursacht eine Auffüllung der tektonisch abgesenkten Becken. Flächiges Wachstum der Karbonatplattformen führte örtlich zur völligen Schließung von Randbecken. Dagegen blieben die Plattformränder rund um die tief abgesunkenen Hallstätter Becken scheinbar mehr oder weniger stabil. Hier könnten höchstens schmale, steile Schuttkegel auf ein Breitenwachstum der Riffe hinweisen. Aus den bisher vorliegenden Daten läßt sich aber im Hallstätter Becken keine regressivere Tendenz ableiten.

Im oberen Cordevol kündigt sich mit Emersionen und klastischen Sedimenten das einschneidendste Ereignis in der Sedimentationsabfolge der Trias an: die rasche Ausbreitung von klastischen Sedimenten der Raibler Schichten hinweg über alte Faziesheteropien und Graben- und Schwellenzonen. SCHLAGER & SCHÖLLBERGER's „Reingrabener Wende“ der Nördlichen Kalkalpen ist im gesamten Tethysraum und im epikontinentalen Raum zu erkennen und kann wahrscheinlich mit frühen kimmerischen bzw. labinischen Bewegungen der östlichen Tethys in Verbindung gebracht werden (s. u.). Daneben können aber auch periodische Meeresspiegelabsenkungen, insbesondere bei der regressiven Karbonatformentwicklung, die zyklischen Sedimentationsprozesse induziert haben.

In den Südalpen ist im Cordevol eine äußerst abwechslungsreiche Abfolge mit mehreren Emersionsphasen und tektonischen Verstellungen gegeben, auf die

gesondert eingegangen wird. Der regressivere Trend ist aber auch hier voll entwickelt.

3. Zyklus:

Der dritte Zyklus zeichnet sich mit der Entwicklung der weiträumigen Hauptdolomitfazies durch eine weitgehende tektonische Ruhe aus. Ein völlig anderer, beinahe außeralpiner Charakter beherrscht nun große Teile der alpin mediterranen Zone. Eine weiträumige und einfache Fazieszonierung von den Randbereichen mit Keuperfazies und Hauptdolomit-Gezeitenmeer zur internen Zone mit Dachsteinkalkriffen und Hallstätter Becken überdeckt das kleinräumige Faziesmuster der Mitteltrias.

Der großräumige Fazieswechsel an der Grenze Cordevol-Jul von den flachmarinen und z. T. emergierten Karbonatplattformen zu tiefer marinen Beckensedimenten (Reingrabener Schichten, Raibler Schiefertone) tritt im gesamten Bereich klar in Erscheinung. Wiederum können wir das Zusammenfallen von Regression und rasch darauffolgender Transgression feststellen. Die Transgressionsphase zeichnet sich im Sedimentationsablauf, wie schon beim vorangegangenen Zyklus, als wesentlich abrupteres Ereignis ab als die länger anhaltende Regression. Dieser Vorgang kann insbesondere in der Randzone der westlichen Nördlichen Kalkalpen und im Drauzug in drei aufeinanderfolgenden Zyklen der Raibler Schichten beobachtet werden. Flache Beckenzonen mit normal marinen Sedimenten werden jeweils bis zum Meeresspiegel aufgefüllt, evaporitische Dolomite und Rauhacken bilden den Abschluß der Zyklen. Der Beginn der Zyklen wird markiert durch ein rasches Absinken des Untergrundes, bruchtektonische Erscheinungen sind von SCHULZ (1975) in Bleiberg, von BRANDNER (1978) und LEIN, Vortrag, Berchtesgaden, 1983) in den Nördlichen Kalkalpen beschrieben worden.

Im Hallstätter Becken ist mit wenigen Mergel einschaltungen der einzige Hinweis auf das Raibler Ereignis gegeben. Der Trog verblieb weiterhin im Bereich der Hallstätter Beckenfazies. Eine mögliche globale Meeresspiegelabsenkung müßte sich aber bei nicht allzu großer Ablagerungstiefe auch in dieser Fazies z. B. durch eine Änderung in den Faunenassoziationen abzeichnen. Dazu liegen aber derzeit noch keine Detailstudien vor.

In der Hauptdolomit-Fazies sind, ähnlich wie in der außeralpinen Keuperfazies (ZIEGLER, 1982), Sedimentations- und Subsidenzrate im Gleichgewicht mit einem generell wohl neuerlich schwach ansteigenden Meeresspiegel. Nur so kann eine so weiträumige und gleichmäßige Entwicklung wie die Keuper- und Hauptdolomitfazies erklärt werden.

In den Alpen sind zu dieser Zeit schwache Subsidenzereignisse typisch. In der Ultralagune des Hauptdolomit setzt sich nach FRUTH & SCHERREIKS (1982) etwa im mittleren Nor eine durch Subsidenz bedingte Transgression durch, die sich in einer Ausbuchtung der Dachsteinkalklagune gegen W äußert. In Zeiten relativer tektonischer Ruhe werden die Depressionen mit Sediment aufgefüllt und die Hauptdolomitfazies wandert wieder seewärts vor. Damit wird die Subsidenzrate, wie schon beim Wettersteinkalk, auch im Hauptdolomit zu einem wesentlichen Steuermechanismus der zyklischen Sedimentation. Die Dreigliederung des Hauptdolomites beruht nach FRUTH & SCHERREIKS im wesentlichen auf vier Perioden stärkerer tektonischer Subsidenz.

Die Transgression etwa an der Karn–Nor-Grenze findet sich auch als deutliche Absenkungsphase von Randzonen des Hallstätter Troges (LEIN, Vortrag Berchtesgaden, 1983). In der Hallstätter Abfolge selbst wird diese Grenzzone durch Bruchtektonik mit Schollenverkippen und Spaltenbildungen sehr kompliziert (KRYSTYN, 1973).

Die bisher noch wenig verstandenen, aperiodischen Absenkungsphasen des relativen Meeresspiegels (= "Member A" in FISCHER's Loferer Zyklen) könnte man auch als lokale Hebungen der Kruste in der Randzone des Hauptdolomitrogens deuten (siehe dazu Kap. „Subsidenz...“).

Die Absenkungsphasen werden gegen das Rhät hin wieder häufiger und leiten mit der raschen Absenkung der Kössener Becken einen neuen Zyklus ein. Insbesondere in den westlichen Südalpen (lombardische Trias) sind etwa ab dem mittleren Nor sehr unterschiedliche Subsidenzraten auf der Hauptdolomitplattform zu beobachten. Etwa N–S verlaufende Grabenbruchzonen sind hier bereits ausgeprägte Vorzeichen der jurassischen Rifttektonik (GAETANI, 1979). Zonen mit verstärkter Mobilität liegen in den Südalpen wie in den Nordalpen extern, d. h. im Nahbereich des zukünftigen jurassischen Kontinentalrandes. In der Hauptdolomitplattform der Dolomiten sind dagegen mit der Transgression des „Triasina Kalkes“ nur spärliche Anzeichen eines relativen Meeresspiegelanstieges zu erkennen.

4. Zyklus:

Mit diesem Zyklus stellt sich in den Nord- wie in den Südalpen kein grundsätzlich neuer Trend in der Entwicklung ein. Die Absenkung der Kössener Becken folgt den im Nor bereits angedeuteten Subsidenzereignissen, lediglich in verstärktem Ausmaß. Mit der verstärkten Absenkung sind offensichtlich nun wieder Hebungen am Rand der Becken verbunden, oder eine generelle Meeresspiegelabsenkung. Sandsteinschüttungen in Kössener Schichten der westlichen Nördlichen Kalkalpen (s. TOLLMANN, 1976) oder zusätzlich auch Konglomerateinschaltungen in den Kössener Schichten des Drauzuges (s. BECHSTÄDT, 1978) sind ein Anzeichen dafür. Die vorstoßenden Riffdetritus-Schüttungen der Pedata Schichten in den Randzonen des Hallstätter Troges können ebenso in diesem Sinne erklärt werden.

Die Rhät-Transgression ermöglicht einen Faunenaustausch mit dem germanischen Becken, der sich z. B. besonders in der „Schwäbischen Fazies“ der Kössener Schichten widerspiegelt (MOSTLER et al., 1978).

Die neuerliche Regression etwa an der Wende Rhät–Lias führt mit der Einschaltung der geringmächtigen Schattwalder Schichten zu einer kurzfristigen aber sehr deutlichen Unterbrechung der normal marinen Kössener Beckenfazies. Die nach KOHLER & ZACHER (1982) hochsalinare Fazies der Schattwalder Schichten entspricht in ihrer Tonmineralvergesellschaftung germanischen Triasablagerungen und könnte damit einen südlichen Ausläufer der kurzfristig vorstoßenden Keuperfazies darstellen. Emersionen vor der nun endgültigen Absenkung der Karbonatplattformen im Jura (= „Adneter Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974) kommen auch am Top der oberrhätischen Riffkalke vor. Wie schon vorher ist nun also auch diese wichtige tektonische Absenkungsphase mit Regressionen an ihrem Beginn verbunden.

Dem Kössener Ereignis der Hauptdolomitplattform kann im Hallstätter Faziesraum die Überlagerung der

pelagischen Hallstätter Kalke durch die möglicherweise zunächst etwas flacheren Zlambach-Schichten gleichgesetzt werden. Damit zeichnet sich zum erstenmal nach dem Einbrechen im oberen Anis und damit dem Beginn der Hallstätter Beckenentwicklung wieder deutlich ein externes Ereignis in der Hallstätter Sedimentabfolge ab. Dies bedeutet nun aber auch das Ende einer fast 30 M. J. währenden Sonderentwicklung, die ihren Grund in erster Linie in einem den Beckenraum, umschließenden Riff- und Plattformgürtel hatte. Auffallenderweise blieb dieser Raum trotz seiner Mobilität auch frei von vulkanischen Ereignissen. Mit der „Adneter Wende“, dem endgültigen Abtauchen der Karbonatplattformen, verlieren dieser an Bedeutung und der Hallstätter Faziesraum wird wieder in eine großräumige Faziesentwicklung miteinbezogen.

3.3. Orogenetisch beeinflusste Ablagerungsräume der Trias

Im zirkumpazifischen Raum als auch am Nordrand der Tethys treten etwa zu gleicher Zeit (späteres Paläozoikum/?untere Trias und Obertrias/unterer Jura) Faltungsphasen mit teilweise Subduktionscharakter auf. Wie bereits eingangs erwähnt, sind die frühkimmerischen Faltungsphasen am euroasiatischen Kontinentalrand, im Bereich der wohl schon im Perm geschlossenen Paläotethys, wirksam. Ein entsprechender Falten-gürtel ist vom Hindukusch über den Kleinen Kaukasus bis in die westliche Türkei zu verfolgen (STÖCKLIN, 1977; SENGÖR, 1979). Im Rahmen dieser Orogenphase ist nach DAVOUDZADEH & SCHMIDT (1981) in der breiten Scherungszone zwischen Gondwana und Eurasien auch eine Rotation der Zentral-Ostiran-Platte im Gegenuhrzeigersinn in größerem Ausmaß abgelaufen.

Im östlichen Tethysbereich ist klar eine etwa von Norden nach Süden auslaufende Orogenese in zwei Phasen, im späten Variszikum und in der Obertrias zu erkennen (s. Abb. 6). Die altkimmerischen Bewegungen erfaßten dabei externere (= südlichere) Zonen als die spätvariszische Orogenese. So gesehen bildete sich hier die mesozoische Neotethys im Vorland der im Norden liegenden „Kimmerischen Gebirge“. In diesem Sinne also völlig analog zur Entwicklung der alpin-mediterranen Zone am Außenrand der mitteleuropäischen Varisziden. Das plattentektonische Konzept eines "back-arc-spreading" kann daher hier nicht Verwendung finden; wohl aber für die Anlage der postvariszischen Becken am Tethysnordrand.

3.3.1. Tethysnordrand

Im östlichen Kopet Dagh (NE-Iran) tritt in einem Erosionsfenster frühkimmerisch gefaltete Trias zu Tage. Sie zählt, dank der Initiative von Dr. RUTTNER, zu den heute am besten durchgearbeiteten Triasserien des Tethysnordrandes. Stellvertretend für diese weite und faziiell meist noch unzureichend bearbeitete Zone sei daher das Profil von Aghdarband dargestellt.

Im späten Paläozoikum kollidierte die iranische Platte mit der Turan-Platte und wurde damit Eurasien angegliedert (DAVOUDZADEH & SCHMIDT, 1982 u. a.). Reste der damit verschwindenden Paläotethys werden z. B. in Ultrabasisit-Vorkommen bei Mashhad und Rasht vermutet. Deutliche Anzeichen einer intrapermischen Faltungsphase sind durch THIELE (1973) aus dem westlichen Zentral-Iran bekannt.

Die Aghdarband-Trias transgrediert auf dem variszisch geprägten Untergrund der Turan-Platte Eurasiens

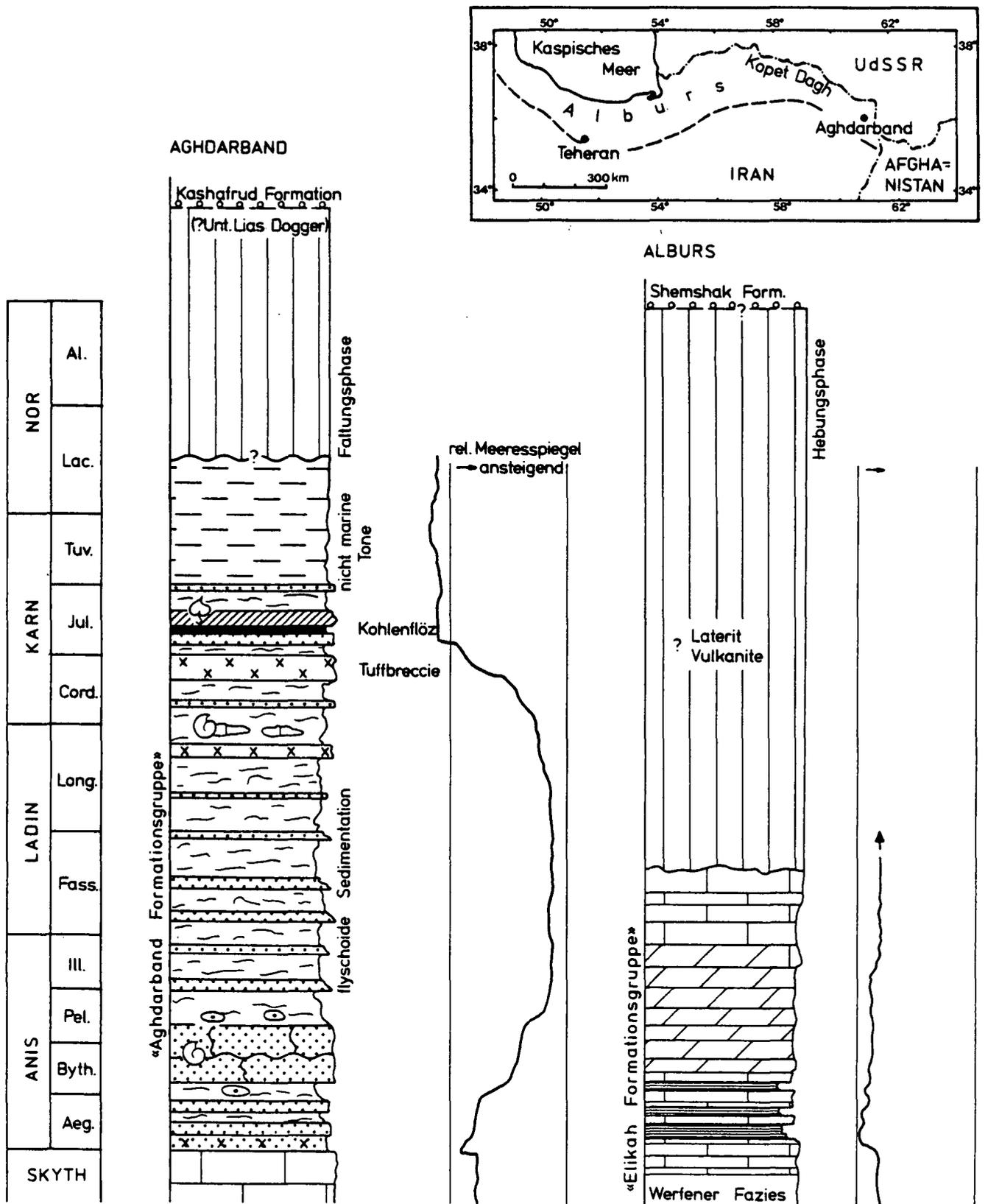


Abb. 5: Gegenüberstellung von Sedimentationsabfolgen mit relativen Meeresspiegelkurven des Tethysnordrandes (Aghdarband) und der zentraliranischen Platte (Albus); nach RUTHNER (1980), STAMPFLI et al. (1976) und eigenen Aufnahmen.

(STÖCKLIN, 1977). Das gegenübergestellte Profil mit der Trias des Albus-Gebirges weist dagegen mit der Zentraliranischen Platte als Untergrund einen typischen „Gondwanasockel“, vorwiegend ohne variszische Orogenese auf. Demnach bilden sich im Perm in beiden Räumen auch ganz unterschiedliche Fazies aus: in

Aghdarband nach einer Diskordanz eine ca. 250 m mächtige terrigen-klastische Serie (RUTHNER, 1980) mit roten Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertönen, die stark an unsere alpine permoskythische Basisserie erinnert. Im Albus hingegen folgen konkordant auf nichtmetamorphem Paläozoikum fossilreiche permische

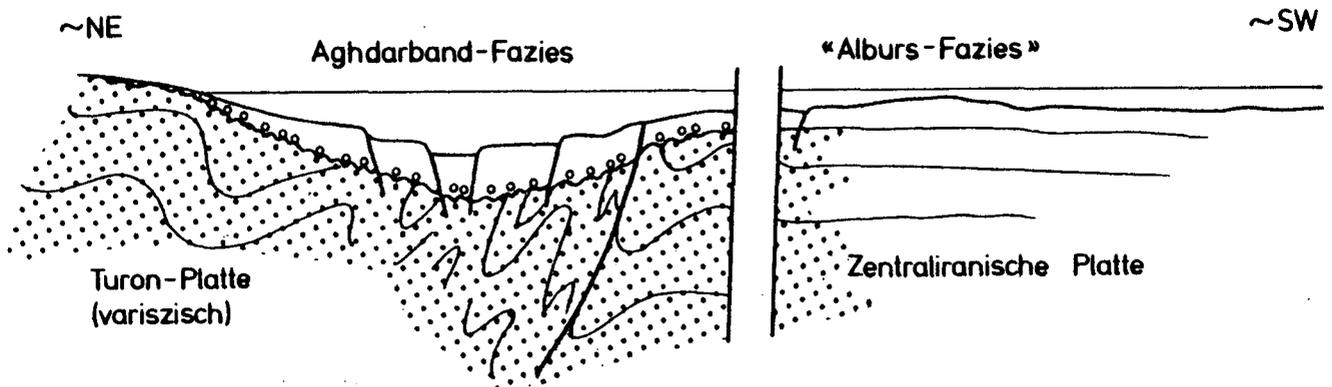


Abb. 6: Tethysnordrand zur Zeit der Mitteltrias in einem schematisierten Schnitt im NE-Iran (ohne Maßstab). Aghdarband-Fazies mit flyschoider Sedimentation in grabenartig eingesenktem Trog unbekanntem Ausmaßes, „Alburs-Fazies“ (in der östlichen Fortsetzung des Alburs gedacht, vor der Rotation der zentral-ostiranischen Platte) mit vorwiegend karbonatischer Flachwassersedimentation. Basis der Perm-Trias-Abfolge im N diskordant, im S konkordant mit örtlichen Schichtlücken. Die stark durchgezogene Störungslinie soll die Paläotethys-Sutur markieren. Wahrscheinlich erfolgten im Bereich dieser Linie auch die späteren Lateralverschiebungen größeren Ausmaßes. Der Punktraster soll den variszischen Einflußbereich kennzeichnen. Die in der Obertrias folgende intrakontinentale, altkimmerische Faltungsphase dürfte hier ein ähnliches Strukturbild geschaffen haben wie die hier auslaufende variszische Konvergenzphase.

Flachwasserkarbonate. Allerdings ist hier im Übergang zur Trias zumeist eine Schichtlücke ausgebildet, oft mit lateritischen Bodenbildungen (siehe BRANDNER et al., 1981), in welche die Perm/Trias-Regressionsphase fällt.

Die Trias transgrediert im Elbursgebirge nach der örtlichen Schichtlücke mit schräggeschichteten Oolithen, in Aghdarband kommt die Perm/Trias-Grenze in die klastisch entwickelte Basisserie zu liegen. Der fazielle Vergleich mit den Nord- und Südalpen drängt sich auf: einerseits der Tesero-Oolith als ausgeprägte Basis der südalpinen Werfener Formation, andererseits die schräggeschichteten Quarzsandsteinkörper als Küstenfazies im Alpenen Buntsandstein.

Die ausgeprägte Regressionsphase an der vermutlichen Perm/Trias-Grenze dürfte eine sehr weitreichende Bedeutung haben. Nur in vergleichsweise kleinräumigen Senkungszone setzte sich die marine Sedimentation des Perm in die Trias ununterbrochen fort. Jedoch ist auch in diesen Fällen ein deutlicher regressiver Sedimentationsumschwung festzustellen. So werden z. B. im stratigraphisch berühmten Profil von Julfa rote, Hallstätterkalkähnliche Ammonitenkalke des oberen Perm relativ scharf von Flachwassersedimenten (Dolospatite und -mikrite mit LF-Gefügen) der Untertrias überlagert (MOSTLER & RAHIMI-YAZD, 1976; ALTINER et al., 1980).

Erst mit dem oberen Skyth (= Spathian, mit Conodonten belegt; BRANDNER & DONOFRIO, in Vorber.) setzt sich in Aghdarband eine karbonatische Flachwassersequenz ein, die zur Mitteltrias überleitet. Diese Transgression dürfte in der Elikah Formation des Alburs dem Umschwung von der klastisch beeinflussten Werfener Sedimentation zur rein karbonatischen Dolomitfazies entsprechen. Auch dieser Umschwung scheint tethysweit zu sein, finden wir doch mit dem Val Badia Member in Südtirol (BRANDNER & MOSTLER, 1982) und mit den oberen Werfener Schichten in Drauzug und Nördlichen Kalkalpen (MOSTLER & ROSSNER, im Druck) zu etwa gleicher Zeit die gleiche Tendenz. Die oberskythische Hallstätter Fazies der südlichen Dinariden und Helleniden (JACOBSHAGEN & TIETZE, 1974; KRYSSTYN, 1974) wird ebenso diesem Ereignis entsprechen.

Nach kurzen Emersionen (= Reichenhaller Regression?) ist ab dem unteren Anis ein deutlicher, relativer

Meeresspiegelanstieg festzustellen. Terrigen klastische Schüttungen als auch das Aufkommen vulkanischer Tätigkeit weisen auf beginnende, grabenbruchtektonische Aktivitäten hin. Im Laufe des Ladin verstärkt sich die Subsidenz unter Ausbildung einer charakteristischen, flyschoiden Beckenfazies mit pelagischen Schwebcrinoiden- und Radiolarienfaunen. In Grüngrau, tuffogene Tone und Mergel sind turbiditische Schüttungen von vulkanischem Detritus rhythmisch eingeschaltet. Die Grabenbruchtektone könnte als Hinweis auf die von DAVOUDZADEH & SCHMIDT (1981) postulierten Riftzonen im Zuge einer Lateralverschiebung am Nordrand der Zentral-Ostiran-Platte aufgefaßt werden.

Der Sedimentationszyklus wird etwa in der beginnenden Obertrias durch eine sehr rasch erfolgte Senkung des relativen Meeresspiegels abgeschlossen. Über einer noch im marinen Bereich gebildeten Tuffbreccie folgen nach wenigen Metern Sandsteine und Wurzelböden. Die folgenden nichtmarinen Ablagerungen der Obertrias enthalten die hier z. T. in Abbau befindlichen Kohleflöze. Dieser plötzliche regressiver Sedimentationsumschwung dürfte hier in einer tektonischen Hebungphase begründet sein, die möglicherweise ein erstes Anzeichen der späteren altkimmerischen Faltungsphase darstellt. Derzeit fehlen noch Anhaltspunkte zu



Abb. 7: Diskordante Überlagerung von steilgestellter Trias durch unterjurassische Sandsteine der Kashaf Rud-Formation. Helle Bereiche unter der diskordanten Auflagerungsfläche entsprechen kaolinisierten Zonen mit Paläowurzelböden. Aufschluß am Kashaf Rud, ca. 10 km westlich von Darband.

SSW

NNE

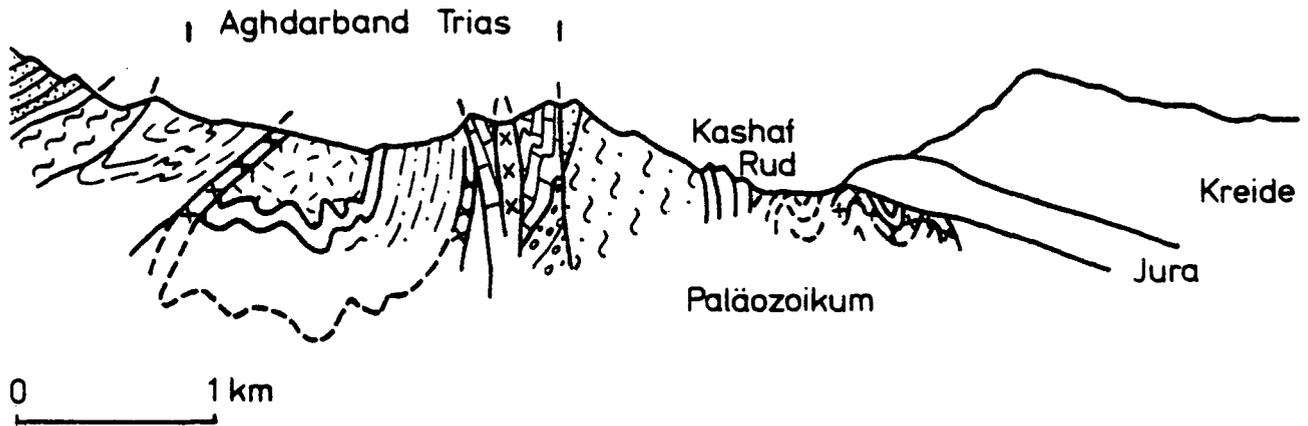


Abb. 8: Querprofil durch das Fenster von Aghdarband; nach RUTTNER (1980).

einer genaueren stratigraphischen Einstufung dieses Ereignisses. Pflanzenfunde aus den nichtmarinen Tonen werden von BOERSMA & VAN CITTERT (im Druck) vorsichtig in das Nor-Rhät gestellt. Demnach müßte auf Abb. 5 die Obergrenze der Aghdarband-Folge höher angesetzt werden.

In den Zeitraum der obersten Trias bis unteren Jura fällt die altkimmerische Faltungsphase, die sich hier intensiv ausgewirkt hat. Tektonisch kaum verstellte Jura- (Toarcien ist als basalster fossilführender Horizont nachgewiesen, RUTTNER [1980]) und Kreideformationen übergreifen in eindrucksvoller Weise (s. Abb. 7, 8) die stark verfalteten paläozoischen und triadischen Serien.

Im heute benachbarten Alburs scheinen zu dieser Zeit lediglich weiträumige Aufwölbungen, Bruchtektonik und Emersionshorizonte, zumeist mit lateritischer Bodenbildung auf. Die Molassefazies der Shemshak Formation (Obere Trias-Mittlerer Jura, über 5000 m mächtig [DAVOUDZADEH & SCHMIDT, 1981]) überlagert, entsprechend der verschieden tief vorgreifenden Erosionsphase, sehr unterschiedlich zusammengesetzten Untergrund: Formationen des Alt- und Jungpaläozoikums im westlichen Albursgebirge bis zu mittel- und obertriadischen Formationen im östlichen Alburs.

Beiden Räumen gemeinsam ist auch, trotz der sehr unterschiedlichen faziellen Entwicklung, der mitteltriadische Meeresspiegelanstieg. Durch die Überflutung kontinentaler Zonen wurde die Schuttanlieferung unterbunden, und eine verstärkte Karbonatproduktion konnte am Schelf einsetzen. Der effektive Meeresspiegelanstieg wird so in der Hochzone des Alburs durch die erhöhte Sedimentationsrate wettgemacht – der Albagerungsraum verbleibt damit im Flachwasserbereich. Die in der Aghdarband-Zone so klar zum Ausdruck kommende obertriadische Regressionsphase dürfte in der Hochzone des Alburs wohl auch zu erwarten sein. Allerdings sind z. B. aus der Zusammenstellung der Elikah-Faziesregion bei KRISTAN-TOLLMANN et al. (1977) keine Hinweise auf Emersionen zu dieser Zeit zu entnehmen. Dies dürfte einerseits in der derzeit noch unzureichenden Kenntnis der Fazies und Stratigraphie begründet sein, andererseits ist aber auch ein Großteil dieses stratigraphischen Abschnittes der frühkimmerischen Erosionsphase zum Opfer gefallen.

3.3.2. Der zirkumpazifische Raum

Über die Ausdehnung des Pazifik zur Zeit der Trias

können keine direkten Aussagen gemacht werden. Die ältesten Meeresbodensedimente des heutigen Pazifik werden derzeit nicht älter als mittlerer Jura datiert, ältere Anteile sind im zirkumpazifischen Raum nur mehr in wenigen Resten von Subduktionen verschont geblieben. Andererseits ist, entsprechend dem "continental fitting", für die Zeit der Trias ein einigermaßen großer pazifischer Ozean anzunehmen.

Paläomagnetische Daten und das Nebeneinander von Faunen oft sehr unterschiedlicher Breitenzonen in heute benachbarten Gebieten im zirkumpazifischen Raum sprechen in zunehmendem Maße für ein weiträumiges Driften von einzelnen pazifischen Krustenschollen. Nach den Auffassungen von MONGER & PRICE (1979), BEN-AVRAHAM et al. (1981), McELHINNY et al. (1981), TOZER (1982) u. a. waren im triassischen Pazifik nach der permischen Fragmentierung eine Anzahl von sogenannten "terranes" verteilt, die erst gegen Ende Jura in ihre heutige Position gelangt sind und mosaikartig z. B. die nordamerikanische Kordillere zusammensetzen.

Die Trias von Japan und der nordamerikanischen Kordillere ist in eugeosynklinalen Zonen durch zwei Orogenphasen oder besser Perioden in den Zeiträumen oberer Perm-?untere Trias und Obertrias gekennzeichnet. Eine genaue zeitliche Einordnung einzelner Phasen und ihre mögliche Korrelation über den Pazifik hinweg scheint allerdings derzeit noch nicht möglich zu sein.

Ebenso ist in der Perm-Trias Abfolge von Thailand eine geodynamische Entwicklung abzulesen, die durch zwei, ungefähr in den gleichen Zeitabschnitten wirksam gewordenen Orogenphasen gegliedert ist. Nach HELMCKE & LINDENBERG (1983) deuten hier permische Flyschabfolgen eine Orogenphase an, die gegen Ende des Perm zum Stillstand kommt. Diese soll im wesentlichen bereits zur Schließung der Paläothethys beigetragen haben und nicht erst, wie die meisten Autoren bisher angenommen haben, die weitaus bekanntere Indosinische (= Altkimmerische) Orogenphase der Obertrias. Diese Deformationen sollen hier rein intrakontinental und somit eher untergeordneter Bedeutung sein. Die permische tektonische Phase wird zeitlich der Saalischen Phase Mitteleuropas gleichgestellt. Granitintrusionen mit Absoluten Altern von 240 M.J. (= Untertrias/Mitteltrias) und 210 M.J. (= Obertrias) können mit den beiden orogenen Ereignissen in Verbindung gebracht werden.

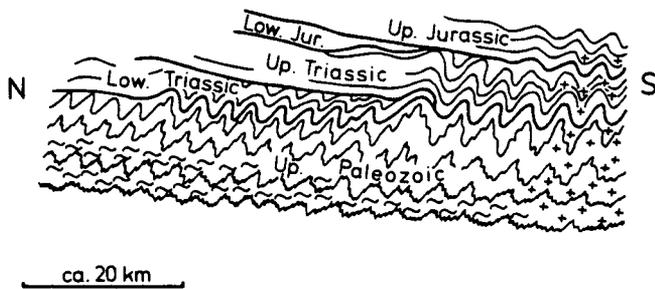


Abb. 9: Nach KIMURA (1974); schematisches Profil von sukzessive gefalteten Zonen in SW-Japan. Verlagerung der Akiyoshi-Orogenphasen und Eugeosynklinale von N nach S.

In der Trias Australiens hat WOPFNER (1982) eine geodynamische Entwicklung herausgearbeitet, die ebenso in ihren wesentlichen Zügen den Grundtendenzen des pazifischen Raumes entspricht: die Trias als Taphrogenesestadium zwischen zwei Konvergenzperioden. Die Schichtlücken in der Obertrias werden hier als tektonische Hebungsphasen im Zuge altkimmerischer Bewegungen gedeutet.

Nach KIMURA (1974) überlagern im südwestlichen Japan untertriadische Deltaablagerungen gefaltete paläozoische Schichten. Nach einer eugeosynkinalen Entwicklung mit mächtigen turbiditischen Abfolgen und Radiolariten folgt in der Obertrias eine ca. 7000 m mächtige Molasse-ähnliche Sedimentabfolge (Miné Einheit). Diese überlagert diskordant sowohl paläozoische Metamorphite als auch gefaltete Triasschichten. Genetisch damit gut vergleichbar ist die etwas später einsetzende Shemshak-Formation Nordpersiens. Im SW Japans ist in N-S-Richtung eine räumliche und zeitliche Verlagerung der Orogenphasen (hier als "Akiyoshi"-Orogenphasen bezeichnet) zu beobachten (s. Abb. 9). Beiden Phasen werden auch Metamorphoseereignisse zugeschrieben.

Die derzeit in verstärktem Maße einsetzende feinstratigraphische Bearbeitung der mächtigen Triasserien anhand von Radiolarien und Conodonten wird wesentlich zur Klärung der komplexen stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse beitragen.

Ähnlich wie die Trias Japans ist auch die Trias der nordamerikanischen Kordillere orogenetisch geprägt. Hier fällt dieser Zeitraum ebenso in einen Übergangsbereich zwischen zwei tektogenetische Perioden (BURCHFIEL & DAVIES, 1975 und MONGER et al., 1972). Die spätpaläozoische Konvergenzphase zwischen pazifischer und nordamerikanischer Platte endet etwa in der Untertrias mit der Schließung von Randbecken und Akkretion von Inselbogenbildung. Neuerliche Subduktion ozeanischer Lithosphäre, entlang des westlichen Kontinentalrandes Nordamerikas in der Obertrias, leiten die zweite tektogenetische Periode ein. Parallel dazu ist am östlichen Kontinentalrand Nordamerikas Rifttektonik mit der Öffnung des Atlantik zu beobachten. Beide Orogenperioden werden begleitet von Inselbogenbildungen, Metamorphose und z. T. recht intensivem Magmatismus. Charakteristisch ist die ozeanwärtige Verlagerung der Subduktionszonen.

Die vollständigsten Triasabfolgen sind in den ausgedehnten miosynkinalen Schelfzonen der östlichen Kordillere zu finden. Aus der stratigraphischen Korrelationstabelle von TOZER (1967 und 1970, Abb. 10) ist eine im großen gesehen relativ einfache Faziesentwicklung rekonstruierbar. Fossilreiche Beckensedimente der Unter- und Mitteltrias werden zu Beginn der Obertrias

		westliche Kordillere		östl. Kord.
		Eugeosynklinale		Miogeosynkl.
O. Trias	N	Bonanza Fm.	Inselbogen-Vulk.	Pardonet Kke. Siltst.
	K	Quatsino Kke.		Grey Beds Sdst., Evaporite
M. Trias	Ld	Karmutsen Basalt	Ozean. Basalte	Liard Sdst.
	An	---		Toard Siltst., Ton
U. Trias			? Inselbogen-Vulk.	

Abb. 10: Vereinfachte Zusammenstellung der stratigraphischen Beziehungen und wesentlichen geotektonischen Vorgänge in einzelnen Zonen der nordamerikanischen Kordillere; nach MONGER et al. (1972) und TOZER (1967).

von zunehmend größeren Sandsteinen und evaporitischen Formationen überlagert. Die damit sich abzeichnende Regressionsphase ist über weite Bereiche der östlichen Kordillere verbreitet und wird hier mit Hebungsphasen erklärt.

In den eugeosynkinalen Zonen der westlichen Kordillere (z. B. Vancouver Island) sind die Abfolgen durchwegs tektonisch amputiert. Auffallend ist hier der Wechsel von Inselbogen-Vulkanismus und -Sedimenten des oberen Perm/?unteren Trias zu einer ca. 6000 m mächtigen Abfolge ozeanischer Basalte der Mitteltrias (Abb. 10). In der Obertrias herrscht wiederum Flyschsedimentation und andesitischer Vulkanismus als neuerliches Inselbogenstadium vor. Damit in Zusammenhang steht ein ausgedehnter Plutonismus mit absoluten Alterswerten von 227 bis 206 M.J. (DOUGLAS et al., 1970).

Zusammenfassend läßt sich also festhalten, daß die Trias der Westküste Nordamerikas, Japans, Thailands, Australiens und des Tethysnordrandes relativ gute Übereinstimmung in geodynamischen Vorgängen zeigt. In all diesen Räumen ist eine Kumulierung orogenetischer Ereignisse in zwei Perioden (oberes Paläozoikum/?untere Trias und Obertrias/Jura) festzustellen.

Diese im großen übereinstimmende Entwicklung läßt Änderungen im Volumen des Ozeanbeckens vermuten, die auch Auswirkungen auf das globale Meeresspiegelniveau haben sollten. Sind die tethysweiten Regressionsphasen an der Perm/Trias-Grenze und in der Obertrias im Sinne von STILLE mit den auch in diese Zeiträume fallenden Orogenphasen zu korrelieren? Die relativ länger dauernde mittel- und obertriadische Transgression könnte als Antwort auf die vermehrte Produktion ozeanischer Basalte verstanden werden. Mit deren Abkühlung wird im pazifischen Raum die auffallende großräumige Absenkung des Meeresbodens als typisches Phänomen an passiven Kontinentalrändern erklärt (z. B. BEN-AVRAHAM et al., 1981). Auch dieser Vorgang sollte global zu langzeitigen Regressionen führen. Einigermaßen gesicherte Aussagen werden allerdings erst bei einer genaueren Datierung und besseren Kenntnis der räumlichen Verbreitung dieser Ereignisse möglich sein.

4. Isostatische und taphrogenetische Subsidenz

Bei den großen Mächtigkeiten der Triassedimente in den alpinen Ablagerungströgen muß die Subsidenz ein

wesentlich mitbestimmender Faktor bei der Interpretation von Meeresspiegelkurven sein. Das bessere Verständnis der lokalen Subsidenzereignisse ist daher zum Erkennen globaler Veränderungen von Bedeutung.

In den alpinen Becken sind die örtlich stark unterschiedlichen Mächtigkeiten auf engstem Raum charakteristisch. Wie schon seit MOJSISOVICS (1978) bekannt, wird dies im wesentlichen durch die Faziesheteropie von Riff- und Beckenzonen hervorgerufen. Unterschiedliche Sedimentationsraten führen zur Ausbildung von isostatisch unterschiedlich stark absinkenden Sedimentkörpern – Karbonatplattformen sinken stärker ab als Beckenzonen. Die schönsten Beispiele sind dafür aus den Nördlichen Kalkalpen bekannt: Wettersteinkalkplattform / Partnach Becken (SARNTHEIN, 1967) und Dachsteinkalkplattform / Hallstätter Becken (ZANKL, 1971). Daneben sind vor allem zu Beginn der Karbonatplattform-Beckenentwicklungen taphrogenetische Verstellungen des Untergrundes verbreitet (BECHSTÄDT et al., 1978).

In Gebieten mit kontinentaler Kruste können sich dem Modell von MCKENZIE (1978) folgend nur durch Krustenausdehnung sedimentäre Becken entwickeln. Nach einer raschen Dehnungsphase ermöglicht die ausgedünnte Kruste passives "upwelling" von heißer Asthenosphäre. Auf so ein Wärmeereignis deuten radiometrische Daten (freundliche mündliche Mitteilung von Prof. KÖPPEL, ETH, Zürich) aus den westliche Südalpen, die mit 220 bis 230 M.J. etwa in die Mitteltrias fallen. Im Zuge der Wiederherstellung ausgeglichener Dichte- und Temperaturverhältnisse (= Abkühlung) tritt unmittelbar nach dem Riffen Subsidenz auf. Entsprechend dem MCKENZIE-Modell kann eine Krustenausdehnung um den Faktor zwei Becken mit 4,5 km Sedimentmächtigkeit entstehen lassen. Die einfache Anwendbarkeit dieses Modells in der alpin mediterranen Triaszone wird durch die Position im periorogenetischen Bereich der altkimmerischen Bewegungen etwas eingeschränkt.

Wie ILLIES (1981) gezeigt hat, setzen Grabenentwicklungen zumeist an präexistierenden Schwächezonen an. Auch die Anlage der alpin mediterranen Perm-Trias-Becken kann am besten durch variszisch vorgeprägte Schwächezonen erklärt werden (s. a. Abb. 2). Wie sollte man sonst die komplizierte Anlage der beiden großen Grabenbruchsysteme der nördlichen Kalkalpen und der Südalpen am Außenrand des variszischen Orogens verstehen. Dies würde dann aber umgekehrt auch Rückschlüsse auf die Position der paläozoischen Sedimentationströge erlauben.

Die Subsidenzdiagramme in Abb. 11 geben uns einen ersten Überblick über die Subsidenzereignisse im Südalpen- und Nördliche Kalkalpen-Trog. Die Subsidenzkurven wurden ermittelt aus der kumulativen Mächtigkeit und kalkulierten Wassersäule in der Zeiteinheit. In beiden Diagrammen wurden den stark absinkenden „Beckenzonen“ Zonen auffallend geringer Subsidenz gegenübergestellt, die aber eine ganz verschiedene Ursache haben. Währendem es sich bei der Etschplattform um eine strukturelle Hochzone handelt, ist in der Hallstätter Zone die geringe Subsidenz durch die geringe Sedimentationsrate zu erklären.

Die Subsidenzkurve des Dolomitentrogens unterscheidet sich von jener der Nördlichen Kalkalpen, trotz einiger Gemeinsamkeiten durch den wesentlich unruhigeren Verlauf. Dafür sind tektonische Hebungsphase oft beträchtlichen Ausmaßes verantwortlich zu machen, die sich in zwei Perioden häufen. Die verstärkte Subsidenz

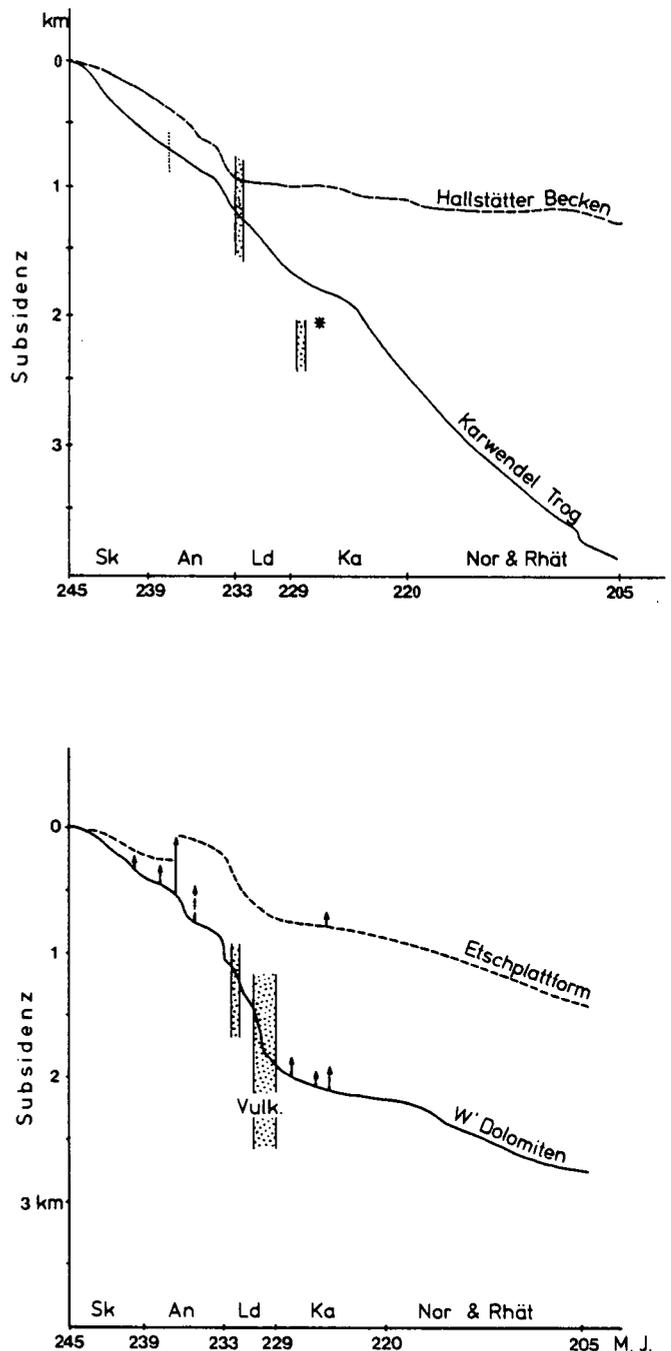


Abb. 11: Subsidenzdiagramm der westlichen Nördlichen Kalkalpen (oben) und der Südalpen. Die Subsidenzkurven wurden aus den kumulativen Schichtmächtigkeiten und der jeweiligen kalkulierten Wassersäule ermittelt. Pfeile geben tektonische Hebungsphasen an; Pfeillängen entsprechen den relativen Intensitäten. Gerasterte Bereiche: vulkanische Ereignisse; * = Vulkanismus von Lech. Absolute Altersdaten nach ODIN & LETOLLE (1972).

in der Mitteltrias ist in beiden Räumen entwickelt, in den Südalpen wiederum stärker. Mit der raschen Absenkung von Becken nach Flachwasserentwicklungen (s. u.) werden kurzfristig sehr hohe Subsidenzraten erreicht, wie sie für Riftzonen typisch sind.

In diese taphrogenetische Subsidenzperiode fällt die auffallende und weit verbreitete Regression im oberen Anis. Neben einer globalen Regression könnte sie auch Ausdruck einer weitspannigen Aufdomung sein, wie sie nach ILLIES (1981) in einer idealen Grabenentwicklung nach dem initialen Rifting vorkommen sollte.

Besonders nach dieser möglichen Aufdomung tritt im Ladin nun eine verstärkte Subsidenz auf, die z. B. mit der Absenkung der Buchensteiner Becken auf 800 bis 1000 m Wassertiefe (BOSELLINI & FERRI, 1981) besonders klar in Erscheinung tritt. In diese stärkste tektonische Senkungsperiode fällt auch das relativ kurzzeitige vulkanische Hauptereignis der Südalpen. Die größere tektonische Mobilität des südalpinen Troges wird in der stärkeren Krustenausdünnung als in den Nordalpen begründet sein.

In beiden Trögen ist also eine normale Grabenentwicklung mit beschleunigter Subsidenz in der Mitteltrias festzustellen. Mit dem Karn stellt sich das Subsidenzverhalten beider Tröge auffallend um. Der ruhige Verlauf der Kurven in der Obertrias symbolisiert gleichmäßiges Absinken der Kruste, entsprechend der Sedimentauflast. Isostatische Subsidenz ist mit den mächtigen, nahe dem Meeresspiegel abgelagerten Hauptdolomit- und Dachsteinkalkplattformen scheinbar klar entwickelt.

Die wesentlich größeren Mächtigkeiten der Obertrias im Karwendeltrog, gegenüber dem Dolomitentrog, drückt möglicherweise bereits eine Verlagerung der Senkungszonen in externere Bereiche, zum zukünftigen jurassischen Kontinentalrand hin, aus. So gesehen, nimmt bereits in der Obertrias auch die lombardische Triasfazies mit den mächtigen Grabenfüllungen des Nor und Rhät (s. GAETANI, 1979) eine externe Position ein. Hier kommt also deutlich zum Ausdruck, daß trotz \pm gleicher Ablagerungsbedingungen der Hauptdolomitplattformen die Krustenabsenkung unterschiedlich ist und daher nicht rein von der Sedimentationsrate her gesteuert sein kann. Eine "Absenkungsmöglichkeit" muß vorgegeben sein. Das Einsinken tektonischer Gräben unter Sedimentauflast (z. B. Lombardische Obertrias) kann daher als neuerliches frühes Riftstadium gewertet werden. Der Grund für die Verlagerung der Senkungsräume in externeren Zonen ist noch ungewiß, hängt aber wohl mit der zu dieser Zeit beginnenden Taphrogenese im Atlantik zusammen. Das Tethysriffstadium der Mitteltrias wurde durch den karnischen „Umschwung“ vorzeitig beendet. Ausläufer der ladinischen und altkimmerischen Kompressionstektonik könnten dafür verantwortlich gemacht werden. Damit dürfte der Umschwung im Karn, der ja auch zu einer wesentlichen Umstellung in der Paläogeographie geführt hat, großtektonische Bedeutung haben.

4.1. Subsidenz von der Sedimentationsrate kontrolliert (isostatische Subsidenz)

Ein Schnitt durch die westlichen Nördlichen Kalkalpen (Abb. 12) bietet ein gutes Beispiel für das Absinken von Sedimentkörpern, entsprechend ihrer Auflast. SARNTHEIN (1967) hat auf die Notwendigkeit hingewiesen, daß bei einem Mächtigkeitsverhältnis von gleich alten Partnachschichten und Wettersteinkalk von oft 1:7 nicht das Partnachbecken, sondern die Wettersteinkalkplattform rascher absinken muß. Ausgedrückt in Bubnoff-Einheiten sind das für den Zeitraum Ladin-Cordevol (nach ODIN-LETOLLE max. 5 bis 6 M.J.) 300 bis 350 $\mu\text{m}/\text{J}$. gegenüber 120 $\mu\text{m}/\text{J}$. im Hauptbecken oder 60 $\mu\text{m}/\text{J}$. im Südrandbecken. Damit drückt sich im Kalkalpentrog deutlich eine Isostasie im Subsidenzverhalten aus.

Der Wert von 300 bis 350 $\mu\text{m}/\text{J}$. im Bereich der Karwendel-Plattform liegt nach der Zusammenstellung von SCHLAGER (1981) im Spitzenfeld von Akkumulationsraten bei fossilen Karbonatplattformen.

Bei einem Vergleich mit den Dolomitenriffen kann zusätzlich aus der Geometrie der Karbonatkörper auf die relative Absenkungsgeschwindigkeit in beiden Trögen geschlossen werden. Der südliche Rand der Karwendelplattform fällt nur sehr flach zum Partnachbecken hin ein (BRANDNER & RESCH, 1981), währenddem der nördliche Rand mit seiner zeitweisen gravitativen Sedimentation (DONOFRIO et al., 1980) eine etwas steilere Hangneigung aufweisen könnte. Nie werden jedoch Hangneigungen, wie sie in den Dolomiten mit 5–30° vorkommen (GAETANI et al., 1981) erreicht. Dies kann seinen Grund nur im wesentlich rascheren Absinken des Dolomitentrogos haben, wodurch ein stärkeres Höhenwachstum der Riffkörper veranlaßt wird (siehe Abb. 16). Dieser Unterschied zu den Nördlichen Kalkalpen wird auch beim Vergleich der Subsidenzdiagramme (siehe Abb. 11) deutlich.

In den Nördlichen Kalkalpen wird die Abhängigkeit der Subsidenz von der Sedimentationsrate noch klarer, wenn man die Sedimentmächtigkeiten der Raibler Schichten zusätzlich in Betracht zieht. Hier sind Maximalwerte von der Bohrung Vorderriß (BACHMANN & MÜLLER, 1981) bekannt geworden, die nun über der geringer abgesenkten Beckenzone folgen, währenddessen sich nun die Karwendelplattform wieder langsamer absenkt. Die hohen Werte der Bohrung Vorderriß stammen vor allem von evaporitischen Sedimenten. Offen-

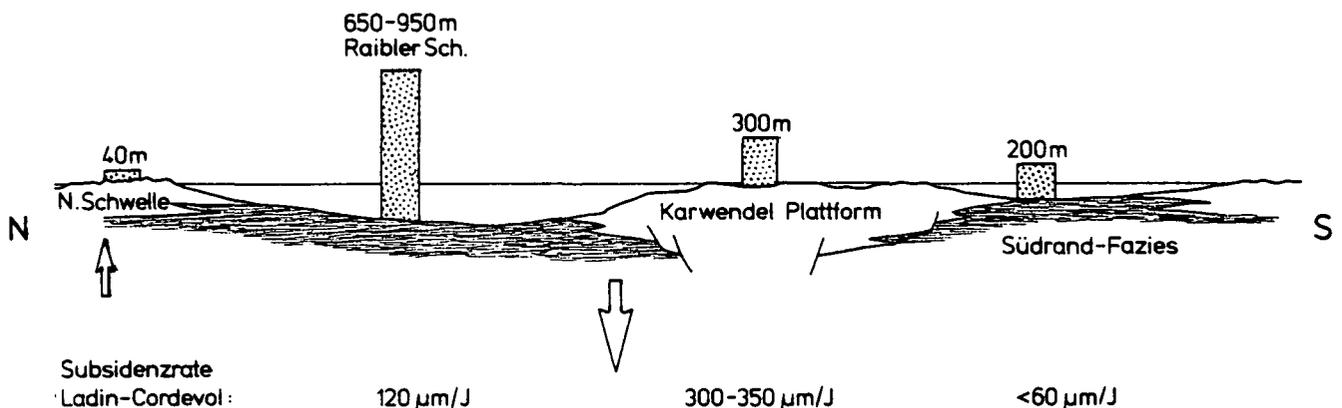


Abb. 12: Hypothetischer paläogeographischer Schnitt durch die westlichen Nördlichen Kalkalpen, ca. im Meridian von Innsbruck zur Zeit des Ladin-Cordevol (ohne Maßstab!). Breite der Karwendel-Plattform etwa 50 bis 60 km. Die Anordnung der Plattformen und Becken erfolgte unter der Voraussetzung, daß Gebiete südlich der heutigen „Inntaldecke“ (= Karwendelplattform) auch primär südlich gelegen waren. Die Bubnoff-Werte der Subsidenzraten gelten für den Zeitraum Ladin-Cordevol. Die Mächtigkeitsangaben über den punktierten Säulen geben die Mächtigkeiten der überlagernden Raibler Schichten an.

sichtlich hat sich aus dem ursprünglichen etwa 200 m oder auch tieferen Partnachbecken im Zuge der karnischen Meeresspiegelabsenkung ein evaporitisches Becken gebildet. Mit dem Ende der Raibler Sedimentation müßte das mitteltriassische Relief einigermaßen ausgeglichen worden sein, die im großen gleichförmige Fazies der Hauptdolomitplattform überdeckt die früheren Faziesheteropien im westlichen Kalkalpentrog. Damit sinken nun wieder die zentralen Zonen des Troges mit etwa 200 µm/J. am raschesten ab.

Der asymmetrische Bau der westlichen Grabenzone während der Mitteltrias (siehe Abb. 12) ist in der hohen Karbonatproduktion am Südrand des Grabens begründet. Beim generell steigenden Meeresspiegel mußten sich hier unter entsprechenden Strömungs- und Windverhältnissen schon früh die günstigsten Lebensbedingungen für Rifforganismen eingestellt haben. Wahrscheinlich hat auch die oberanisische tektonische Reliefbildung entscheidend dazu beigetragen. Die siliziklastische Sedimentation der Partnachschichten vom W und NW her wurde so in zwei Grabensysteme geteilt, die im W nach Auskeilen der Karwendelplattform in einem Becken zusammenlaufen und letztlich in die Arbergfazies übergehen. Das entsprechend seiner Mikrofazies flachere südliche Partnachbecken (= Südrandfazies) müßte gegen E, noch bevor das Hallstätter Becken erreicht werden kann, im Bereich E der Kaisergebirgsscholle auskeilen. Der Nordrand des Partnach-Hauptbeckens wird von einer Schwellenzone (Abb. 12) gebildet, die sich von den Vilsener Alpen bis in das Benediktenwand-Gebiet verfolgen läßt (JERZ, 1966: 82). Auffallend geringe Mächtigkeiten (z. B. Hauptdolomit z. T. unter 100 m) und Schichtlücken charakterisieren diese wohl tektonische Hochzone, die von der Subsidenz der benachbarten Senkungszone immer nur randlich erfaßt wurde. Möglicherweise wirkten sich hier isostatische Ausgleichsbewegungen (= Hebungen am Nordrand der Senkungszone) aus.

Diese paläogeographische Anordnung ergibt sich, wenn Gebiete südlich der „Inntaldecke“ (= Karwendelplattform) im Sinne von SARNTHEIN (1967) auch primär südlich gelegen waren. Dafür sprechen sowohl tektonische als auch fazielle Fakten, die bei einer Neubearbeitung des östlichen „Inntaldecken“-Südrandes ermittelt werden konnten (BRANDNER, in Vorber.).

4.2. Beispiele für taphrogenetische Subsidenz

Durch taphrogenetische Subsidenz wurden in der alpin mediterranen Trias eine Reihe von Becken gebildet (ein Überblick findet sich bei BECHSTÄDT et al., 1978). Auffallend ist die Korrelierbarkeit der Absenkungsperioden über weite Bereiche. RICHTER & FÜCHTBAUER (1981) konnten z.B. die tektonische Phasengliederung des Drauzuges und der Nördlichen Kalkalpen (BECHSTÄDT et al., 1976) auch in der Schichtfolge von Hydra (Griechenland) wiederfinden.

Als Beispiel für das rasche Einsinken des Sedimentationstrogens im Oberanis sei hier das leicht zugängliche Profil „Öfenbach“ bei Saalfelden erläutert.

Die örtlich rasche Absenkung der anisischen Steinalkalk-Plattform (Dasycladaceen-Biostrome) zu den Reiflinger Beckenformationen ist in den Nördlichen Kalkalpen ein verbreitetes Phänomen. Die Absenkung erfolgte impulsartig in mehreren Phasen im Zeitraum Oberanis-Ladin. Mit conodontenstratigraphischen Untersuchungen konnten BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) in-

nerhalb dieses Zeitraumes eine räumliche Ausdehnung der Senkungstektonik von zentralen Grabenzonen zu Randzonen hin feststellen – in ähnlicher Art, aber nicht so spektakulär, wie bei der jurassischen Rifttektonik der Südalpen (WINTERER & BOSELLINI, 1981).

Das Abtauchen der Steinalkalk-Plattform wird fast überall durch scharf einsetzende Krinoidenspatkalk mit Glaukonithäufung markiert. Im Profil „Öfenbach“ (Abb. 13) vollzieht sich der Umschwung von Watt-Sedimenten des Steinalkalkes zu den Beckensedimenten des Reiflinger Kalkes sehr rasch über die 1,2 m mächtige „Krinoidenspatkalkbank“. Die höherenergetischen Grainstones (Echinodermenschutt, massenhaft benthonische Foraminiferen, Schill, Ostrakoden, Brachiopoden) gehen innerhalb derselben Bank noch in Packstones mit Hartgrundbildungen und einer reichen Ammoniten-Fossilagerstätte über. In Spaltenhöhlräumen der örtlich zerbrochenen Steinalkalke finden sich die typischen Echinodermaten-Grainstones als Internsedimente. Damit erklärt sich auch das Problem der Mischfaunen flachen und tieferen Wassers (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974) im hangenden Steinalkalk.

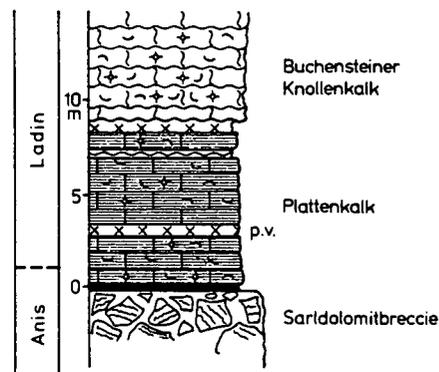
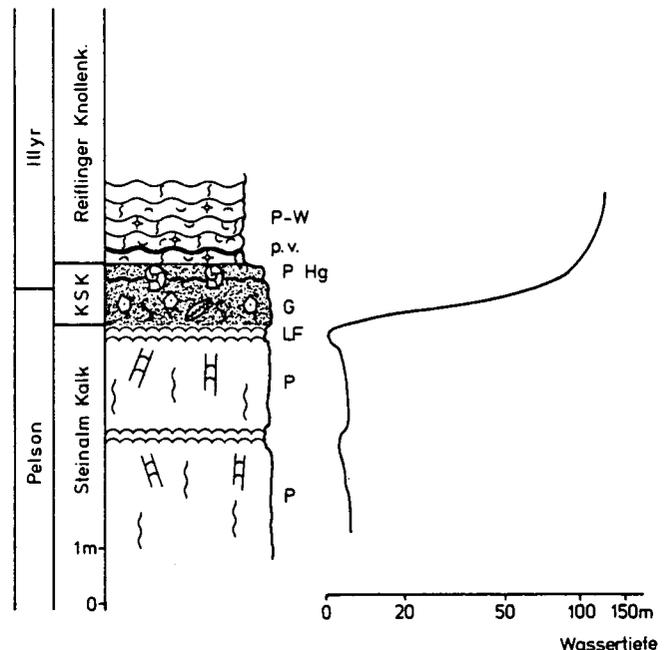


Abb. 13: Beispiele für taphrogenetische Subsidenz aus der Mitteltrias der Nord- und Südalpen. Oben: Ausschnitt aus dem Profil „Öfenbach“, Saalbach, Aufnahme BRANDNER, MOSTLER, RESCH, stratigraphische Einstufung nach MOSTLER, unpubliziert. Unten: Ausschnitt aus dem Profil „Frötschbach“, Seis (Südtirol) nach BRANDNER (1982). P = Packstone, W = Wackestone, G = Grainstone, LF = laminare Fenstergefüge, p. v. = Pietra verde, Hg = Hartgrund, KSK = „Krinoidenspatkalkbank“.

Absolute Wassertiefenangaben sind unter der intertidalen Zone schwer möglich. sie stützen sich, neben wenigen sedimentologischen Kriterien, vor allem auf Faunenkombinationen. Der gute Auswaschungsgrad der Echinodermaten-Grainstones spricht für eine Position gut innerhalb der Welleneinwirkung. Andererseits liegt das Echinodermatenmaximum rezent nach SARNTHEIN (1970) im Nebenmeer des Persischen Golfs, gerade in Zonen ruhigen Wassers, an der Basis der Wellenzone bei 20 bis 40 m. Entsprechend der Faunenkombination der Fossilagerstätte im oberen Teil der Bank ist nach KUBANEK (1969) vorsichtig mit Wassertiefen zwischen 80 und 100 m zu rechnen, die sicherlich auch für die folgenden Filament-Radiolarien-Mikrite anzunehmen sind. So müßte innerhalb der 1,2 m mächtigen „Krinoidenspatkalkbank“ eine Absenkung von 0 auf max. 100 m stattgefunden haben. Allerdings ist zu beachten, daß mit den Hartgrundbildungen am Top der Bank Schichtlücken noch unbekanntes Ausmaßes vorkommen. Daher ist es derzeit noch nicht möglich, eine Absenkungsrate anzugeben.

Als Relativmaß für die Absenkungsgeschwindigkeit kann die Mächtigkeit der Krinoidenspatkalke verwendet werden. Im Profil Öfenbach ist diese mit 1,2 m ein Minimalwert im Vergleich zur weiteren Umgebung (s. KUBANEK, 1969).

Eine vergleichsweise stärkere differentielle Absenkung erfuhr die oberanisische Sarldolomit-Plattform der Südalpen. Hier ist die Echinodermen-reiche Fazies

nicht mehr zur Ausbildung gekommen (Abb. 13). Grobbreccien der zerbrochenen Sarldolomit-Plattform werden durch stark bituminöse, z. T. verkieselte Feinrhythmite (Radiolarien-Filament-Mikrite und wenige dünne gradierte Detrituslagen) der basalen Buchensteiner Schichten (= Plattenkalk Mb.) überlagert (BRANDNER & MOSTLER, 1982). Die Absenkung der Buchensteiner Becken erfolgte hier also impulsartig ruptuell und endet schließlich bei Wassertiefen von 800 bis 1000 m (BOSELLINI & FERRI, 1980).

Der hohe Bitumengehalt und das völlige Fehlen von benthonischen Organismenresten und von Bioturbation weist die Plattenkalke als typische euxinische Sedimente aus. Erst mit den hellgrauen, stark bioturbaten Knollenkalcken (ebenfalls Radiolarien-Filament-Mikrite) stellen sich wieder normale Sauerstoffverhältnisse am Meeresboden ein. Die euxinischen Beckenbildungen erklären sich, durch das rasche differentielle Absinken der Sarldolomit-Plattform, wobei schlecht durchlüftete Randbecken mit stagnierendem Bodenwasser entstehen. Die plötzliche Änderung der Strömungsverhältnisse und unvermittelt zunehmende Produktion organischer Substanz (Radiolarien-Filament-Massierungen) waren ausschlaggebend für diesen charakteristischen Faziesumschwung.

Die Bildung euxinischer Becken ist in diesem Zeitabschnitt, besonders in den Südalpen und angrenzenden Gebieten, ein Charakteristikum. Die anisoladinische „Grenzbitumenzone“ des Tessin (RIEBER, 1968) oder

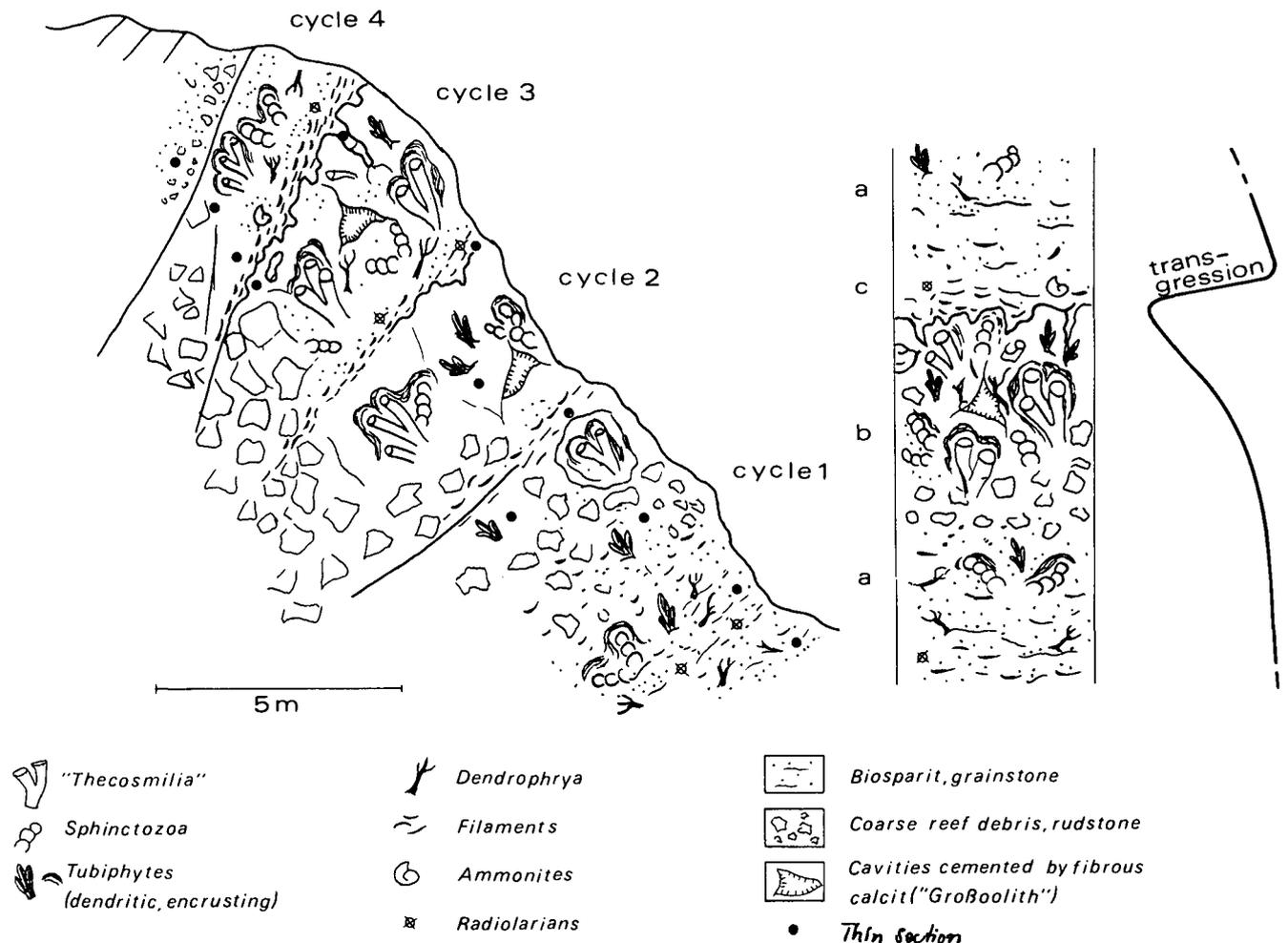


Abb. 14: Schematischer Schnitt durch den zyklischen Aufbau eines patch reef aus dem basalen Wettersteinkalk der Innsbrucker Nordkette (nach BRANDNER & RESCH, 1981). Rasche Subsidenz beendet jeweils das wiederholte Riffwachstum.

das Plattenkalkbecken (= „Fellbacher Kalk“) des Drauzuges (BECHSTÄDT et al., 1976) sind einem ähnlichen Bildungsmechanismus zuzuschreiben. Im Plattenkalkbecken werden die stagnierenden Bodenverhältnisse durch das Absinken dichter, höher saliner Laugen hervorgerufen. Lagenweise massenhaft vorkommender Coelestin (NIEDERMAYER et al., 1975), vereinzelt Gips und fröhdigenetischer Dolomit, sind dunklen, feinklamierten Beckensedimenten zwischengeschaltet.

Anzeichen episodisch rascher Subsidenz können auch an empfindlich reagierenden Riffaufbauten am südlichen Abhang des Wettersteinkalkriffes nördlich von Innsbruck demonstriert werden. Hier ist in patch reefs ein zyklischer Wechsel von Riffwachstum und pelagisch beeinflussten Rotsedimenten mit Radiolarien und Filamenten und z. T. Ammoniten zu beobachten. Bereits zementierte Riffaufbauten (= Hartgründe) werden jeweils am Beginn der regressiven Zyklolheme von geringmächtigen Beckensedimenten überlagert (s. Abb. 14). Das Riffwachstum kann hier nur durch eine sehr rasche Meeresspiegelhebung unterbrochen worden sein.

Nach SCHLAGER (1981) kann das Riffwachstum im jüngeren Holozän mit einer durchschnittlichen Meeresspiegelhebung von 1000 $\mu\text{m}/\text{J}$. schritthalten. Erst bei einem Meeresspiegelanstieg von 6000 bis 10.000 $\mu\text{m}/\text{J}$. Im frühen Holozän sind die meisten Riffe und Plattformen ertrunken. Bei der Anwendung der Werte auf die Mitteltrias sind zwei Aspekte zu bedenken:

- (1) in nichtglazialen Zeiten wie der Trias wären derartig rasche Meeresspiegelhebungen wohl nur tektonisch zu erklären.
- (2) Sicher kann die Aufbaukapazität der holozänen Riffe nur mit Vorbehalt der mitteltriadischen Riffe gleichgesetzt werden. Auch werden wir uns mit den patch reefs in einer für die Aufbaukapazität bereits kritischen Tiefenzone befinden.

Daraus kann geschlossen werden, daß episodisch wohl rasche, in ihrem Ausmaß aber nur geringe Absenkungen des Meeresbodens (Meterbereich?) genügen sollten, das Riffwachstum zu unterbrechen. Für das geringe Ausmaß der Absenkung spricht der wiederholte Neubeginn des Riffwachstums.

4.3. Subsidenz und zyklische Sedimentation im Wettersteinlagunenalk und anderen cordevollischen Karbonatplattformen; Zusammenhang zwischen Subsidenz und Regression

Im Rahmen eines Blei-Zink-Lagerstättenprojektes in den Nördlichen Kalkalpen wurden in der Umgebung der Lagerstätte „Lafatsch“ (Karwendel, Tirol) eine Reihe von Profilen im mittleren und oberen Wettersteinkalk aufgenommen. Es sollten mögliche Beziehungen zwischen Fazies und Mineralisationen untersucht werden.

Die Zyklizität der Abfolge von oft mehreren Meter mächtigen, lagunären „Kompaktbänken“ und geringmächtigen, inter- bis supratidalen „Zwischenschichten“ (Begriffe nach SANDER, 1936) wurde in einem über 1000 m mächtigen Profil von SARNTHEIN (1966) herausgearbeitet. Seine Bezeichnung dieser Abfolge als „Faziesgruppe der Messerstichkalk-Bänke“ soll auf den evaporitischen Charakter der Lagunensedimente hinweisen („Messerstiche“ sind Auswitterungsformen evaporitischer Minerale). Evaporitische Minerale, wahrscheinlich Coelestin, haben sich im Zuge der jeweiligen regressiven Zyklolhemphase, homogen verteilt, in den

subtidalen Schlammbänken gebildet. Zur völligen Evaporation ist es jedoch im Wettersteinkalk selbst nie gekommen.

Durch die detaillierte Neuaufnahme des mittleren und oberen Wettersteinkalkes konnte ein interessanter Trend in der vorwiegend asymmetrischen Zyklolhem-Entwicklung herausgearbeitet werden. Während im unteren Teil des Profiles (s. Abb. 15) typische regressiv Zyklolheme (shoaling-upward cycles) vorherrschen, sind im oberen Abschnitt „transgressive“ Zyklolheme verbreitet.

Die regressiven Zyklolheme sind durch den Vorgang des „Aufsedimentierens“ zu erklären, wobei der asymmetrische Aufbau verschiedene Gründe haben kann. Von Rezente-Beispielen wissen wir, daß im Gezeitenbereich das subtidale Member das Produkt lateraler Akkumulation eines mäandrierenden Gezeitenkanals sein kann („steady state“ Gezeiten Modell, SHINN et al., 1969). Die Sedimentationsabfolge der letzten 8000 Jahre der Florida Bucht läßt erkennen, daß erst bei einer entsprechenden Wassertiefe ein Zirkulationssystem aufgebaut werden kann, das für den Aufbau von „Bänken“ und den Antransport von Sedimentmaterial aus dem ca. doppelt so großen Produktionsbereich notwendig ist. Die regressiv Abfolge entsteht durch Auffüllung („fill-in“) zwischen den „Bänken“ liegender Depressionen. Ein neuer Zyklus entsteht erst wieder bei Verfügbarkeit von Sedimentmaterial und entsprechender Wasserzirkulation (GINSBURG, 1971). Beide Systeme funktionieren bei einer stetigen Subsidenz.

Beide Modelle können bei den „upward shoaling“-Zyklolhemem im Wettersteinkalk Anwendung finden, wobei allerdings auskeilende Kompaktbänke, die ja bei einem migrierenden Gezeitenrinnensystem vorherrschen sollten, nur vereinzelt zu beobachten sind. Auch ist mit den z. T. über 10 m mächtigen Kompaktbänken im mittleren Wettersteinkalk mit einer periodisch, impulsartig erhöhten Subsidenz zu rechnen. Wie uns das Beispiel der patch reef Entwicklung am Außenrand der Wettersteinkalk-Plattform gezeigt hat (s. o.), erfolgte auch dort die Subsidenz nicht stetig, sondern impulsartig. Das Aufsedimentieren bis zum Meeresspiegel ist in der jeweiligen Ruhephase anzunehmen. Je rascher die impulsartige Absenkung erfolgt, umso geringer ist die Chance, daß transgressive intertidale Sedimente zur Ablagerung gelangen. So können die Mächtigkeit der subtidalen Kompaktbänke und das Vorkommen von transgressiven Intertidalsedimenten als Gradmesser der Subsidenz verwendet werden.

Bei den sogenannten „transgressiven“ Zyklolhemem des oberen Abschnittes (s. Abb. 15) ist aber gerade diese transgressive intertidale Sedimentationsphase voll ausgebildet – die Subsidenzphase muß hier also wesentlich geringer gewesen sein als im unteren Teil der zyklischen Abfolge. Dies drückt sich noch wesentlich deutlicher auch in der Gesamtgeometrie der Karbonatplattform aus: im oberen Teil ist eine auffallende laterale Ausdehnung der Plattform zu beobachten.

So gesehen wird die zyklische Entwicklung neben den autozyklischen sedimentologischen Mechanismen im wesentlichen durch die Subsidenzrate gesteuert. In Abb. 15 ist dementsprechend die mittlere Subsidenzrate für die oberen 250 m Wettersteinkalk aufgetragen. Im Verlauf der Subsidenzkurve schälen sich deutlich zwei Perioden verlangsamter Subsidenz heraus. Diese Abschnitte sind zudem geprägt durch ein vermehrtes Vorkommen von Emersionen und ihren Folgeerscheinungen

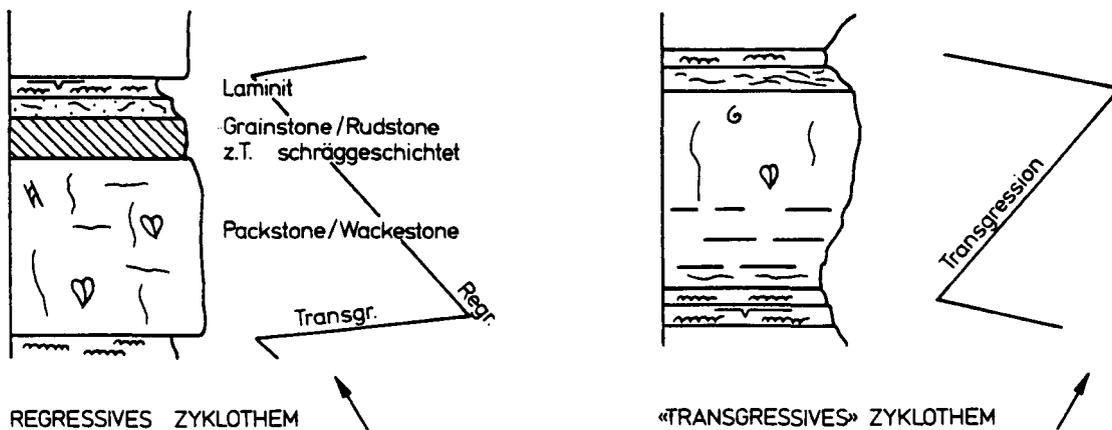
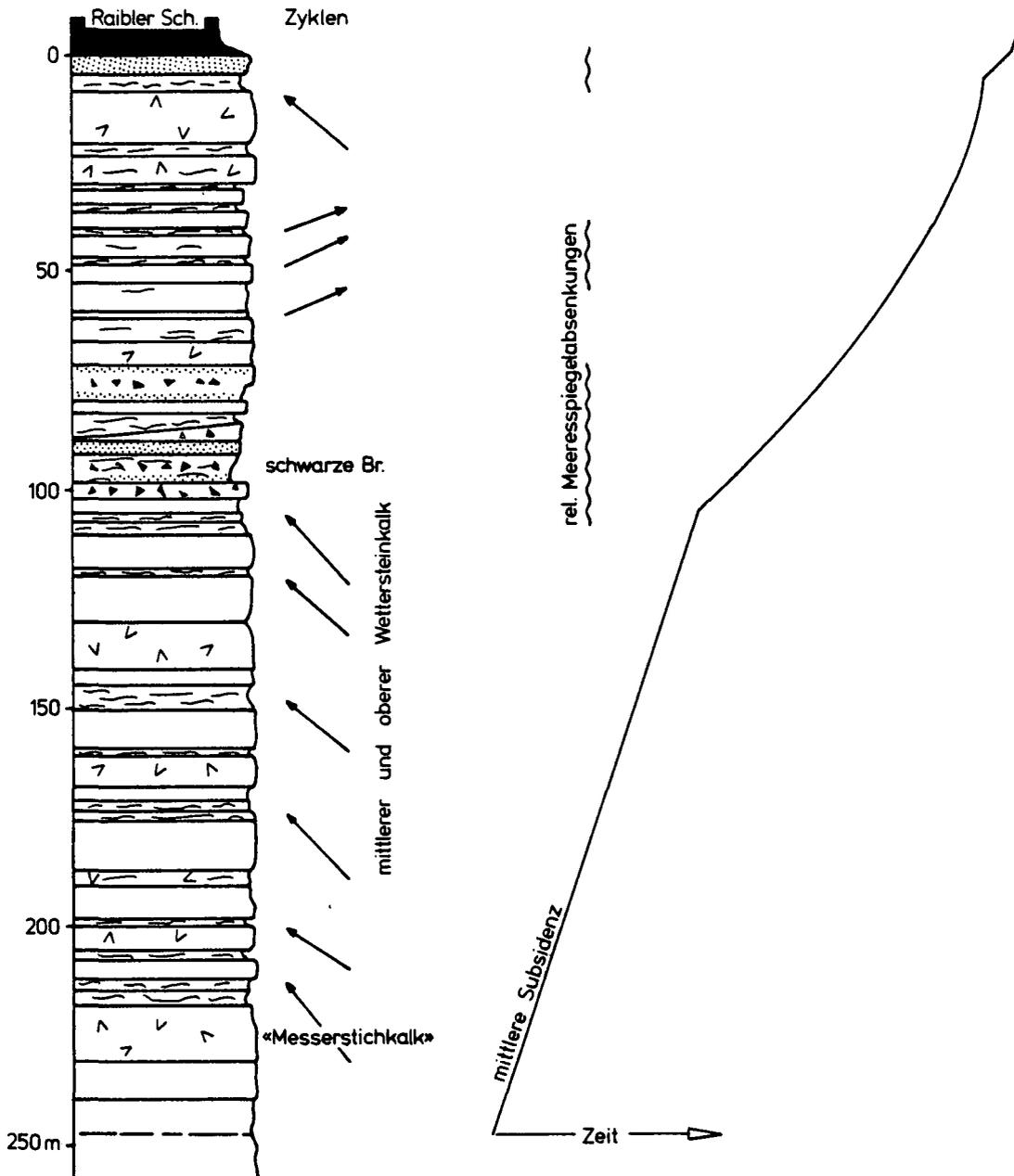


Abb. 15: Zyklische Entwicklung im mittleren und oberen Wettersteinkalk der Karwendelplattform. Das Sammelprofil baut auf mehreren Detailprofilen aus der näheren und weiteren Umgebung der Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch auf. Die Verteilung der Zyklotheme ist (so wie das Sammelprofil) schematisch dargestellt).

gen. Vadose Diagenese, Bodenbildungen, Teepee-Strukturen, verbunden mit grünen und roten tonigen Einschaltungen, charakterisieren diese Horizonte, die unter den Bezeichnungen „Sonderfazies“ in den Nördlichen Kalkalpen und „Bleiberger Fazies“ im Drauzug bekannt sind. Auch die sogenannten „Schwarzen Breccien“ können als Hinweis auf länger dauernde Emersionen dienen. Nur durch einen länger dauernden Meeresspiegeltiefstand kann es in Gezeitentümpeln, aus denen das Breccienmaterial stammt, infolge der damit stark eingeschränkten Wasserzirkulation zu den notwendigen Faulschlammbildungen kommen.

Neben den Nördlichen Kalkalpen und dem Drauzug finden sich auch in den Bergamasker Alpen mit dem „Calcare Rosso“ im oberen Esinokalk (ASSERETO & KENDALL, 1971) im gleichen Zeitabschnitt ganz ähnliche Faziesentwicklungen.

Die relativen Meeresspiegelabsenkungen erfolgten in all diesen Fällen jedenfalls rascher als die Subsidenz und sind aufgrund der weiten Verbreitung als übergeordnetes Ereignis anzusehen. Ist das Nachlassen der Subsidenz ein sekundärer Effekt und ebenfalls eine Folge der Meeresspiegelabsenkungen? Oder ist dies großräumig mit einer Änderung des Stressfeldes im Zuge von Vorphasen der altkimmerischen Bewegungen in Verbindung zu bringen? Jedenfalls wäre nach dem McKENZIE-Modell kein Grund gegeben, warum die Subsidenz nachlassen sollte. Das Subsidenzverhalten kann demnach nur durch ein externes Ereignis gestört werden.

In diesem Zusammenhang sind tektonische Ereignisse zu Beginn des besprochenen Ereignisses (oberes Ladin und Cordevol) in den Dolomiten von Bedeutung. Örtliche tektonische Hebungen und Verstellungen beenden hier abrupt die ausgeprägte ladinische Subsidenzperiode. Massive Konglomeratschüttungen (= „Marmolada-Konglomerat“) plombieren örtlich Schuppenstapel von permischen bis ladinischen Sedimenten (PISA et al., 1979; BOSELLINI et al., 1981). In den späteren cordevolischen Beckenrandsequenzen der zentralen Dolomiten kommen in den Cassianer Schichten resedimentierte Marmolada-Konglomerate zusammen mit ins Becken vorstoßenden Riffzungen vor.

Hier sei kurz auf den grundsätzlichen Unterschied in der Geometrie der Karbonatplattformen des Ladin und jenen des Karn hingewiesen. Diese gibt in der Art der räumlichen Verzahnung mit den Beckensedimenten und dem Schichtenverlauf innerhalb der Karbonatplattformen Auskunft über das Subsidenzverhalten und relative Meeresspiegelschwankungen (s. MITCHUM et al., 1977). In den Südtiroler Dolomiten sind aufgrund der ausgezeichneten Aufschlußverhältnisse klar zwei unterschiedlich progradierende Karbonatplattformtypen zu erkennen (s. Abb. 16):

- 1) Die Karbonatplattform des Schlerndolomites mit einer deutlichen Höhenentwicklung und steiler Übergusschichtung zum Buchensteiner Becken hin. Dieser Typ entsteht bei rascher Absenkung des Buchensteiner Beckens (= taphrogene Subsidenz, s. o.) mit geringer Sedimentationsrate und einer langsamer absinkenden Karbonatplattform (= relativer Meeresspiegelanstieg), wobei diese an Mächtigkeit durch Aufsedimentieren zunimmt („topset“).
- 2) Die Karbonatplattform des Cassianer Dolomites mit der charakteristischen flächenhaften Entwicklung, die mit einzelnen Riffvorstoßphasen beginnt. In der Abb. 16 ist nur der einfachste Fall dargestellt. Hier

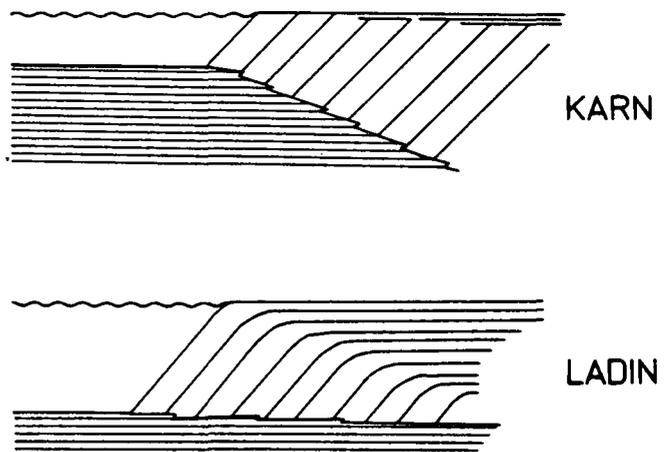


Abb. 16: Schematische Darstellung unterschiedlich progradierender Karbonatplattformen im Ladin und Karn der Südtiroler Dolomiten (nach BOSELLINI, 1982). Unten: Faziesverzahnung der Schlerndolomitplattform und der Buchensteiner Schichten; dieser Typ kann sich nur bei stark absinkendem Untergrund des Beckens mit geringer Sedimentationsrate und relativem Meeresspiegelanstieg entwickeln; damit konnten sich auch auf der Karbonatplattform Sedimente ablagern (= „topset“). Oben: Faziesverzahnung von Cassianer Dolomit und Cassianer Schichten bei hoher Sedimentationsrate im Becken; die ansteigend progradierende Faziesgrenze („climbing progradation“) und das ±Nichtsedimentieren am Top der Karbonatplattform entstehen bei stabilem relativen Meeresspiegel und Subsidenzstillstand. Beide Typen sind z. B. an der Nordseite des Schlernmassivs entwickelt (siehe BRANDNER & MOSTLER, 1982).

nimmt die Karbonatplattform mit der Zeit an Mächtigkeit ab. Subsidenzstop und stabiler Meeresspiegel bzw. geringe Subsidenz mit fallendem Meeresspiegel führen, zusammen mit hoher Sedimentationsrate in den Cassianer Becken, zu der charakteristischen, räumlich ansteigenden Faziesverzahnung. Am Top der Karbonatplattform kommen Nichtsedimentation, Sedimentumlagerung oder periodisch Emersion vor.

Beim Vergleich mit der ladinischen Faziesentwicklung kommt hier also die karnische relative Meeresspiegelabsenkung und Subsidenzverlangsamung sehr deutlich zum Ausdruck. Im Detail sind die Meeresspiegelabsenkungen des Cordevol sehr gut am Rand der Karbonatplattformen mit den periodisch progradierenden Plattformabhängigen zu erkennen. In den berühmten Aufschlüssen am Südrand der Seiser Alm, unterhalb der Roterdspez und der Kette der Roßzähne sind zwei bis drei ins Becken progradierende Riffzungen des Cassianer Dolomites (s. Abb. 18) zu erkennen, die jeweils von resedimentierten Marmolada-Konglomeraten (debris flow und grain flow) und Cipit-Kalkblöcken überlagert werden (BRANDNER, 1982). Hier sind also regressive Sequenzen abgebildet, die jeweils mit den empfindlicher reagierenden Riffvorstoßphasen (= Megabreccien) beginnen und in der Folge von umgelagertem terrigenem Abtragungsschutt überholt werden (s. Abb. 19). Die Regressionen können vom Beckenrand auf die Karbonatplattform (= Schlernplateau) selbst verfolgt werden und sind hier durch lateritische Bodenbildungen mit Bohnerzen (= „Schlernplateauschichten“ p. p.) gut zu erkennen. Die letzte Emersionsphase vor Transgression der Raibler Schichten drückt sich hier, wie auch in den Nördlichen Kalkalpen, durch eine deutliche Verkarstung (s. Abb. 20) des Untergrundes aus (BRANDNER, 1978). Es ist jedoch ausdrücklich darauf hinzuweisen, daß diese Verkarstungen ausschließlich in

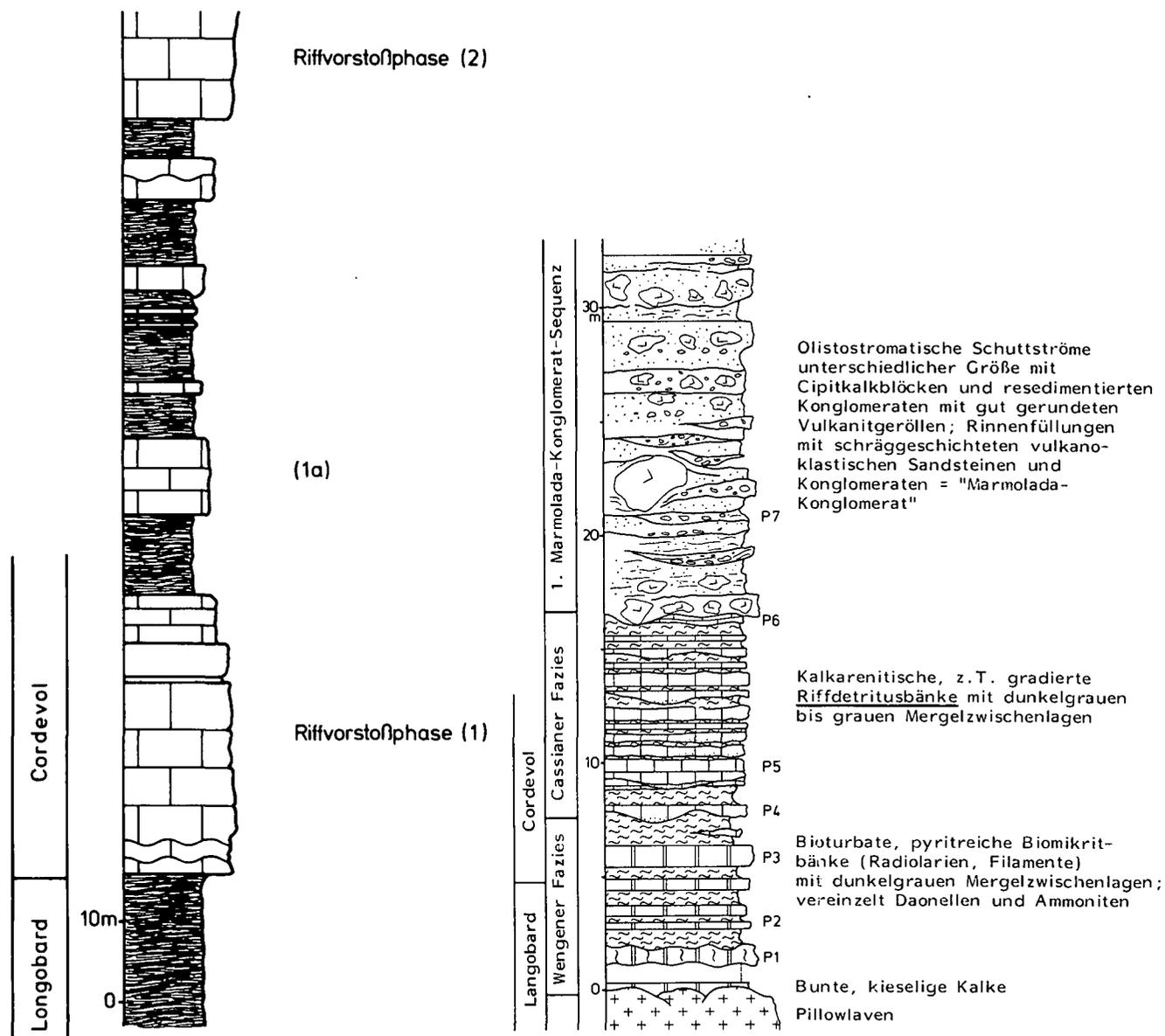


Abb. 17: Links: Ausschnitt aus einem Partnachsichten-Profil nördlich der Karwendelplattform, Nordtirol (nach DONOFRIO et al., 1980, umgezeichnet) mit distalen, periodischen Riffdetritusschüttungen. Rechts: Detailprofil aus der Beckenrandsequenz der Wengener und Cassianer Schichten der Seiser Alm, Südtirol (Profil im Tschapitbach, südlich Proßlinger Schwaige); arenitisch-rudistische Riffdetritusschüttungen werden in einer regressiven Sequenz von resedimentierten Marmolada-Konglomeraten und Cipitkalkblöcken überlagert (nach BRANDNER, 1982). Zu beachten ist das gleichzeitige Einsetzen der Riffdetritusschüttungen in den Nord- und Südalpen.

strukturellen Hochzonen vorkommen. In den zu diesem Zeitpunkt (= vor Ablagerung der Raibler Schichten) bereits wieder rascher absinkenden inneren Zonen der Karwendelplattform sind z. B. keine Verkarstungen zur Ausbildung gekommen.

Die erste Riffvorstoßphase konnte in einem Detailprofil in den Beckenrandsequenzen der Seiser Alm in das beginnende Cordevol eingestuft werden (s. Abb. 17).

Ähnliche Riffvorstoßphasen in die Wengener und Cassianer Becken sind auch von vielen anderen Lokalitäten in den Dolomiten bekannt. Nordwestlich des Dürrenstein (PIA, 1937) wurde kürzlich von SCHLAGER & NICORA (in GAETANI, 1979) der phasenhaft progradierende Plattformabhang dargestellt. Wie in den Profilen am Südrand der Seiser Alm sind auch hier zwei bis drei Vorstoßphasen entwickelt, wobei die mittlere, so wie auf der Seiser Alm, nur schwach in Erscheinung tritt. Eine zeitliche Einstufung fehlt hier jedoch noch.

Auch aus den Nördlichen Kalkalpen, nördlich der Kar-

wendelplattform wurden von DONOFRIO et al. (1980) in einem Profil durch die Partnachsichten (s. Abb. 17) distale Riffdetritusschüttungen festgestellt. Diese treten im wesentlichen in drei Perioden auf, wobei die mittlere (in der Abb. 17 „Riffvorstoßphase 1a“) wie in den Südalpen nur schwach vertreten ist. Auffallenderweise setzt die Riffvorstoßphase 1 auch hier mit dem unteren Cordevol ein. Die jüngste Riffvorstoßphase ist sehr stark entwickelt und führt, so wie in den Südalpen, örtlich zur Schließung der Beckenräume.

Aus den verschiedensten Bereichen konnten nun also Beispiele, sowohl von Plattformrand- und Beckenentwicklungen, als auch vom Inneren der Karbonatplattformen, zeigen, daß, unabhängig von lokalen Gegebenheiten, in vorwiegend zwei Perioden deutliche regressiv entwickelte Entwicklungen vorliegen. Dies spricht, neben den bisher allerdings noch wenigen feinstratigraphischen Daten zur Korrelation, für die überregionale Bedeutung der Regressionen.

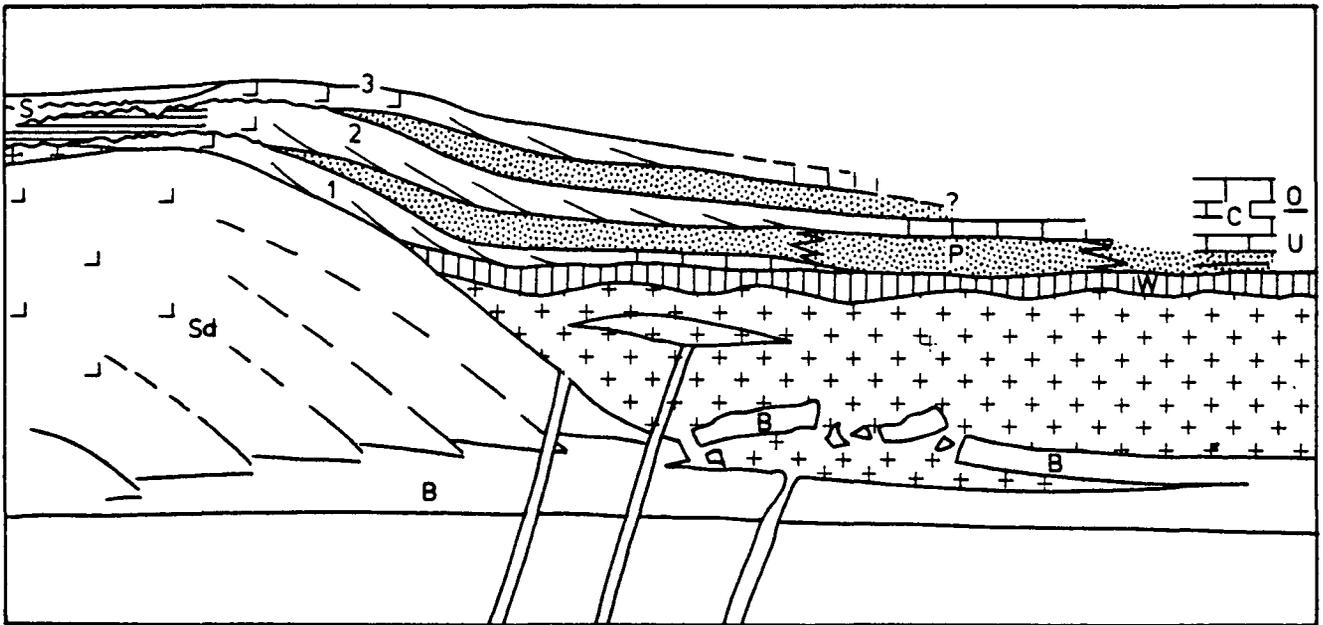


Abb. 18: Schema der stratigraphischen Beziehungen im Schnitt Schlernplateau-Seiser Alm. B = Buchensteiner Schichten; SD = Schlerndolomit; W = Wengener Schichten; S = Schlernplateuschichten, progradierende Riffzungen des Cassianer Dolomits; 1 = Cassianer Dolomit des Santer und Euringer, nimmt nach E an Mächtigkeit stark ab; 2 = Roterdspez-Roßzähne; 3 = Riffbarriere des Schlern („Barriera dello Sciliar“ LEONARDIS, 1962). Gerasterte Bereiche: vulkanischer Abtragungsschutt und Cipitkalk (resedimentierte Konglomerate, „Marmolada-Konglomerat“).

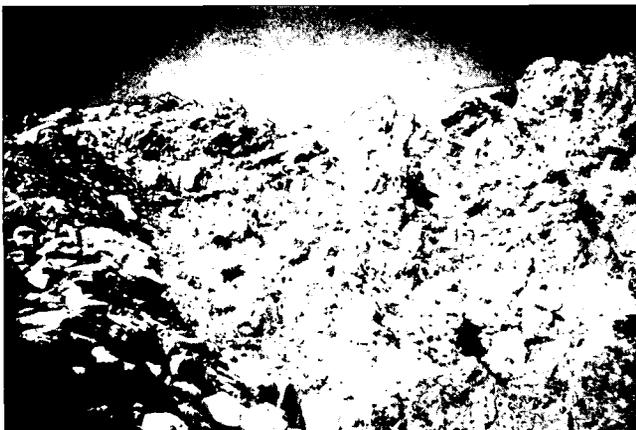


Abb. 19: Oben: Resedimentierte Marmolada-Konglomerate mit Cipitkalkblöcken zwischen Megabreccien als Ausläufer von progradierenden Riffzungen; Aufschluß westlich Molignonhaus, Seiser Alm, Südtirol.

Unten: Tiefgründige Verkarstung des Cassianer Dolomites am Schlernplateau, westlich der Roterdspez, Südtirol; „Schlernplateauschichten“ (S) als Füllungen der Karsthohlräume im Cassianer Dolomit (Cd).

Das Verhältnis verlangsamte Subsidenz – Regressionsperioden kann allerdings nur ein indirektes sein. Die wesentlich längerfristige verlangsamte Subsidenz wird von den kürzerfristigen Regressionsperioden überlagert. Dabei wird die verminderte Absenkung der Becken- und Plattformzonen periodisch von Meeresspiegelaussenkungen überholt. In diesem Rahmen wird jedoch sicherlich die verminderte Sedimentationsrate auch eine geringere isostatische Subsidenz verursachen.

Für den Nachweis eustatischer Meeresspiegelschwankungen fehlen noch Daten weit außerhalb der alpin-mediterranen Fazieszone. Allerdings sind vom epikontinentalen Raum der germanischen Triasfazies und der Levantinischen Region, etwa im gleichen Zeitraum, ebenso deutliche regressive Entwicklungen bekannt (s. o.).

Die längerfristige Umstellung im Subsidenzverhalten mit der auffallenden Verlangsamung der hohen mitteltriadischen Absenkungsgeschwindigkeit im unteren Karn wird hier als Ausdruck einer großräumigen Umstellung des tektonischen Stressfeldes im Tethysraum gedeutet. Die Anzeichen kompressiver Tektonik in den Südalpen (s. u.) und am Tethysnordrand (labrische Bewegungsphasen) als auch die im außeralpinen Raum erkannten weitspannigen tektonischen Krustenverbiegungen durch die altkimmerischen Bewegungen beenden in der westlichen Tethys die ausgeprägte mitteltriadische Distensionstektonik. In den Zonen außerhalb des direkten, erkennbaren Einflusses der kompressiven Tektonik (= „periorogener Bereich“) äußert sich dieser Umschwung in einer Subsidenzverlangsamung bis zu einem Subsidenzstillstand. Dieser Abschnitt nimmt etwa den Zeitraum des Unterkarn ein. Bereits mit Beginn der Ablagerung der Raibler Schichten und verstärkt im weiteren Verlauf der Sedimentation in der späteren Obertrias setzt wieder Distensionstektonik ein, die nun ununterbrochen zu den jurassischen, passiven Kontinentalrandbildungen des penninischen Ozeans hinführt.

5. Bedeutende tektonische Ereignisse

Neben der besonders in der Mitteltrias weitum erkannten taphrogenetischen Zerrungstektonik (s. BECHSTÄDT et al., 1978) mit den oben besprochenen Subsidenzerscheinungen sind vor allem in letzter Zeit aus den Südalpen Anzeichen „kompressiver“ Tektonik bekannt geworden (PISA et al., 1979; BOSELLINI et al., 1981 u.a.), für deren lokales Auftreten man noch keine rechte Erklärung hat. Im Zusammenhang mit dem auch erst in jüngster Zeit erkannten kalkalischen und/oder shoshonitischen Chemismus der ladinisch-cordevolischen Vulkanite wurden die kompressiven Bewegungen als Andeutungen eines subduktionsähnlichen Mechanismus oder auch als eine Art „Einstülpung“ der Lithosphäre in der Mitteltrias gedeutet. Diese Mechanismen werden in der kontinentalen Fortsetzung der sich schließenden Paläotethys gesehen (CASTELLARIN & ROSSI, 1981). Dies wäre allerdings im Sinne der hier versuchten Tethysrekonstruktion nur schwer möglich, da die Paläotethys suture vom Ostrand quer über die Tethys zu den Südalpen gezogen werden müßte. Andere Modelle sehen die Südalpen in der Position einer back arc-Zone, wobei ein Paläotethysozean entweder im S zwischen Sizilien und den Dinariden (MARINELLI et al., 1980) oder im E der Dinariden (RAU & TONGIORGI, 1981) angenommen wird. Dabei würde der variszische Orogenzyklus bis zur beginnenden Obertrias reichen.

Tektonische Hebungen sind in den Südalpen in zwei Perioden verbreitet:

- (1) Oberskyth–Oberanis
- (2) Oberladin–Unterkarn

Diese Hebungsphasen überlagern z.T. die starke miteltriadische Subsidenzperiode oder treten teilweise auch parallel dazu auf. Beiden Perioden können „Orogenphasen“ außerhalb befindlicher Zonen zugerechnet werden: Die „Montenegrinischen Phasen“, die in ihrem namengebenden Gebiet mächtige flyschoiden Sedimentabfolgen verursachen (BESIC, 1981) und die „Laba Phasen“ (oder labinische Phasen, TOLLMANN, 1966), die an ihrer Typlokalität am NW-Ende des Großen Kaukasus ebenso in mehreren Einzelphasen sich bemerkbar machen. Diese setzen mit Konglomeratschüttungen im oberen Ladin ein und reichen über das Karn hinaus (Herr Dr. Heinz KOZUR [Budapest] war so freundlich, in der russischen Originalliteratur nachzuschlagen). Sie können damit auch als Vorphase der altkimmerischen Bewegungen am Tethysnordrand aufgefaßt werden.

5.1. Montenegrinische Phasen

In den westlichen Dolomiten und in den Vizentinischen Alpen sind aus der Unteren Mitteltrias mehrere Hebungsphasen bekannt. Die frühesten tektonischen Hebungen wurden von Recoaro, einer besonders in der Mitteltrias auffallend mobilen Zone südlich der Dolomiten, beschrieben. DE ZANCHE & FARABEGOLI (1981) nehmen im Erosionsgebiet, das heute unter der Poebene liegt, Hebungen im Ausmaß von über 300 m an, um kristalline Breccienkomponenten in der oberskythischen „Mt. Naro Breccie“ zu erklären.

Während des Anis waren im wesentlichen drei Hebungsphasen in den Dolomiten wirksam, die insbesondere in den Randbeckensequenzen der Olinger Dolomiten stratigraphisch gut faßbar sind. Es handelt sich jeweils um Verlandungsphasen, die von der strukturellen Hochzone der Etschplattform ausgehen. Die mit

marinen Sedimenten verzahnten ferrigenen Sedimente (vorwiegend rote siltige Tone und Mergel mit vereinzelt Tetrapodenfährten) wurden hier von PIA (1937) als „Pereschichten“ bezeichnet (Typlokalität Piz da Peres, Olinger Dolomiten). Die stratigraphische Einordnung und Dreigliederung wurde von BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) vorgenommen. Dabei konnte das Richthofen'sche Konglomerat, als Ausdruck der stärksten Hebung in den westlichen Dolomiten, in das Oberanis eingestuft werden. Eine stratigraphisch ähnliche Position wird die Uggowitzer Breccie der Karnischen Alpen einnehmen.

Die Pereschichten überlagern in den westlichen Dolomiten im beginnenden Oberanis eine weitgespannte asymmetrische Aufwölbung, deren interne Struktur vor allem durch die Member-Gliederung der Werfener Schichten und deren Kartierung gut erfaßt werden konnte. Von der bereits von BOSELLINI (1968) erkannten höchsten Aufwölbung des Untergrundes mit direktem Kontakt von Bellerophon Schichten und Richthofen Konglomerat (= „Dorsale Badioto Gardenese“) können zwiebelschalenähnlich alle jüngeren Schichten bis zum Unteren Sarldolomit bis zum Außenrand der Hochzone verfolgt werden (s. Abb. 20).

In der Rekonstruktion ergibt sich eine asymmetrische Form dieser Aufwölbung, die sich streng an die Ausdehnung der Bozener Quarzporphyrplatte hält. Offensichtlich wurde die gesamte Porphyryplatte verkippt. Die höchste Aufwölbung im NE der Porphyryplatte mit über 400 m Erosion hat allerdings keinen Quarzporphyr mehr im Kern. Wie die Kartenskizze (Abb. 20) und das schematisierte Querprofil (Abb. 21) zeigen, fällt von dort der Untergrund flach gegen W und SW ein und die mittleren Pereschichten kommen auf zunehmend jüngeren Schichten zu liegen, bis sie selbst mit mittelanischen, marinen Sedimenten verzahnen. Der Ostrand dieser Aufwölbung ist dagegen wesentlich steiler und durch Störungen (steile Aufschiebungen) geprägt. Im Vorfeld dieser Zone ist in den Olinger Dolomiten im Bereich des Flatschkofel im Anis eine relativ schmale, submarine Hochzone entwickelt (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970 und Abb. 21), die sich im S im Mt. Cernerer Massiv wiederfindet. Diese langgestreckte Hochzone wirkt sich nach CROS & HOUEL (im Druck) auch noch im Ladin durch eine großräumige Teilung des Buchensteiner Beckens in ein westliches und östliches Becken aus. Die Anlage dieser Hochzone kann als tektonische Aufwölbung im Zuge der anischen Bewegungen angesehen werden. Andererseits bildet sie im Inneren der großen Verlandungszone im Bereich des Fassatales eine auffallend eng begrenzte Senkungszone mit Ablagerung der Moena Fm. im späteren Oberanis (MASETTI & NERI, 1980).

5.1.1. Orogenese oder Taphrogenese?

Können einfache Vertikalbewegungen im Zuge einer Grabenbruchtektone die beschriebenen Strukturen erklären? Als isostatische Ausgleichbewegungen sind bei Grabenbildungen Hebungen an den Grabenschultern verbreitet (s. z. B. Rheintalgraben, ILLIES, 1981).

Die impulsartigen Hebungen und die Kleinräumigkeit der fast punktuellen Aufwölbung an der NE-Ecke der Porphyryplatte mit einem Abtrag von über 400 m sprechen allerdings gegen derartige längerfristige, isostatische Ausgleichbewegungen. Die asymmetrische Struktur der bereits außerhalb der Porphyryplatte liegenden Aufwölbung mit einer schwachen Vergenz gegen das

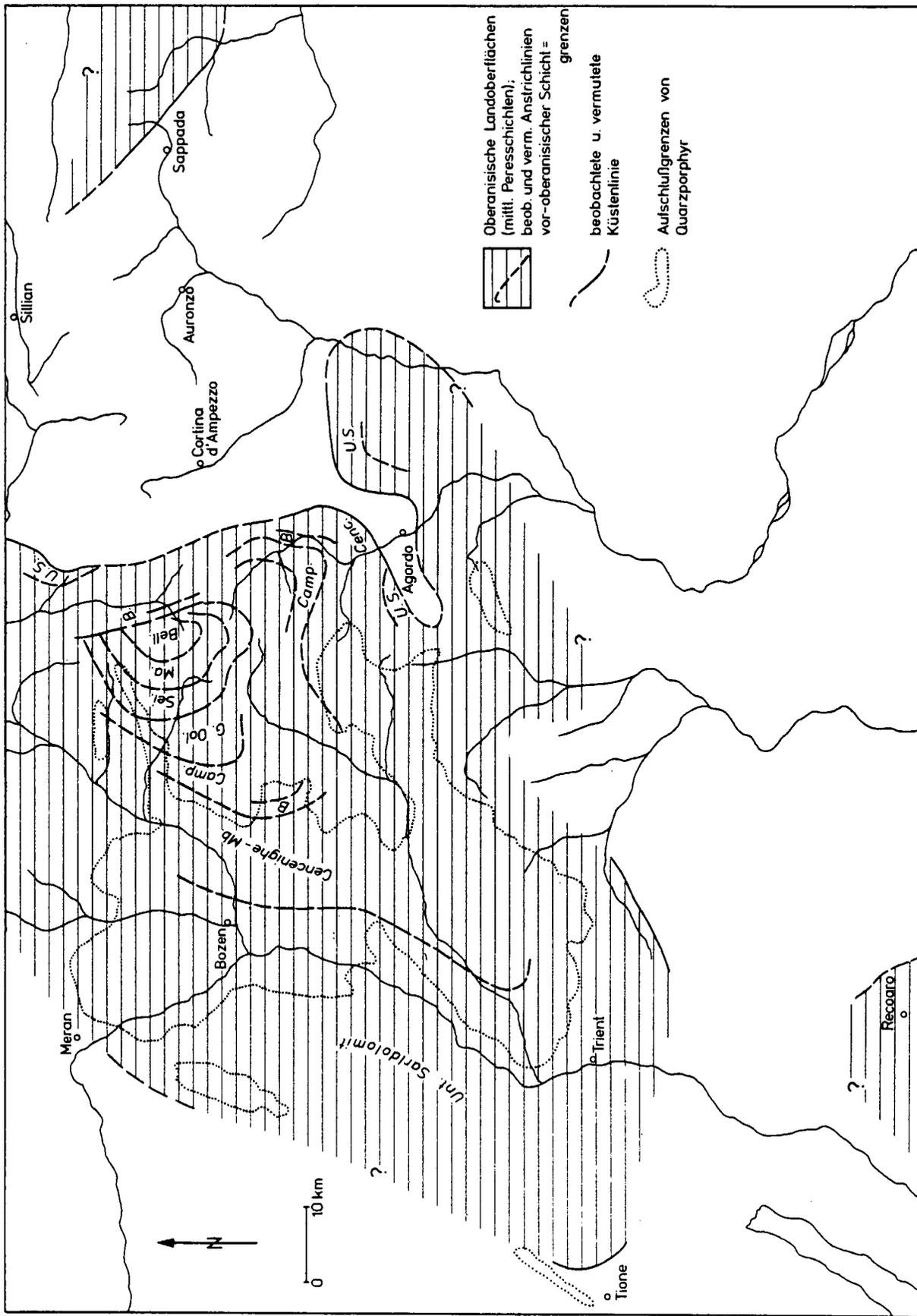


Abb. 20: Vermutliche Verteilung von Land und Meer in den Dolomiten und benachbarten Gebieten zu Beginn des Oberanis. Zusammenge stellt unter Benützung der Arbeiten i. w. von BECHSTÄDT & BRANDNER (1970), BOSELLINI (1968), PISA et al. (1978), ROSSI (1973) und eigenen unpublizierten Unterlagen. Auffallend ist die starke Bindung der Landoberfläche an paläozoische Strukturen wie die Quarzporphyryplatte oder die variszische Karnische Kette („Catena Paleocarnica“). Bell = Bellerophon-schichten (Badioter Fazies); Werfener Schichten: Ma. = Mazzin Member, Sei. = Seis Member, G. Ool. = Gastropodenoolith, Camp. = Campil Member, Ba. = Val Badia Member; US = Unterer Saridolomit.

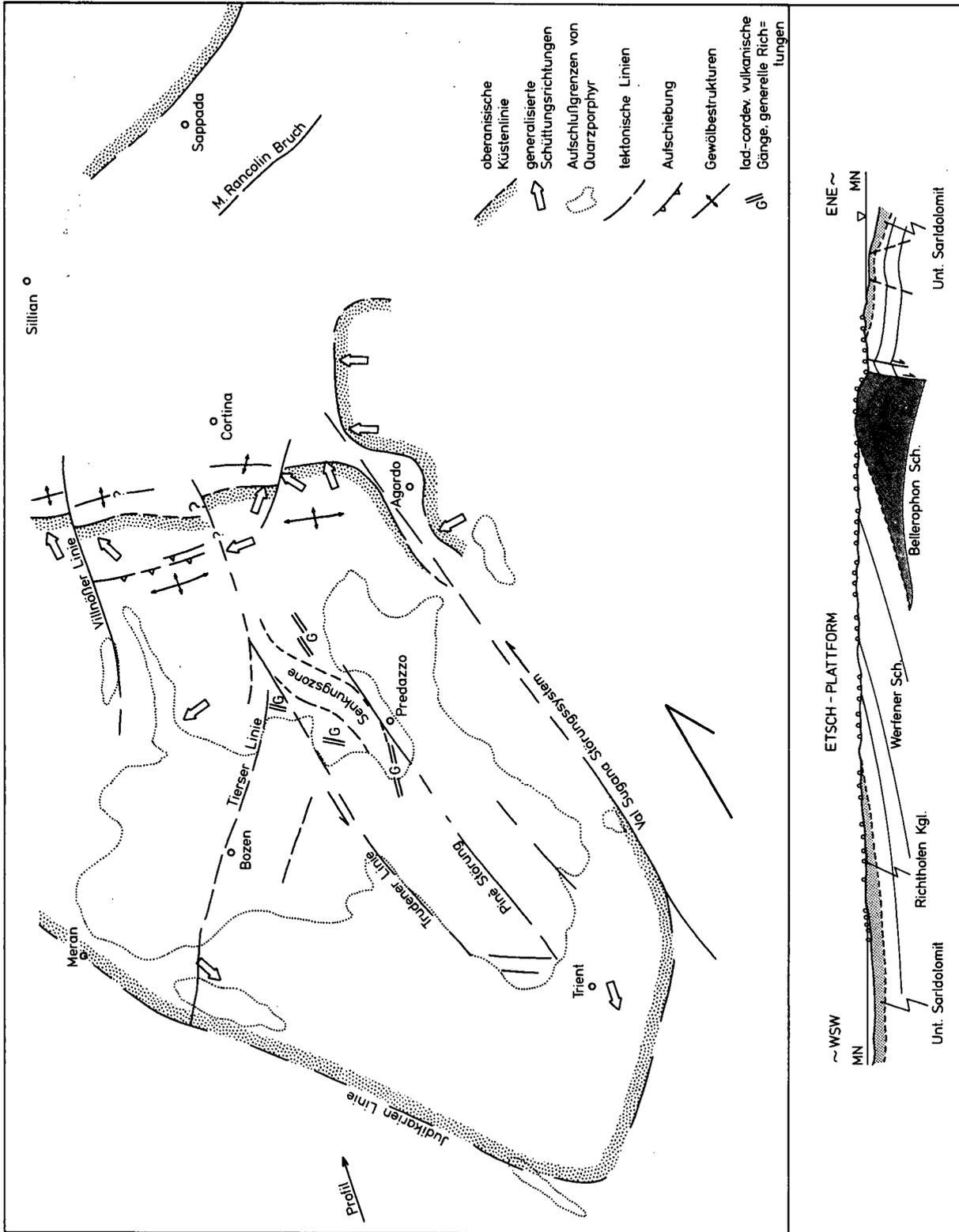


Abb. 21: Oben: Oberanische Strukturkarte der Dolomiten und benachbarter Regionen (Arbeitshypothese!); Störungslinien werden als reaktivierte permische Störungslinien (Literaturquellen siehe Text) gedeutet; M. Ranocolin-Bruch nach PISA (1974). Unten: Überhöhtes Querprofil durch die asymmetrische Aufwölbung der Etschplattform; Stelle Aufschiebung des Dorsale Badioto Gardanese gegen E nach BOSELLINI (1968); der östliche Profilausschnitt ist nicht aufgeschlossen und wurde von N (St. Vigiler und Olangener Dolomiten) hereinprojiziert.

östliche Becken deutet eher auf eine Stauchung durch laterale Verschiebung der rigiden Porphyrrplatte hin.

Die Zusammenstellung von anisichen Hebungsgebieten im Südalpenraum und angrenzenden Gebieten (s. Abb. 22) zeigt deren strenge Abhängigkeit von älteren Strukturelementen, wie z. B. der rigiden Quarzporphyrrplatten oder variszisch gebildeter Strukturen (Paläokarnische Hochzone). Damit kann angenommen werden, daß auch ältere tektonische Schwächezonen durch die anisichen Bewegungen benützt und wiederbelebt wurden, auch wenn das anisiche Stressfeld eventuell ein anderes war als z. B. das permische.

Wie schon früher erwähnt (s. Kap. 2.) sind im Südalpenbecken permisch angelegte Querstrukturen deutlich zu erkennen. Diese sind mit einer generellen Scherungstektonik, wie sie auch im Norddeutschen Becken zur gleichen Zeit entwickelt ist, quer zum variszischen Strukturplan zu erklären. Die oft sehr mächtigen Massen von unterpermischen Vulkaniten (z. B. 3000 m in der zentralen Bozner Porphyrrplatte) breiten sich entlang dieser Querstrukturen aus und wirken sich noch über das Mesozoikum hinaus als positive Elemente im Subsidenzverhalten des Südalpentrogos aus (s. a. WINTERER & BOSELLINI, 1981).

Bereits vor Ablagerung des Grödner Sandsteins wurde die Bozner Porphyrrplatte entlang einem bemerkenswert konstant SW-NE streichende Störungssystem gegliedert. Dazu kommen im N der Porphyrrplatte noch etwa E-W streichende Störungslinien (PICHLER, 1962; BRONDI et al., 1976; FELS, 1982). N-S streichende Bruchlinien zwischen den großen Störungslinien können bei einer Deutung als Dehnungsfugen als Hinweis auf eine Lateralverschiebungstektonik gelten.

Überträgt man den permischen Strukturplan auf den anisichen Ablagerungsraum, so ergeben sich auffallende Übereinstimmungen, vor allem in den Richtungen der Längserstreckung der Beckenräume. So ist z. B. die lokale Beckenbildung der Moena-Formation nördlich Predazzo (s. Abb. 21) am besten in einer Lateralverschiebungszone als „pull apart basin“ (i. S. READING, 1982) zwischen den reaktivierten permischen Störungen, Piné Störung und Trudener Linie zu erklären. Die Anordnung der späteren vulkanischen Gänge in diesem Bereich entspricht ebenso diesem System. Dem permischen Strukturplan im Val Sugana Störungssystem folgt das anisiche Becken von Agordo.

Am Ostrand der anisichen Verlandungszone sind im Bereich der Olinger Dolomiten und des Mt. Cenera fazielle Gegensätze allein durch Rückführung der alpidischen Tektonik nicht auflösbar. Schüttungsrichtungen der anisichen Konglomerate weisen heute in Richtung von Beckenzonen als Herkunftsgebiete. Erst über Rückführung von kleinräumigen Lateralverschiebungen können diese Gegensätze überwunden werden. Die Linie von Liviné im oberen Cordevoletal, die etwa in der gleichen Richtung wie die Tierser Linie verläuft und als ladinische Überschiebungszone nachgewiesen wurde (BOSELLINI et al., 1982), ist nach BLENDINGER (im Druck) bereits im Anis aktiv gewesen. Die Zone des Mt. Cenera wird relativ weiter nach W versetzt als das südlich angrenzende Gebiet. Schüttungen der Richthofen Konglomerate kämen sonst nicht aus Erosionsgebieten, sondern aus Beckenzonen. Ähnlich ist auch bei der Aktivierung der bereits im Perm vorhandenen Villnösser Linie und deren östliche Fortsetzung in das Foschedura Tal zu argumentieren. Auch hier müßten sonst die terri-

genen Konglomerate aus einem Beckenbereich bezogen werden.

Dies sind sicher nur wenige Beispiele, die auf eine Lateralverschiebungstektonik schließen lassen könnten. Die zunächst nur als Arbeitshypothese erstellte Strukturkarte (Abb. 21) bedarf noch wesentlich mehr Detailarbeit, um ein einigermaßen gesichertes Bild anisicher Tektonik darstellen zu können. Das Modell der Lateralverschiebungstektonik (s. z. B. READING, 1982) scheint mir aber derzeit die einzige Möglichkeit, um das Nebeneinandervorkommen von oberanisichen Beckenbildungen und Aufwölbungen im kleinen Raum der Dolomiten erklären zu können. Dies hat auch den Vorteil, daß die montenegrinischen „Orogenphasen“ in den Südalpen ohneweiteres im Rahmen der generell herrschenden Dehnungstektonik Platz finden können.

Es müßte also möglich sein, daß in Zonen ausgedünnter kontinentaler Kruste Relativbewegungen einzelner Schollen entlang von reaktivierten Störungssystemen ablaufen können. Die Häufung der mitteltriadischen tektonischen Bewegungen am Nord- und Ostrand der Adriatischen Platte (s. Abb. 22) spricht für eine lokale Relativbewegung, entlang der vorgegebenen Bewegungsbahnen. Hier bieten sich die großen Bewegungsschienen wie die Periadriatische Naht, die unter der Poebene begrabene Mobilzone der Mitteltrias (BRUSCA et al., 1981), als Schwachstellen an, an denen Stress abgebaut werden kann. So wird der Krustestreifen der Südalpen zu einer der Nahtstellen zwischen der Europäischen und Adriatischen (= afrikanischen) Platte, in der während der mitteltriadischen kontinentalen Rifttektonik laterale Relativbewegungen abgelaufen sind. Dabei würde es nur geringer Eigenbewegungen der Adriatischen Platte bedürfen, um die anisichen tektonischen Phänomene zu erklären.

Eine ähnliche Situation, die aber über das oben geschilderte Anfangsstadium hinausgeht, findet sich in der Trias Ostpersiens. Hier führt die zentralostiranische Platte Eigenbewegungen in der breiten Scherungszone zwischen Turan Platte im N und arabischer Platte im S aus (DAVOUDZADEH & SCHMIDT, 1982). Die Beckenbildung der Aghdarband-Formationsgruppe (s. o.) und gleichzeitige, starke Aufwölbungen mit bis zu 1200 m mächtigem Abragungsschutt (Baroq Formation) sind hier Ausdruck der mitteltriadischen Lateralverschiebungstektonik.

5.1.2. Räumliche Verbreitung der anisichen Hebungszone

Die anisichen Hebungszone können in den Nord- und Südalpen an der unvermittelten Sedimentation von Erosionsschutt unterschiedlicher Zusammensetzung erkannt werden. Während in den zentralen-östlichen Südalpen und Dinariden marine Sedimente aufgearbeitet werden, sind in den westlichen Südalpen und Nordalpen kristalline Gesteine, permische Quarzporphyre und klastisches Permoskyth die Aufarbeitungsprodukte.

Durch Geröllanalysen der Richthofen Konglomerate konnte in den nördlichen Dolomiten eine Erosion von über 400 m Sedimentmächtigkeit bis inklusive obere Bellerophonschichten festgestellt werden (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970). In den Karnischen Alpen wurden in der oberanisichen Uggowitz Breccie Gerölle des Devon gefunden (ASSERETO, 1963). Nach BRUSCA et al., (1981) müßte hier demnach mit einem Abtrag von bis zu 1000 m Mächtigkeit gerechnet werden. Allerdings ist mit der Position dieser Vorkommen auf der Paläokarni-

schen Kette unklar, wie groß bereits der Abtrag paläozoischer Erosionsphasen war.

Wie schon erwähnt, sind in den zentralen und östlichen Südalpen örtlich mindestens drei Hebungsphasen entwickelt, wobei die mittlere (= „mittlere Peresschichten“, BECHSTÄDT & BRANDNER oder „Voltago Konglomerat“, PISA et al., 1978) zu Beginn des Oberanis die weiteste Verbreitung aufweist. Die Vorkommen der Etschplattform, vom Raum Zoldo und Agordo, Recoaro und den Karnischen Alpen, sind dieser Hebungsphase zurechenbar, wobei insbesondere der östliche Teil von einer weiteren, illyrischen Hebung (= Richthofen Konglomerat, Uggowitzer Breccie) erfaßt wurde (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970; BOSELLINI, 1968; BRANDNER, 1973; BARBIERI et al., 1977; FARABEGOLI & LEVANTI, 1982 und andere).

In den westlichen Südalpen (Grigna, Lombardei) wurden von GIANOTTI (1968) und GAETANI (1982) aus dem beginnenden Oberanis sandige Faziesrekurrenzen beschrieben, die gut mit den nordalpinen Vorkommen des Drauzuges und der Engadiner Dolomiten vergleichbar sind. Im Drauzug sind aus dem Pelson bis zu 100 m mächtige siliziklastische Abfolgen mit Arkosesandsteinen und örtlich Konglomeraten bekannt (BRANDNER,

1972). Im selben stratigraphischen Niveau kommen am Jaggl sowohl ca. 20 m mächtige Grobsandsteine (DÖSEGGER, 1974) als auch äquivalente Sandsteine in den Engadiner Dolomiten (Follerkopf-Formation, DÖSEGGER et al., 1982) vor. Geringmächtige Sandsteinschüttungen ähnlicher Zusammensetzung sind am Südrand der westlichen Nördlichen Kalkalpen (Krabachjoch-Deckscholle, Imsterberg) und in der sogenannten „Licischen Fazies“ der Gurktaler Alpen (TOLLMANN, 1975) verbreitet. All diese Vorkommen können mit der Hebungsphase der Mittleren Peresschichten in Zusammenhang gebracht werden.

Auf der Übersichtsskizze (Abb. 22) ist eine deutliche Abnahme der Intensität der tektonischen Bewegungen von ihrem zentralen Wirkungsbereich in den Südalpen zu den dazu extern liegenden Zonen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen zu erkennen. Damit erweisen sich die anisichen Tektonischen Bewegungen als ein typisch südalpines Element. Die Vorkommen außerhalb der Südalpen sind an deren Nachbarschaft gebunden (BRANDNER, 1972).

Dies hat bei den Vorkommen im Drauzug, im Zentralalpin und am Südrand der Kalkalpen auch großtektonische Bedeutung. Wie vorhin erwähnt, ist eindeu-

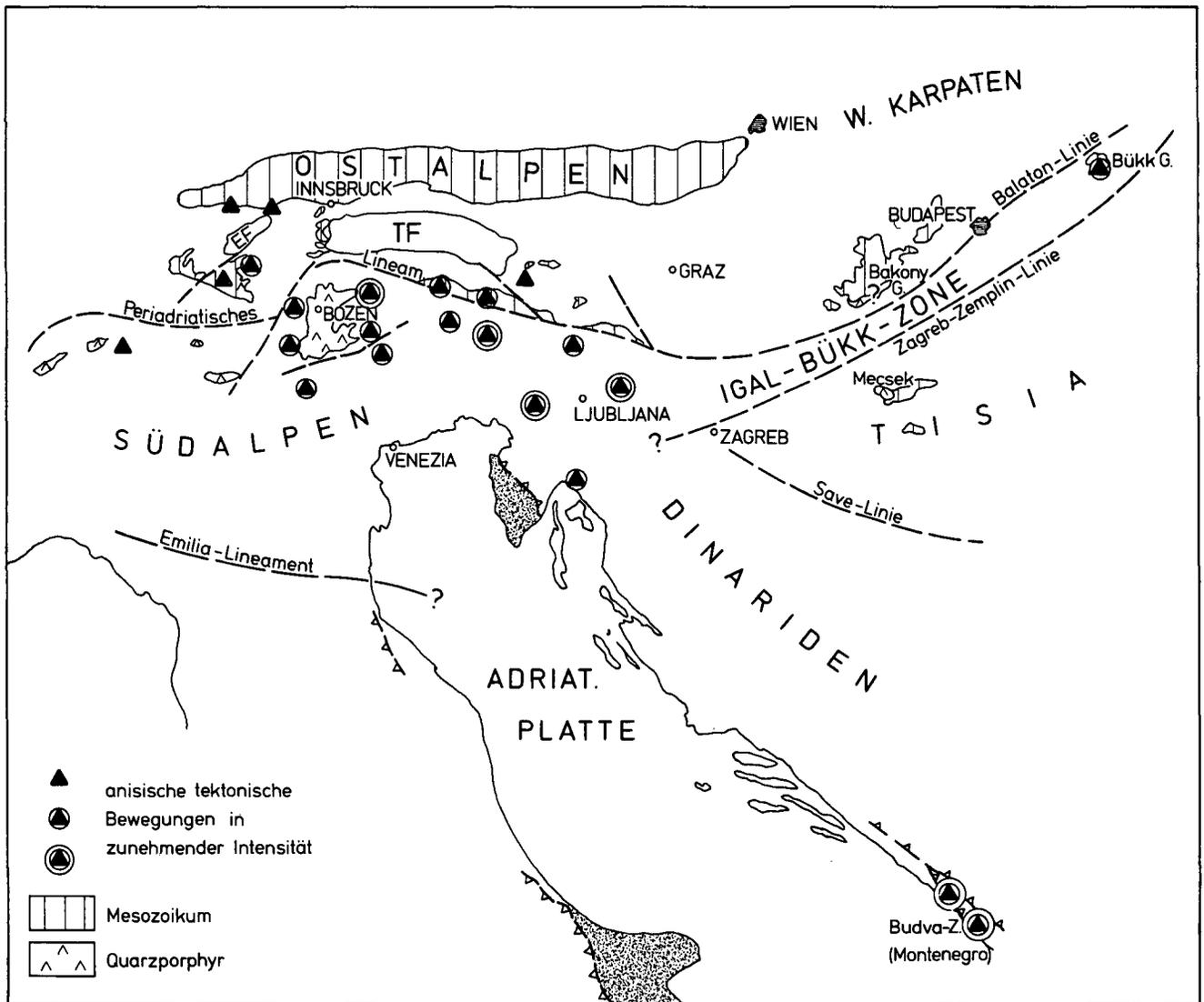


Abb. 22: Räumliche Verteilung von anisichen tektonischen Bewegungen auf der geringfügig veränderten Kartengrundlage nach FLÜGEL (1975), KOVACS (1982) und BOSELLINI (Emilia-Lineament). Deutlich ist der Schwerpunkt der tektonischen Bewegung am N- und E-Rand der Adriatischen Platte zu erkennen.

tig eine Zonalität in der Intensität der tektonischen Bewegungen zu erkennen. Wenn man, entsprechend der Auffassung von TOLLMANN, einzelne dieser Vorkommen zum sogenannten „Mittelostalpin“ stellt, würde man diese Zonalität widersinnig zerreißen. Wie auch durch die jüngere Sedimentabfolge belegt werden kann (dies wird an anderer Stelle erfolgen), besteht auch von der Faziesentwicklung her keine Notwendigkeit, die zentralalpine Triasfazies aus der Nachbarschaft der westlichen Südalpen und dem Drauzug tektonisch herauszuschälen.

Die jüngeren, illyrischen tektonischen Bewegungen der oberen Peresschichten (= Richthofen Konglomerat p. p., Uggowitz Breccie, Larietto alto-Konglomerat, BRUSCA et al., 1981) häufen sich auffallend in den östlichen Zonen, östlich der zentralen Südalpen. Die slowenischen oberanischen/?unterladinischen tektonischen Bewegungen mit starken lokalen Verschiebungen und Verfaltungen (s. BERCÉ, 1963; BABIĆ, 1968) werden hier ebenso zu dieser Phase gerechnet. Die proximalen oberanischen Flyschvorkommen der Budva-Zone Montenegros (BESIC, 1981) liegen wahrscheinlich im paläogeographisch gleichen Abschnitt am Ostrand der Adriatischen Platte. Das Nichtvorhandensein tektonischer Bewegungen im Raum zwischen den slowenischen Vorkommen und Montenegro wird, mangels Aufschlüsse der mitteltriadischen Randzone der Adriatischen Platte, sicherlich nur vorgetäuscht.

Damit zeichnet sich im östlichen Südalpenabschnitt zu den Dinariden hin deutlich sowohl eine Verjüngung der Tektonik als auch eine Zunahme in der Intensität ab. Mit der Ausbildung einer Flyschfazies am Ostrand der Adriatischen Platte, in wahrscheinlich größerer Längserstreckung als heute aufgeschlossen, geht offensichtlich die oben postulierte Lateralverschiebungstektonik in die kompressive Tektonik der Montenegrinischen Orogenphasen über. Die Abb. 23 verdeutlicht die genetischen Zusammenhänge zwischen den kompressiven Montenegrinischen Orogenphasen am Ostrand der Adriatischen Platte (Budva Zone) und der Scherungs-

tektonik an deren Nordseite in der Südalpen-Bükk-Zone.

In der östlichen Verlängerung des Südalpenkrustenstreifens, der Igal-Bükk-Zone, werden aus dem Oberanis des Bükkgebirges von KOVÁCS (1982) dem Richthofenkonglomerat ähnliche Einschaltungen aus einer auch ansonsten südalpinen Fazies gemeldet. Diese sind für KOVÁCS unter anderem Anlaß, eine großräumige Lateralverschiebung anzunehmen, um die Bükk-Zone den Dinariden näherzubringen. Wahrscheinlich können die anisischen Konglomerate des Bükkgebirges, m. E. aber auch durch kleinräumige Scherungstektonik, in der östlichen Fortsetzung des Südalpenkrustenstreifens erklärt werden.

5.2. Bemerkungen zu den tektonischen Bewegungen des Ladin-Karn (Labinische Phasen) und zum Vulkanismus

Die lokalen kompressiven tektonischen Verstellungen des Oberladin und Unterkarn in den Dolomiten sind erst in jüngster Zeit von italienischen Autoren sehr detailliert beschrieben und interpretiert worden (s. PIA et al., 1979; BOSELLINI et al., 1982, u. a.). Ein Großteil dieser heute als „kompressive“ Tektonik gedeuteten Komplikationen wurde früher der Vulkantektonik zugeschrieben (LEONARDI, 1967). Tatsächlich sind die tektonischen Bewegungen ja auch auf das Hauptverbreitungsgebiet des Dolomitenvulkanismus gebunden.

Daß die kompressive Tektonik jedoch nicht nur oberflächennahe aufscheint, sondern auch unter der Bozener Quarzporphyrplatte noch wirksam war, ist nach CASTELLARIN et al. (1982) im Intrusionsgebiet von Predazzo und Monzoni nachzuweisen. Hier ist das posttektonische Eindringen des Monzoni-Plutons ja bereits seit der genauen Aufnahme von VARDABASSO (1930) bekannt. Dieser hat sogar wegen der Stärke dieser Tektonik der Intrusion ein tertiäres Alter zugeordnet. Nach BORSI & FERRARA (cit. in CASTELLARIN et al.) ist das radiometrische Alter der Intrusion 217 bis 230 M. J., das heißt, sie folgt eigentlich erst nach dem vulkanischen Hauptereignis der Dolomiten im Oberladin.

Die meisten tektonischen Verstellungen in den Dolomiten finden auch erst nach dem oberladinischen Vulkanismus statt. Verfaltungen und Aufschiebungen wurden von den unterkarnischen Marmolada-Konglomeraten überdeckt (s. BOSELLINI et al., 1982). Die Marmolada-Konglomerate entstammen einer starken Hebungszone, die im Umkreis des Intrusionsgebietes liegt und mit dieser ursächlich im Zusammenhang steht. Dies ist auch der Zeitpunkt der Verkarstung der ladinischen Karbonatplattformen in diesem Gebiet. Der gut entwickelte Paläokarst reicht z. T. bis zu 100 m tief in den Untergrund (ASSERETO et al., 1977).

Nach BOSELLINI et al. (1982) könnten die starken tektonischen Bewegungen auch die auffallende Diapir-artige Aufwölbung mit Evaporiten des Oberperm südwestlich der Marmolada ausgelöst haben. Faltenstrukturen werden hier von karnischen Basaltgängen durchschlagen. Bemerkenswert ist, daß sowohl das Intrusionsgebiet von Predazzo-Monzoni als auch diese Antiklinale in SW-NE-Richtung, das ist die Richtung der permischen Pinè-Störung (s. Abb. 21) angeordnet ist.

Vieles der tektonischen Komplikationen im N und S der Marmolada-Scholle könnte auch durch eine großräumige, gravitative Eingleitung dieser Scholle nach N in den in den Dolomiten am stärksten abgesenkten

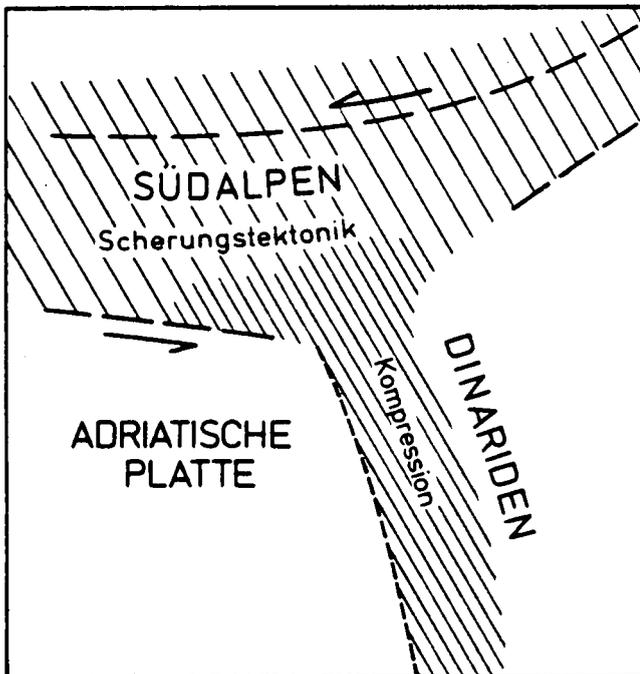


Abb. 23: Scherungstektonik und kompressive Tektonik während der Mitteltrias am Rand der Adriatischen Platte.

Trog erklärt werden. Auf diese Möglichkeit hat BOSELLINI (Vortrag, 73. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung, Berchtesgaden, 1983) hingewiesen. Das Eingleiten wäre eine Folge der Krustenaufwölbung im Intrusionsgebiet und der gleichzeitigen oder knapp vorher erfolgten starken Absenkung nördlich davon.

Schon früher vermutete, ähnliche Krustenaufwölbungen mit verbreitet Vulkanismus im S der Südalpen sind nun durch Tiefbohrungen der AGIP bestätigt worden (s. BRUSCA et al., 1981). In einer etwa E–W streichenden Zone, die heute fast ausschließlich unter der Poebene liegt – der Aufbruch von Recoaro als einziger Obertageaufschluß wird als nördlicher Ausläufer zu dieser Zone hinzugerechnet – sind inselartige, starke Hebungen, wie bereits im Anis, auch im Oberladin und Karn verbreitet. Bereits im Unterladin kommen aus dieser Zone die Hauptschüttungen der Pietra Verde des Cadore-Gebietes (CROS & HUEL, im Druck). Im Oberladin sind in den Wengener Schichten des Cadore Sandsteine und Konglomerate mit Erosionsschutt des kristallinen Untergrundes verbreitet (CROS, 1974; VIEL, 1981 u. a.), die ebenfalls aus dieser Zone zu beziehen sind. Mit den vulkanoklastischen Schüttungen des Val Sabbia-Sandsteines, Falzarego-Sandsteines etc. in die Bergamasker-, Brescianer Alpen und Dolomiten endet im mittleren Karn der Einfluß dieser tektonisch und vulkanisch sehr mobilen Hebungszone des Südens.

Wie im Anis, scheint sich auch die oberladinisch–karnische Tektonik vorwiegend an die alten Strukturelemente des Perm zu halten. Wiederum sind SW–NE-Richtungen verbreitet, wobei nun verstärkt auch E–W-Richtungen, vor allem in den Subsidenzzonen zum Tragen kommen (s. BRUSCA et al., 1981; BOSELLINI et al., 1982). Dies äußert sich auch im Auftreten der Vulkanite. Wie schon erwähnt, erstreckt sich das Intrusionsgebiet von Predazzo–Monzoni auffallenderweise entlang der permischen Pinè-Störung. Auch in den Brescianer Alpen ist eine starke Bindung an „spätvariszische“ Strukturen deutlich zu erkennen (s. CASSINIS & ZEZZA, 1982, p. 182).

Die naheliegende Deutung, die oberladinisch–karnische Tektonik, ähnlich wie die anisische, mit einer Lateralverschiebungstektonik unter Benützung eines vorgegebenen Strukturplanes zu erklären, steht nun aber der „orogene“ Charakter der Vulkanite und Magmatite entgegen. Wie bereits erwähnt, wird von CASTELLARIN & ROSSI (1980), BOSELLINI et al., (1982), hier ein enger Zusammenhang zwischen der kompressiven Tektonik und dem Chemismus der Magmatite gesehen. Sowohl die starke Subsidenz als auch die örtliche kompressive Tektonik werden von den Autoren durch eine tiefe Einstülpung in der unteren Lithosphäre erklärt, wodurch auch die tiefe Herkunft der shoshonitischen Basalte ermöglicht werden sollte. Diese Sondersituation wird am kontinentalen Westende der sich schließenden Paläotethys gedacht. Allerdings treten bei dieser Deutung Schwierigkeiten auf. Es sind keine Anhaltspunkte dafür vorhanden, daß die ozeanische Kruste der Paläotethys erst in der Mittel–Obertrias konsumiert worden wäre. Dieser Vorgang sollte im westlichen Tethysraum (VAL, 1974) und m. E. auch im östlichen Tethysraum (s. o.) zu Beginn des Perm beendet gewesen sein. Die Labinischen und Altkimmerischen Orogenphasen des östlichen Tethysraumes sind daher als Folge intrakontinentaler A-Subduktionen aufzufassen.

Könnten die vorher abgelaufenen Montenegrinischen Bewegungsphasen entsprechende Voraussetzungen für

einen „orogenen“ Magmatismus geschaffen haben? Hier ist es interessant, festzustellen, daß die bisher bekannt gewordenen Vorkommen von Vulkaniten mit kalkalkalischer und/oder shoshonitischer Affinität eng an Gebiete gebunden sind, in denen auch montenegrinische tektonische Bewegungen verbreitet sind. Andererseits liegen Vulkanitvorkommen alkalischer oder tholeiitischer Tendenz außerhalb dieser Zonen, so z. B. Nordapennin, Pyrenäen, Marokko (Literaturhinweise in BOSELLINI et al., 1982), interne Helleniden (PEPIPER, 1982) und interne Dinariden (BEBIEN et al., 1978). Auch die mittel–obertriadischen Vulkanite der Nördlichen Kalkalpen fallen im Diagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ von KUNO (1966) alle in das alkalische Feld (Freundliche Mitteilung von Herrn Dr. RICHARD TESSADRI, Inst. f. Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck). Anzuführen sind hier auch noch die permoskythischen Vulkanite vom Beginn der Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen, die nach KIRCHNER (1980) eine deutliche tholeiitische Affinität aufweisen. Auffallenderweise gibt es ja zu diesen Vulkaniten auch zeitlich keine Äquivalente in den Südalpen.

Diese sicher noch unvollständige Zusammenstellung spiegelt eine bemerkenswerte Zonalität bezüglich des Wirkungsbereiches der Montenegrinischen Phasen bzw. auch bezüglich des heute verschwundenen Nord- und Ostrandes der Adriatischen Platte wider. Hier drückt sich also offensichtlich die jeweilige tektonische Position im Chemismus der Vulkanite aus. BEBIEN et al. (1978) und PEPIPER (1982), konstruieren aufgrund des geochemischen Trends der Vulkanite im Dinariden- und Hellenidenbereich eine nach E abtauchende, mitteltriadische Subduktionszone, die eine im W liegende ozeanische Kruste konsumieren sollte. Auch MARINELLI et al. (1980) versuchen den orogenen Charakter der südalpinen Vulkanite durch Subduktion eines der Adriatischen Platte vorgelagerten triadischen Ozeanes („Paläotethys“) zu erklären. MICHALIK & KOVACS (1982) konstruieren südlich von Südalpen und Bökkgebirge und nordöstlich des Serbisch-Mazedonischen Massivs einen triadischen Ozean durch eine große Seitenverschiebung der Adriatischen Platte.

All diese mitteltriadischen Ozeanrekonstruktionen dieses Raumes haben aber zwei große Schönheitsfehler:

- (1) Reste von ozeanischer Kruste sind an den benötigten Stellen nicht zu finden und
- (2) die weitflächige Paläogeographie des Permoskyth gibt in keiner Weise einen Hinweis auf das Vorhandensein oder Fortbestehen eines ozeanischen Bereiches seit dem Paläozoikum.

Ganz im Gegenteil, südlich der Südalpen und westlich der externen Dinariden und Helleniden, wo in den Modellen ozeanische Kruste angenommen werden müßte, ist mit terrestrischen Sedimenten am Rand der Ablagerungströge zu rechnen.

Die geforderten Subduktionen könnten demnach, wie am östlichen Tethysnordrand, nur innerhalb des Kontinentes in Form von A-Subduktionen abgelaufen sein. Hier bietet sich das Subfluenz-Modell von BEHR (1978 u. a.) an, das im mitteleuropäischen Variszikum erstellt wurde, wo bei Anwendung von plattentektonischen Modellen ganz ähnliche Schwierigkeiten auftreten.

Im Vorlandbereich des Variszikums müßten zur Adriatischen Platte hin Schwächezonen mit ausgedünnter Kruste verblieben sein, die von der mitteltriadischen Tektonik im gleichen Sinne wiederbelebt wurden. Das

heißt die Montenegrinischen Phasen am Ostrand der Adriatischen Platte (s. Abb. 23) wären als ein Wieder-aufleben der oberkarbonen Subduktionstätigkeit, nun aber als Subfluenz zu verstehen. Die folgende, überregional vorkommende starke Distensionstektonik des Ladin sollte in den Senkungszonen mit tiefreichenden Spaltensystemen, die z. T. subkrustale Herkunft der kalkalkalischen und shoshonitischen Magmen ermöglichen. Die Vulkanitvorkommen mit alkalischem Trend zeichnen im Apennin, den Nördlichen Kalkalpen und in den internen Dinariden und Helleniden Beckenbildungen in „verspäteter“, bereits oberkarbonisch angelegter back arc-Position nach. Diese Vorstellung entspricht z. T. dem Modell von MARINELLI et al. (1980), jedoch mit dem wesentlichen Unterschied, daß hier die Paläotethys bereits seit dem Oberkarbon/Perm geschlossen war. Reliktische variszische Subduktionsstrukturen werden hier wiederbenützt und sind für den geochemischen Trend der mitteltriadischen Vulkanite bestimmend.

Als Beispiel für die Abhängigkeit des Magmenchemismus von einer bereits wesentlich früher abgelaufenen Tektogenese bieten sich die Verhältnisse am Nordrand der mitteleuropäischen Varisziden an. Der permosilesische Vulkanismus kann hier nach SCHWAB et al (1982) in drei Vulkanitprovinzen, entsprechend seiner tektonischen Position, gegliedert werden: (1) Die kalkalkalische Provinz ist an das variszische Morphogen gebunden. (2) Tholeiit-basaltischer Vulkanismus tritt im nördlichen Vorland des Variszidengürtels auf. (3) Der Alkali-vulkanismus des Oslogebietes ist an eine Riftstruktur in der bereits proterozoisch konsolidierten Randzone Fenoskandiens gebunden.

Dieses Beispiel demonstriert die tektogenetische Untergrundabhängigkeit des Magmenchemismus, wobei hervorzuheben ist, daß diese offensichtlich auch noch später, nach Ablauf einer Tektogenese gegeben ist.

Angewendet auf die mediterrane Triaszone würde dies bedeuten, daß selbst die anzunehmende montenegrinische Subfluenztektonik als Folgeerscheinung der variszischen Orogenese am Ostrand der Adriatischen Platte für den Chemismus der Vulkanite nicht überbewertet werden sollte.

6. Korrelation relativer Meeresspiegelschwankungen und tektonischer Ereignisse im westlichen Tethysraum

Das bedeutende und verbindende Ereignis im westlichen Tethysraum ist die vorwiegend mitteltriadische Transgressionsperiode. Diese drückt sich sehr klar sowohl im epikontinentalen Faziesraum als auch in lokaltektonisch modifizierter Form im mediterranen Raum aus. Auf der breiten Schelfzone der westlichen Tethys beginnt die Transgression im oberen Skyth („Badia-Transgression“) und reicht bis ins untere Karn. In den inneren Zonen (Südalpen, Dinariden etc.) setzt die Transgressionsperiode nach der globalen Perm-Trias-Regression bereits im Unterskyth sehr rasch mit dem Tesero-Oolith und Äquivalenten ein.

Mehrere durchgreifende, kurzfristige Regressionsergebnisse unterbrechen und beenden die etwa 11 M. J. dauernde Transgressionsperiode. Auch die Regressionen an der Skyth/Anis-Grenze, im Oberanis und im Unterkarn, haben sich sowohl im epikontinentalen als auch im mediterranen Raum manifestiert und sind damit als überregionale zu werten.

Über die Verbreitung der in der Werfener Fazies vorkommenden Regressionsphasen liegen noch wenig Daten vor. Möglicherweise haben sie aber eine ähnliche Bedeutung wie die wesentlich bekannteren permotriadischen Regressionen. Ihre globale Verbreitung scheint einen markanten Einschnitt in der Pflanzen- und Tierwelt verursacht zu haben (siehe z. B. FORNEY, 1975).

Die Nor-Rhät-Transgression ist das zweite bedeutende Transgressionsereignis in der westlichen Tethys. Im epikontinentalen Raum drückt sich diese ebenso wie die Mitteltriastransgression durch die Einwanderung von Tethys-Faunen im Rhät sehr deutlich aus. Die norische Transgression ist an den Sedimentabfolgen selbst kaum zu erkennen – Sedimentation und Subsidenz halten mit dem langsamen Meeresspiegelanstieg Schritt. Die kurzfristige Regressionsphase etwa an der Trias-Jura-Grenze – in den Nördlichen Kalkalpen und Südalpen häufig diskutiert und angezweifelt – ist nach HALLAM (1978) eustatischer Natur.

Besonders die mitteltriadische Transgressionsperiode wird im mediterranen Raum sekundär durch örtlich starke Distensionstektonik überlagert. Damit verbundene relative Meeresspiegelhebungen wurden in Abb. 24 schematisch angedeutet.

Am Beginn der Grabenbruchtekonik kommt es im südalpinen Anis im Zuge einer Lateralverschiebungstektonik (= Montenegrinische Phasen) zu lokalen, starken Aufwölbungen. Diese Bewegungsphasen sind bisher nur von der Umgebung der Adriatischen Platte bekannt. Altkimmerische Bewegungen des Tethysnordrandes verursachen in der Germanischen Fazieszone weitspannige Aufwölbungen und Diskordanzen. Während dieses Zeitraumes ist im westlichen mediterranen Tethysraum distensive Tektonik oder vorwiegend tektonische Ruhe festzustellen. Lediglich die ebenso am Tethysnordrand verbreiteten Labinischen Phasen, als Vorläuferphasen der altkimmerischen Bewegungen, beeinflussen den westlichen Tethysraum. Sie führen, insbesondere in den Südalpen, wiederum im Rahmen einer Lateralverschiebungstektonik, zu steilen Verstellungen. Die Lateralverschiebungstektonik war in ihrer Breitenwirkung erst zur Zeit der stärksten Krustenausdünnung in der Mitteltrias der Südalpen möglich. Die beiden Bewegungsperioden fallen daher auch mit der Periode der stärksten Rifttektonik zusammen (Abb. 24).

In der Darstellung der Meeresspiegelkurve in der Abb. 24 wurden diese lokalen tektonischen Ereignisse nach Möglichkeit ausgeschaltet. Es wurde versucht, die unabhängig von der örtlichen Tektonik wirksame Meeresspiegelschwankungen herauszuarbeiten.

Mit der Gegenüberstellung der globalen „coastal onlap“-Kurve von VAIL et al. (1977) (die vergrößerte Kurve in Abb. 24 wurde aus ZIEGLER, 1982, entnommen) sollten die relativen Meeresspiegelschwankungen der westlichen Tethys im globalen Rahmen eingeordnet werden. Dabei treten allerdings zwei wesentliche Schwierigkeiten auf:

- (1) Zum Vergleich mußte die VAIL et al.-Kurve übermäßig vergrößert werden, wobei naturgemäß starke Verzerrungen zustande kommen.
- (2) Leider sind bei VAIL et al. für die Trias keine Daten angegeben, auf denen der Kurvenverlauf basiert, sodaß eine exakte stratigraphische Korrelation (so weit diese überhaupt möglich ist!) nicht erlangt werden konnte.

Der generelle Trend einer sehr wahrscheinlich eustatischen Meeresspiegelhebung mit einzelnen Regres-

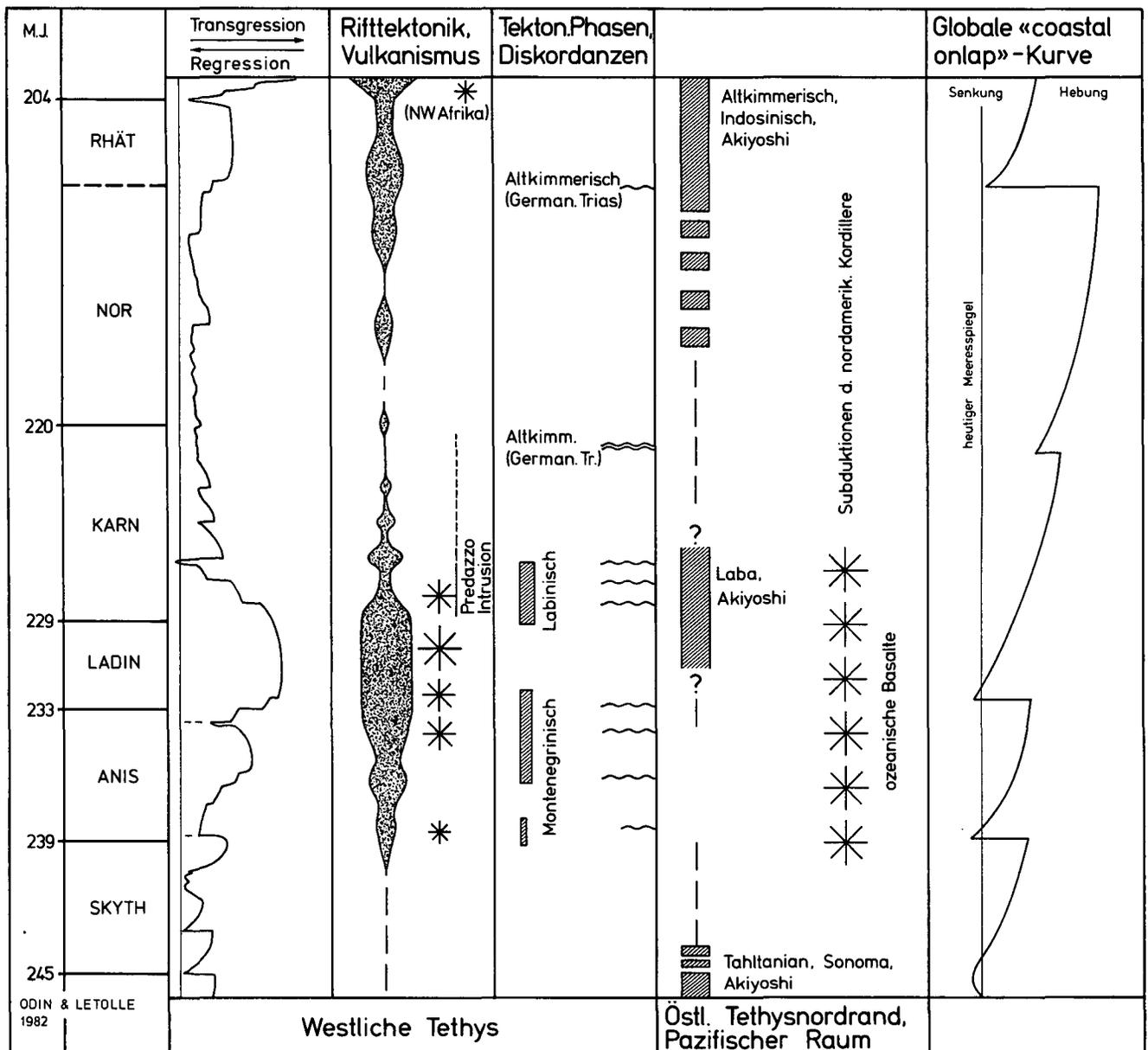


Abb. 24: Korrelation relativer Meeresspiegelschwankungen, tektonischer Ereignisse und Vulkanismus (*) der westlichen Tethys, des Tethysnordrandes und des pazifischen Raumes. Globale Meeresspiegelkurve nach VAIL et al. (1977).

sionsphasen ist in beiden Kurven vorhanden. Allerdings erscheint das stratigraphische Ausmaß dieser Transgression stark unterschiedlich. Bei VAIL et al. wäre die größte Meeresausdehnung im Nor anzunehmen, während in der westlichen Tethys die transgressive Periode in der Obertrias bereits wieder stark eingeschränkt erscheint. Die Keuper-Hauptdolomitentwicklung gibt hier keinen Hinweis auf eine auffallende Meeresspiegelhebung. Erst mit der Rhät-Transgression sind wieder durchgehende Meeresstraßenverbindungen, beispielsweise in das Germanische Becken, vorhanden. Um der VAIL et al.-Kurve gerecht zu werden, müßte die Sedimentationsrate über längere Zeit mit der Meeresspiegelhebung schritthalten bzw. diese auch noch überrundet haben. Der transgressive Obertriateil der VAIL et al.-Kurve fällt mit der Zeit weitem verstärkt einsetzenden tektonischen Subsidenz an den zukünftigen Kontinentalrändern der nun zerfallenden Pangäa zusammen. Dies könnte den Kurvenverlauf aber nur als relative Meeresspiegelhebung erklären. In bereits bestehenden marinen Beckenzonen der westlichen Tethys sind an

den Schichtabfolgen ebenso nur durch tektonische Subsidenz hervorgerufene, transgressive Ereignisse ablesbar. Die periodischen Absenkungsphasen des Untergrundes zeichnen sich z. B. in den Hauptdolomitzyklen ab. Hier konnten die Senkungszonen zum globalen höchstens geringfügig steigenden Meeresspiegel immer wieder aufgefüllt werden.

Die bei VAIL et al. angegebenen Regressionsphasen stimmen in der Mitteltrias auffallend gut überein. Dagegen fehlt die markante karnische Regression der westlichen Tethys. VAIL et al.'s starke Regression an der Basis des Rhät kommt wiederum in der westlichen Tethys, eventuell durch die nun wieder zunehmende Subsidenz, nicht richtig zum Ausdruck, ist aber an Diskordanzen der Germanischen Trias zu erkennen. Diese werden allerdings hier als Folge der Altkimmerischen Bewegungen interpretiert.

Die beiden auf völlig unterschiedlichen Kriterien erstellten Kurven sind also nur in der Unter- und Mitteltrias in ihren Trends einigermaßen vergleichbar. Die zahlreichen Ungereimtheiten in der Obertrias lassen

aber einen direkten Vergleich eher problematisch erscheinen.

6.1. Tektonisch induzierte Meeresspiegelschwankungen ?

Die generell übereinstimmenden Sedimentationsabläufe der Trias in der westlichen Tethys spiegeln also länger währende Transgressionsperioden wieder, die vorwiegend zu ihrem Beginn und an ihrem Ende durch kurzfristige Regressionsphasen unterbrochen sind. Im einzelnen schälen sich dabei zwei immer wiederkehrende Grundtypen im zyklischen Kurvenverlauf heraus (Abb. 25).

Typ A: Impulsartige, relative Meeresspiegelhebung, hervorgerufen durch tektonische Absenkung des Untergrundes bei Taphrogenese. In tektonischen Ruhezeiten baut sich eine regressive Sedimentabfolge auf. Dieser Kurventyp ist in Gebieten mit Distensionstektonik verbreitet und findet sich vor allem in der Mittel- und Obertrias in Zyklen verschiedenster Größenordnung.

Typ B: Dieser Typ ist charakterisiert durch langsamen Meeresspiegelanstieg, der durch rasche Regressionsphasen unterbrochen wird. Die Regressionsphasen entsprechen spiegelbildlich den Transgressionen in Typ A, können aber verschiedene Ursachen haben (s. u.). Dieser Kurventyp ist vor allem in der Untertrias, eventuell im Oberanin und an der Trias/Jura-Grenze verbreitet.

Typ C: Dieser stellt eine Kombination von A und B dar, wobei eine längerfristige Regression durch impulsartige Meeresspiegelabsenkungen beschleunigt wird. Dieser Typ ist am klarsten in der unterkarnischen Regressionsphase entwickelt.

Die Zeitdauer der Zyklen ist sehr unterschiedlich, liegt aber im Rahmen der Zyklen III. Ordnung (1–10 M. J.) bei VAIL et al. (1977). Als längerfristiges Ereignis sind die etwa 11 M. J. dauernde mitteltriadische Transgressionsperiode oder die obertriadische Regression zu sehen. Kurzfristig, d. h. oft unter 1 M. J., erfolgten impulsartige Transgressionen und Tgressionen, die diese langfristigen Ereignisse überlagern.

Neben den langfristigen mittel- und obertriadischen Transgressions-Regressionsperioden sind die kurzen Regressionsphasen an der Perm/Trias-Grenze, Skyth/Anis-Grenze, im Oberanin, im Unterkarn und an der Trias/Jura-Grenze in der westlichen Tethys als überregionale Ereignisse und wahrscheinlich als globale Meeresspiegelschwankungen anzusehen. Es muß jedoch

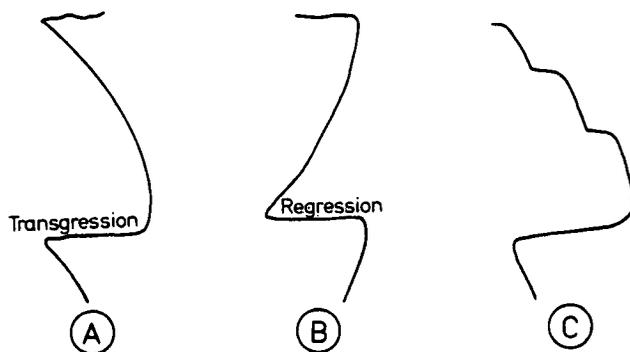


Abb. 25: Abstrahierte Grundtypen von relativen Meeresspiegelzyklen.

einschränkend bemerkt werden, daß diese Ereignisse lediglich aufgrund mehr oder weniger gut stratigraphisch belegter Sedimentationsabfolgen erarbeitet wurden, deren chronostratigraphische Korrelation nicht immer gesichert ist.

Gründe für Meeresspiegelschwankungen sind besonders in der nichtglazialen Zeit der Trias wie immer schwer zu beurteilen. Hinzu kommt der große Nachteil der Triaszeit gegenüber dem Känozoikum, daß keine oder nur indirekte Information über Veränderungen vom pazifischen Ozeanboden vorliegen.

Außer den eiszeitlich verursachten Meeresspiegelschwankungen können fast alle bisher von den Autoren in Erwägung gezogenen Gründe in der Trias diskutiert werden. DONOVAN & JONES (1979) haben in einer kurzen Übersicht die heute gängigen Vorstellungen zusammengestellt. Für die Trias kommen folgende Modelle in Betracht:

① Meeresspiegelschwankungen, die durch Austrocknung von isolierten Meeresbecken zustande kommen können. Als Modellfall gilt die Austrocknung des Mittelmeeres im oberen Miozän. Im verbleibenden Ozean wurde dadurch der Meeresspiegel um ca. 12 m angehoben und bei der neuerlichen Füllung des Mittelmeerbeckens um denselben Betrag wieder abgesenkt. Größere Niveauänderungen (60 m) werden durch die Austrocknung von etwa 5 mal so großen Becken im Südatlantik in der Unterkreide von HSÜ & WINTERER (1980) angenommen. Die mögliche Geschwindigkeit der Niveauänderungen mit 10.000 µm/Jahr entspricht etwa den glazial bedingten Meeresspiegelschwankungen.

② Langfristige Meeresspiegelschwankungen werden durch Variation der Volumen der ozeanischen Rücken erklärt. Variationen in der Längenzunahme der Rücken (HALLAM, 1978) und in der spreading-Rate sollen Schwankungen im Ausmaß von 10 µm/Jahr verursachen (HAYS & PITMAN, 1973). Allerdings ist die direkte Erfassung der spreading-Raten aus den magnetischen Anomalien des Ozeanbodens auf die Zeit nach dem oberen Jura beschränkt.

Ebenso in den Bereich der thermisch induzierten Volumsänderungen von Ozeanbecken fallen die Vorstellungen von SCHLANGER et al. (1981). Mid-plate-Vulkanismus enormen Ausmaßes im Pazifik und damit verbundene regionale thermische Hebung fällt zeitlich mit der globalen Oberkreidetransgression zusammen.

③ Zu wenig beachtet wird m. E. die tektonische Absenkung von Tiefseetrögen im Zuge der Subduktionstektonik. Gerade zu Beginn der Trias und in der Obertrias häufen sich rund um den Pazifik Anzeichen von Subduktionstektonik. Ein damit mögliches Zusammenfallen von mehreren Tiefseetrögen sollte sich in Regressionen auswirken. Von fossilen Flyschtrögen wissen wir, daß diese sehr rasch abgesenkt werden.

④ WATTS (1982) versucht die "coastal onlap" Kurve von VAIL et al. durch schrittweise tektonische Subsidenz am Kontinentalrand zu erklären. Über weite Bereiche setzt mehr oder weniger gleichzeitig nach dem Riftstadium Subsidenz durch thermische Kontraktion ein, die eine eustatische Meeresspiegelanhebung vortäuschen kann.

WATTS Vorstellungen treffen sicher z. B. bei der durch tektonische Subsidenz beschleunigten, mitteltriadischen Transgression in den Nord- und Südalpen zu.

Jedoch kann damit nicht die weit auf den Kontinent übergreifende, generelle Muschelkalktransgression erklärt werden.

Die Zeitdauer der langfristigen Transgressions-Regressionereignisse der Mittel- und Obertrias läßt an thermisch verursachte Änderungen des Ozeanbeckenvolumens denken. Das etwa gleichzeitige, weit verbreitete Vorkommen von starker Produktion submariner Basalte, die heute in den zirkumpazifischen Randketten aufgeschlossen sind, könnte im Sinne von SCHLANGER et al. (1981) eine regional thermisch bedingte Hebung des Ozeanbodens anzeigen. Ebenso wäre natürlich auch an eine Neubildung von ozeanischen Rücken oder an eine Erhöhung der spreading-Rate zu denken.

Für die kurzfristigen Meeresspiegelschwankungen können die Modelle mit den austrocknenden Randbecken oder den tektonisch rasch absinkenden Meereströgen diskutiert werden. Gerade während der Triaszeit sind im Umkreis der Tethys zu verschiedenen Zeiten eine Reihe von Binnen- und Nebenmeeren vorhanden, in denen oft mächtige Evaporitserien abgelagert wurden. Die Fazieskarte von HABICHT (1979) zeigt insbesondere im Germanischen Becken, in den protoatlantischen Becken und Gräben und am Nord- und Südrand der östlichen Tethys eine Häufung von Evaporiten. Die Entwicklung von Nebenmeeren, Binnen- und Randmeeren ist prinzipiell am Beginn und am Ende einer Geosynklinalentwicklung möglich. Beide Stadien finden sich in der Triaszeit. In der Untertrias kann es sowohl durch die auslaufenden Orogenphasen des pazifischen Raumes als auch durch beginnende Rifttektonik in der Tethys zur Isolation von Beckenräumen kommen. Eine ähnliche Situation ist auch wieder in der Obertrias mit der Rift- und Lateralverschiebungstektonik am Westrand der Tethys und im Protoatlantik und mit Orogenphasen am Tethysnordrand und im Pazifik gegeben. Altkimmerische Hebungen führten zu Beginn der Obertrias z. B. zur Schließung der Wasserstraße in Oberschlesien und damit zu einer verstärkten Binnenmeersituation des Germanischen Beckens. Die in der westlichen Tethys so charakteristischen unterkarnischen Regressionen treten parallel zu Orogenphasen am Tethysnordrand auf.

Wie die Korrelationstabelle (Abb. 24) zeigt, sind sowohl die beginnenden Riftphasen als auch Orogenzeiten vorwiegend mit den kurzfristigen Regressionen korreliert. Die Montenegrinischen Phasen scheinen in diesem Zusammenhang nur lokale Bedeutung zu haben, sie fallen in die generelle Transgressionsperiode hinein.

Jedenfalls sind bei der vorwiegenden Flachmeersituation am Beginn und am Ende der langfristigen Transgressionsperioden nur geringe Meeresspiegelschwankungen notwendig, um die auffallenden Faziesumschwünge zu verursachen. Nur geringe Meeresspiegelschwankungen reichen sicherlich auch aus, um eine Isolation der weitflächigen Randbecken herbeizuführen.

7. Schlußbetrachtung

Der Sedimentationsablauf in der westlichen Tethys wird durch drei Variablen gesteuert:

- 1) Langfristige und kurzfristige Meeresspiegelschwankungen
- 2) tektonisch und isostatische Subsidenz
- 3) lokale Tektonik mit orogenetischem Charakter.

Das Zusammentreffen dieser Variablen im westlichen Tethysraum ergibt sich aus der besonderen geotektonischen Position und aus der Zeitperiode, die als Übergangsstadium zwischen der variszischen und alpidischen Ära aufzufassen ist.

Das Westende der triadischen Tethys wurde bereits im Unterperm durch die Anlage eines etwa NE-SW streichenden Strukturplanes, der quer zur variszischen Vortiefen-Senkungszone verläuft, definiert. Dieser Strukturplan dehnt sich bis in die alpin-mediterrane Zone hinein aus und ist in der Folge im Mesozoikum immer wieder ein bedeutendes Querelement in den NW-SE bis E-W streichenden, variszisch vorgezeichneten Senkungströgen der westlichen Tethys. An der Öffnung des Atlantik erkennt man die Bedeutung der permischen Querstrukturen.

Von E und NE her wird der westliche Tethysraum durch Orogenesen am nördlichen Tethysrand beeinflusst. Wie im pazifischen Raum sind auch hier, vor allem in der Obertrias, kompressive tektonische Bewegungen verbreitet. Die Labinischen und Altkimmerischen Bewegungen beenden eine seit dem Perm dauernde Periode differenzieller Subsidenz und Rift- und Scherungstektonik. Der Sedimentationsablauf der Aghdarband-Trias NE-Persiens zeichnet diese geodynamische Entwicklung deutlich auf. Im Großteil der westlichen Tethys als „periorogenetischer“ Zone ist diese Entwicklung nur mehr angedeutet.

Konform mit der kompressiven Tektonik am Nordrand erfolgt am Tethyssüdrand (z. B. Südtürkei, Oman) mit starker distensiver Tektonik und „Ozeanisierung“ schmaler Krustenstreifen die Bildung der Neotethys, die in einem Seitenast über die Helleniden und Dinariden in unseren Raum allerdings ohne Ozeanisierung hereinschneidet.

Stellt man die geodynamische Entwicklung der Tethys jener des pazifischen Raumes gegenüber, so können wichtige Zusammenhänge erkannt werden:

- 1) Die permischen Riftphasen des Protoatlantik und der westlichen Tethys kommen mit der Abnahme der kaum in die Trias reichenden pazifischen Orogenesen zum Erliegen.
- 2) Orogenphasen in der Mittel- und Obertrias deuten auf raschere spreading-Raten hin, die möglicherweise die festgestellten langfristigen Transgressionsperioden hervorgerufen haben.
- 3) Die Orogenphasen greifen auch auf den Tethysnordrand über und wirken sich in der Neotethys durch distensive Tektonik in den Sedimentationsabläufen direkt aus. Die häufige Überlagerung der langfristigen Transgressionsperioden durch taphrogenetische Subsidenz könnte so eine Erklärung finden.

Die in ihren Anfängen steckengebliebene Geosynklinalentwicklung der westlichen Tethystrias stellt zwischen der variszischen und alpidischen Ära einen Sonderfall, eine Art Übergangsbildung dar. Die Labinischen und Altkimmerischen Orogenphasen beenden, wie erwähnt, eine seit dem Perm andauernde Periode mit einzelnen Riftphasen, wobei in der westlichen Tethys nie das Stadium ozeanischer Krustenbildung erreicht wurde. Vielmehr sind wahrscheinlich reliktsche, variszische Subduktionsstrukturen und deren Wiederbelebung in der Mitteltrias ausschlaggebend für den orogenen Charakter des mitteltriadischen Vulkanismus der Südalpen und Dinariden. Auch aus anderen Gründen sahen sich verschiedene Autoren (z. B. FARABEGOLI & VIEL,

1981) dazu veranlaßt, die variszische Ära bis in die Obertrias reichen zu lassen.

Es erscheint jedoch sinnvoller, die Perm-Trias-Entwicklung als eine eigene großtektonisch Ära zwischen der variszischen und der alpidischen Ära zu definieren. Der Begriff „großtektonische Ära“ wird hier im Sinne von PILGER (1980) als gesamter Entwicklungszyklus bis zum Faltengebirge verwendet. Die Bezeichnung „Labinische Ära“ für den gesamten Zeitraum würde der Bedeutung der Labinischen Phasen, die die Perm-Trias-Entwicklung beendet haben, entsprechen.

Dank

Für die zahlreichen anregenden und ermutigenden Diskussionen und Hinweise danke ich besonders den Herren Prof. Dr. H. MOSTLER und Doz. Dr. W. RESCH, beide Innsbruck. Ebenso möchte ich Herrn Prof. Dr. W. SCHLAGER, Miami, und Herrn Dr. G. EISBACHER, Vancouver, für Hinweise und Literaturbeschaffung danken. Herrn Prof. Dr. M. SARNTHEIN, Kiel, danke ich für den Anstoß zur räumlichen Ausweitung des Themas (ich sollte „über den Absamer Kirchturm hinaus schauen“). Für Schreib und Zeichenarbeiten danke ich Frau L. ORTNER (Alpine Forschungsstelle Obergurgl) und Frau I. LABECK-HALAY.

Ein Teil der Untersuchungen erfolgte im Rahmen des Forschungsprojektes „Paläogeographie der Untertrias“ (Proj.-Nr. 4453, Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projektleiter Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER). Für die finanzielle Unterstützung sei herzlich gedankt.

Literatur

- ADAMIA, S., BERGOUGNAN, M., FORQUIN, C., HAGHIPOURA, A., LORDKIPANIADZE, M., OZGUL, N., RICOU, L. E. & ZAKARIADZE, G.: The Alpine Middle East between the Aegean and the Oman Traverses. — *Mem. B.R.G.M.*, **115**, 122–136, Orléans 1980.
- ALTINER, D., BAUD, A., GUEX, J. & STAMPFLI, G.: La limite Permian-Trias dans quelques localités du Moyen-Orient: recherches stratigraphiques et micropaléontologiques. — *Riv. Ital. Paleont.*, **85/3–4**, 683–714, Milano 1980.
- ASSERETO, R.: La geologia della valle di Ugovizza (Alpi Carniche). — *Boll. Serv. Geol. It.*, **82**, 109–148, Roma 1963.
- ASSERETO, R., BRUSCA, C., GAETANI, M. & JADOU, F.: The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological History and Genetic Interpretations. — *L'industria Mineraria*, **231**, 1–34, Milano 1977.
- ASSERETO, R. & KENDALL, C. G. St.: Megapolygons in Ladinian Limestones of Triassic of Southern Alps: Evidence of deformation by Contemporaneous Desiccation and Cement. — *J. Sed. Petr.*, **41**, 715–723, Tulsa 1971.
- BABIĆ, L.: O Trijasu Gorskog Kotara i susjednih područja. — *Geol. Vjesnik*, **21**, 11–18, Zagreb 1968.
- BACHMANN, G. H. & MÜLLER, M.: Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern) — *Geol. Bavarica*, **81**, 17–53, München 1981.
- BARBIERI, G., DeZANCHE, V., Di LALLO, E., MIETTO P. & SEDEA, R.: Middle Triassic Emersion Phases in the Recoaro Area (Vicentinian Alps, N. E. Italy). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977/9**, 523–531, Stuttgart 1977.
- BARD, J. P., BURG, J. P., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A.: La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. — *Mem. B.R.G.M.*, **108**, 233–246, Villeneuve d'Ascq 1980.
- BEBIEN, J., BLANCHET, R., CADET, V.-P., CHARVET, J., CHOROWICZ, J., LAPIERRE, H. & RAMPNOUX J.-P.: La volcanisme triasique de Dinarides en Yougoslavie: sa place dans l'évolution géotectonique peri-méditerranéenne. — *Tectonophysics*, **47**, 159–176, Amsterdam-London-New York 1978.
- BEBIEN, J., OHNSTETTER, D., OHNSTETTER, M. & VERGELY, P.: Diversity of the Greek Ophiolites: Birth of Oceanic Basins in Transcurrent Systems. — *Ophioliti, Spec. Iss. "Tethyan Ophiolites"*, **2**, 129–197, Bologna 1980.
- BECHSTÄDT, Th. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). — *Festband Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 9–103, Innsbruck 1970.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. — *Geol. Rdsch.*, **65/2**, 616–648, Stuttgart 1976.
- BECHSTÄDT, Th., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K.: Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **156**, 157–178, Stuttgart 1978.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **4**, H. 5/6, 1–74, Innsbruck 1974.
- BEHR, H. J.: Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, **129**, 283–318, Hannover 1978.
- BEIN, A. & GVIRTZMANN, G.: A Mesozoic Fossil Edge of the Arabian Plate along the Levant Coastline and its Bearing on the Evolution of the eastern mediterranean. — In: B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT (Eds.): *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia) 1976*, 95–110, Paris 1977.
- BEN-AVRAHAM, Z., NUR, A., JONES, D. & COX, A.: Continental Accretion: From Oceanic Plateaus to Allochthonous Terranes. — *Science*, **213**, 47–54, Washington 1981.
- BERCÉ, B.: Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. — *N. Jb. Paläont. Mh.*, **1963**, 141–151, Stuttgart 1963.
- BERNOULLI, D. & LEMOINE, M.: Birth and Early Evolution of the Tethys: the Overall Situation. — *Mem. B.R.G.M.*, **115**, 168–179, Orléans 1980.
- BEŠIĆ, Z.: La Paléogéographie du Permien Récent et du Trias Plus Antérieur sur la Territoire du Montenegro. — *Z. Dt. Geol. Ges.*, **132**, 175–180, Hannover 1981.
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F.: Über altkimmerische Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung (Fortschrittsbericht). — *Z. Geol. Wiss. Berlin* **6**, **4**, 403–420, Berlin 1978.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LePICHON, X.: From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A Plate Tectonic Model of the Evolution of the Western Alpine Systems. — In: B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT (Eds.): *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia) 1976*, 143–164, Paris 1977.
- BISHOP, W. F.: Geology of Tunisia and Adjacent Parts of Algeria and Libya. — *AAPG Bull.*, **59/3**, 413–450, Tulsa 1975.
- BOERSMA, M. & VAN KONIYENBURG-VAN CITTERT, J. H. A.: Late Triassic Plant Megafossils from the Aghdarband Formation, Eastern Iran. — *Abh. Geol. B.-A.*, Wien, im Druck.
- BOSELLINI, A.: Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. — *Mem. Atti. Acc. Naz. dei Lincei, Anno CCCLXV, Classe Scienze Fisiche, mat. e nat. Serie VIII, IX, Sez. 11^a*, 1–32, Roma 1968.
- BOSELLINI, A.: The Emilia Fault: a Jurassic Fracture Zone that Evolved into a Cretaceous-Paleogene Sinistral Wrench Fault. — *Boll. Soc. Geol. It.*, **100** (1981), 161–169, Roma 1981.
- BOSELLINI, A.: Geologia dei Passi dolomitici circostanti il Gruppo di Sella. — In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Hrsgb.): *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. Soc. Geol. Ital.*, 267–272, Bologna 1982.
- BOSELLINI, A., CASTELLARIN, A., DOGLIONI, C., FERRUCIO, G., PERRI, C. M., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G. & SOMMAVILLA, E.: Geologia della Conca di Arabba e dei rilievi circostanti. — In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Hrsgb.): *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. Soc. Geol. Ital.*, 243–254, Bologna 1982.
- BOSELLINI, A., CASTELLARIN, A., DOGLIONI, C., GUY, F., PERRI, M. C., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G. & SOMMAVILLA, E.: Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. — In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Hrsgb.): *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. Soc. Geol. Ital.*, 189–210, Bologna 1982.

- BOSELLINI, A. & FERRI, R.: La formatione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di S. Lucano (Ladinico inferiore, Dolomiti Bellunesi). — Ann. Univ. Ferrara, Sez. IX, VI, 5, 63–89, Ferrara 1980.
- BRANDNER, R.: „Südalpines“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 143–162, Innsbruck 1972.
- BRANDNER, R.: Tetrapodenfährten aus der unteren Mitteltrias der Südalpen. — Festschrift Heißel, Veröff. Univ. Innsbruck, 86, 57–71, Innsbruck 1973.
- BRANDNER, R.: Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 317–354, Innsbruck 1978.
- BRANDNER, R.: Mittel- und Obertrias in Frötschbach und Seiser Alm (mit einem Beitrag von D. A. DONOFRIO und H. MOSTLER). — Exkursionsführer zu Jahrestagung d. Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, 80–97, Innsbruck 1982.
- BRANDNER, R., HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Beiträge zur vortertiären Pb-Zn-Cu-Metallogenese im Raum zwischen Rasht und Chalus (Alburs, Iran). — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10/7, 257–285, Innsbruck 1981.
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. — Exkursionsführer zu Jahrestagung d. Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol, 1–42, Innsbruck 1982.
- BRANDNER, R. & RESCH, W.: Reef Development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. — SEPM, Spec. Publ. 30, 203–231, Tulsa 1981.
- BRONDI, A., FUGANTI, A., LUNZ, R., MITTEMPERGER, M., MURARA, G., NARDIN, M., NASCIMBEN, P., PERNA, G., ROSSI, D., SCUDELER-BACELLE, L., SOMMAVILLA, E. & ZIRPOLI, G.: Commento al foglio geologico 027, Bolzano 1 : 50.000 (ed. 1973). — Studi Trentini di Sci. Nat., N. S., 53, 109–218, Trento 1976.
- BRUSCA, C., GAETANI, M., JADOUL, F. & VIEL, G.: Paleogeografia Ladinica-Carnica e Metallogenese del Sudalpino. — Mem. Soc. Geol. It., 22, 65–82, Roma 1981.
- BUBNOFF, S. v.: Grundprobleme der Geologie. — 234 S., Berlin (Akad. Verl.) 1954.
- BÜRCHFEL, B. C. & DAVIES, G. A.: Nature and Controls of Cordilleran Orogenesis, Western United States: Extensions of an Earlier Synthesis. — Amer. J. Sc., 275-A, 363–396, New Haven 1975.
- CASSINIS, G. & ZEZZA, U.: Dati geologici e petrografici sui prodotti del Magmatismo triassico nelle Prealpi Bresciane. — In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Hrsgb.): Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. Soc. Geol. Ital., 157–171, Bologna 1982.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P. L., SARTORI, R., SIMBOLI, G. & SOMMAVILLA, E.: Note Geologiche sulle intrusioni di Predazzo e dei M. Monzoni. — In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Hrsgb.): Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. Soc. Geol. Ital., 211–219, Bologna 1982.
- CASTELLARIN, A. & ROSSI, P. M. L.: The Southern alps: an Aborted Middle Triassic Mountain Chain? — Eclog. Geol. Helv., CELET P., CADET, J. P., CHARVET, J. & FERRIERE, J.: Volcano-sedimentary and Volcano-detritic Phenomena of Mesozoic Age in dinarid and hellenic Ranges: a Comparison. — In: B. BIJU-DUVAL & C. MONTADERT (Eds.): International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia) 1976, 35–46, Paris 1977.
- CROS, P.: Evolution sédimentologique et paléostratigraphique de quelques plates-formes carbonatées biogènes (Trias des Dolomites Italiennes). — Sciences de la terre, XIX (1974), n°4, 299–379, Nancy 1974.
- DAVOUDZADEH, M. & SCHMIDT, K.: Contribution to the Paleogeography and Stratigraphy of the Upper Triassic to Middle Jurassic of Iran. — N. Jb. Geol. Pal. Abh., 162/2, 137–163, Stuttgart 1981.
- DAVOUDZADEH, M. & SCHMIDT, K.: Zur Trias des Iran. — Geol. Rdsch., 71/3, 1021–1039, Stuttgart 1982.
- De ZANCHE, V. & FARABEGOLI, E.: Scythian Tectonics in the Southern Alps: Recoaro Phase. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10/10, 2289–304, Innsbruck 1981.
- De ZANCHE, V. & FARABEGOLI, E.: Scythian–Anisian Lithostratigraphic Units in the Southern Alps. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11/9, 299–308, Innsbruck 1982.
- DÖSEGGGER, R.: Verrucano und „Buntsandstein“ in den Unterengadiner Dolomiten. — Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (N. F.), 235, 1–171, Zürich 1974.
- DONOFRIO, D. A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H.: Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). — Mitt. Österr. Geol. Ges., 73, 55–94, Wien 1980.
- DONAVAN, D. T., & JONES, E. J. W.: Causes of World-wide Changes in Sea Level. — Journ. Geol. Soc. London, 136, 187–192, London 1979.
- DOUGLAS, R. J. W., GABRIELSE, H., WHEELER, J. O., STOTT, D. F. & BELYEA, H. R.: Geology of Western Canada. — in: DOUGLAS, R. J. W. (Ed.): Geology and Economic Minerals in Canada, 365–488. — Geol. Survey of Canada, Ottawa 1970.
- DRUCKAMANN, Y.: Triassic Paleogeography of Southern Israel and the Sinai Peninsula. — Österr. Akad. d. Wiss., Schriften. d. Erdwiss. Komm., 2, 79–86, Wien–New York 1974.
- FARABEGOLI, E. & LEVANTI, D.: Triassic Stratigraphy and Microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). — Facies, 6, 37–58, Erlangen 1982.
- FARABEGOLI, E. & VIEL, G.: Tectono-Sedimentary cycles in Southern Alps. — Abstr., IAS, 2nd Eur. Mtg. Bologna 1981, 56–57, Bologna 1981.
- FELS, H.: Die Sedimentologische Entwicklung der Permabfolgen im westlichen Südtirol (N-Italien). — Sonderveröff., 42, 1–145, Geol. Inst. Univ. Köln, Köln 1982.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R.: Hauptdolomit (Norian) — Stratigraphy, Paleogeography and Diagenesis. — Sedim. Geol., 32, 195–231, Amsterdam 1982.
- FORNEY, G. G.: Permo-Triassic Sea Level Changes. — J. Geol., 83, 773–779, Chicago 1975.
- GAETANI, M. (Ed.): Field Guide-Book of the Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. — 77 S., Bergamo 1979.
- GAETANI, M.: Elementi Stratigrafici e Strutturali della Galleria Bellano-Varenna (Nuova SS. 36) (Como). — Riv. It. Pal. Strat., 88/1, 1–10, Milano 1982.
- GAETANI, M., FOIS, E., JADOUL, F. & NICORA, A.: Nature and Evolution of Middle Triassic Carbonate Buildups in the Dolomites (Italy). In: M. B. CITA and W. B. F. Ryan (Eds.), Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past. — Mar. Geol., 44, 25–57, Amsterdam 1981.
- GIANOTTI, R.: Considerazioni sul Margine Settentrionale del Gruppo delle Grigne (Lombardia Centrale). — Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, XVIII, 81–101, Pavia 1968.
- GINSBURG, R. N.: Landward Movement of Carbonate Mud: New Model for Regressive Cycles in Carbonates. — AAPG Bull., 55/2, 340, Tulsa 1971.
- HABICHT, J. K. A.: Paleoclimate, Paleomagnetism and Continental Drift. — AAPG Studies on Geol., 9, 31 pp., Tulsa 1979.
- HALLAM, A.: Eustatic cycles in the Jurassic. — Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol., 23, 1–32, Amsterdam 1978.
- HAYS, J. D. & PITMAN III, W. C.: Lithospheric Plate Motion, Sea Level Changes and Climatic and Ecological Consequences. — Nature 246, 18–22, 1973.
- HELMCKE, D. & LINDENBERG, H. G.: New Data on the "Indosinian" Orogeny from Central Thailand. — Geol. Rdsch. 72/1, 317–328, Stuttgart 1983.
- HOUTEN, F. VAN: Triassic-Liassic Deposits of Morocco and Eastern North America: Comparison. — AAPG Bull., 61, 79–99, Tulsa 1977.
- HSÜ, K. J. & WINTERER, E. L.: Discussion on Causes of World-Wide Changes on Sea Level. — Journ. Geol. Soc. London, 137, 509–510, London 1980.

- ILLIES, H.: Mechanism of Graben Formation. — *Tectonophysics*, **73**, 249–266, Amsterdam–London–New York 1981.
- JACOBSSHAGEN, V. & TIETZE, K. W.: Biostratigraphische Probleme im Skyth/Anis-Grenzbereich auf der Insel Chios (Ägäis). — *Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **2**, Wien 1974.
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paleogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — *Geol. Bavar.* **56**, 3–102, München 1966.
- JUTEAU, Th.: Ophiolites of Turkey. — *Ofioliti, spec. iss. "Tethyan Ophiolites"*, **2**, 199–237, Bologna 1980.
- KENDALL, Ch. G. St. & SCHLAGER, W.: Carbonates and Relative Changes in Sea Level. — *Marine Geology*, **44**, 181–212, Amsterdam 1981.
- KIMURA, T.: The Ancient Continental Margin of Japan. — In: BURK, C. A. & DRAKE, C. L. (Eds.): *The Geology of Continental Margins*, 817–829, New York, Heidelberg, Berlin (Springer) 1974.
- KIRCHNER, E. Ch.: Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **71/72** (1978/1979), 385–396, Wien 1980.
- KOHLER, E. E. & ZACHER, W.: Tonmineralvergesellschaftung und Faziesänderung in der Alpinen Trias der Allgäuer Kalkalpen. — *Geol. Ver.*, 72. Jahrestagung, Kurzfassungen S. 65, Würzburg 1982.
- KOZUR, H.: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des Tethyalen Faunenreichs. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**, H. 3/4, 79–172, Innsbruck 1980.
- KOVÁCS, S.: Problems of the "Pannonian Median Massif" and the Plate Tectonic Concept. Contributions Based on the Distribution of Late Paleozoic–Early Mesozoic Isopic Zones. — *Geol. Rdsch.*, **71/2**, 617–640, Stuttgart 1982.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Entwicklung der Tethystrias und Herkunft ihrer Fauna. The Development of the Triassic within the Tethys Realm and the Origin of its Fauna. — *Geol. Rdsch.*, **71/3**, 987–1019, Stuttgart 1982.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **70** 119–186, Wien 1979.
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.* **1973**, 113–153, Wien 1973.
- KRYSTYN, L.: Die *Tirolites*-Fauna (Ammonidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **183/3**, Wien 1974.
- KUBANEK, F.: Sedimentologie des alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). — *Diss. Fak. Allg. Ingenieurwiss. techn. Univ. Berlin*, 202 S., Photodruck, Berlin 1969.
- LEONARDI, P.: *Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave*. — Bd. I (552 S.) und Bd. II (1019 S.), Rovereto (Manfrini) 1967.
- LePICHON, X. & BLANCHET, R.: Where are the Passive Margins of the Western Tethys Ocean?. — *Geology*, **6**, 597–600, Boulder 1978.
- MARINELLI, M., VIEL, G. & FARABEGOLI, E.: Il Permo-trias delle Alpi Meridionali: Evoluzione tardo-Ercinica di un bacino marginale di retroarco sialico. — *L'industria mineralia*, **6**, 1–14, Bologna 1980.
- MASETTI, O. & NERI, C.: L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti Occidentali): sedimentologia e paleogeografia. — *Ann. Univ. Ferrara*, **7**, 1–19, Ferrara 1980.
- MAURITSCH, H. J. & FRISCH, W.: Paleomagnetic Results from the Eastern Alps and their Comparison with Data from the Southern Alps and the Carpathians. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **73**, 5–13, Wien 1980.
- McELHINNY, M. W., EMBLETON, B. J. J., MA, X. H. & ZHANG, Z. K.: Fragmentation of Asia in the Permian. — *Nature*, **293**, 121–126, Basingstocke 1981.
- McKENZIE, D.: Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins. — *Earth Planet Sci. Lett.*, **40**, 25–32, Amsterdam 1978.
- MEGARD-GALLI, J. & BAUD, A.: Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. — *Bull. B. R. G. M.*, **IV/3**, 233–250, Orléans 1977.
- MICHALEK, J. & KOVAC, M.: On some Problems of Palinspastic Reconstructions and Cenozoic Paleogeographical Development of the Western Carpathians. — *Geologicky Zbornik — Geol. Carp.*, **33**, 481–507, Bratislava 1982.
- MITCHUM, R. M. jr., VAIL, P. R. & THOMPSON, S. III: Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. — *AAPG Memoir*, **26**, 53–62, Tulsa 1977.
- MONGER, J. W. H. & PRICE, R. A.: Geodynamic Evolution of the Canadian Cordillera — Progress and Problems. — *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 770–791, Ottawa 1979.
- MONGER, J. W. H., SOUTHER, J. G. & GABRIELSE, H.: Evolution of the Canadian Cordillera: a Plate Tectonic Model. — *American Journal of Science*, **272**, 577–602, New Haven 1972.
- MOSTLER, H. & RAHIMI-YAZD, A.: Neue Holothurienskerlite aus dem Oberperm von Julfa in Nordiran. — *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **5**, 1–35, Innsbruck 1976.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Sedimentpetrographische und paläökologische Untersuchungen zur Rekonstruktion der Sedimentationsbedingungen im Faziesraum der höheren Werfener Schichten (Untertrias der Nördlichen Kalkalpen). — *Facies*, **9**, Erlangen (in Druck).
- MOSTLER, H., SCHEURING, B. & URLICHS, M.: Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der *Suessi*- und *marshi*-Zone auftretenden Conodonten. — In: *Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias*, *Schriften. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **4**, 141–174, Wien 1978.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofacies der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1982/2**, 33–51, Wien 1982.
- NIEDERMAYR, G., SUMMESBERGER, H. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über zwei Coelostinivorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten. — *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **79**, 1–7, Wien 1975.
- ODIN, G. S. & LETOLLE, R.: The Triassic Time Scale in 1981. — In: ODIN, G. S. (Ed.): *Numerical Dating in Stratigraphy*, 523–533, Chichester (John Wiley & Sons) 1982.
- PE-PIPER, G.: Geochemistry, Tectonic Setting and Metamorphism of Mid-Triassic Volcanic Rocks of Greece. — *Tectonophysics*, **85**, 253–272, Amsterdam–London–New York 1982.
- PICHLER, H.: Beiträge zur Tektonik des Südtiles der Bozener Porphyryplatte im Raum um Trient (Oberitalien). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **55**, 41–55, Wien 1962.
- PILGER, A.: Zeitlich-tektonische Zusammenhänge beim Bau der Kontinente und Ozeane. — *Berl. Geowiss. Abh., Internat. Alfred-Wegener-Symposium, Reihe A*, **19**, 175–177, Berlin 1980.
- PISA, G.: Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio-triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **XIII**, 35–83, Pisa 1974.
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E.: Stratigrafia e Paleogeografia dei terreni anisici della Conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). — *Mem. Soc. Geol. It.*, **18**, 63–92, Pisa 1978.
- PISA, G., CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A. & SOMMAVILLA, E.: Middle Triassic Magmatism in Southern Alps I: A Review of general Data in the Dolomites. — *Riv. Ital. Paleont.*, **85**, 1093–1110, Milano 1980.
- PITMAN, W. C. III: Relationship between Eustacy and Stratigraphic Sequence of Passive Margins. — *Geol. Soc. of America Bull.*, **89**, 1389–1403, Colorado 1978.
- RAU, A. & TONGIORGI, M.: Alcune ipotesi sulla storia pre-giurassica del futuro margine continentale nord-appenninico. — *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**, 23–31, Pisa 1980.

- READING, H. G.: Sedimentary Basins and Global Tectonics. – Proc. Geol. Ass., **93**, 421–350, 1982.
- RIEBER, H.: Zur Entstehung der Grenzbitumenzone der Mittleren Trias der Tessiner Kalkalpen. – Bull. Verein. Schweiz. Petrol. – Geol. u. Ing., **35**, 55–62, Basel 1968.
- RICHTER, D. & FÜCHTBAUER, H.: Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. dt. Geol. Ges., **132**, 451–501, Hannover 1981.
- ROBERTSON, A. H. F. & WOODCOCK, N. H.: Gödene Zone, Antalya Complex: Volcanism and Sedimentation along a Mesozoic Continental Margin, SW Turkey. – Geol. Rdsch., **70**, 1177–1214, Stuttgart 1981.
- ROSSI, D.: Il Conglomerato di Richthofen e la superficie di discordanza alla sua base. – Atti dell'Accademia Roveretana degli Agiati, Contr. della classe di scienze filosofico-storiche e di lettere, **VI/X–XIII**, 3–20, Trento 1973.
- RUTTNER, A. W.: Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran. Erläutert an drei Beispielen. – Berliner Geowiss. Abh., **20**, 3–20, Berlin 1980.
- SALVADOR, A. & GREEN, A.: Opening of the Caribbean Tethys (Origin and Development of the Caribbean and the Gulf of Mexico). – Memoire du B. R. G. M., **115**, 224–229, Orléans 1980.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geol. Rdsch., **56**, 116–127, Stuttgart 1967.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Merkmale für die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischen Golf. – Geol. Rdsch., **59**, 649–666, Stuttgart 1970.
- SCHÄFFER, G. et al.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Bl. 96 Bad Ischl, Salzkammergut (26.–30. 5. 1976). – Wien (Geol. B.-A.) 1976.
- SCHLAGER, W.: The Paradox of Drowned Reefs and Carbonate Platforms. – Geol. Soc. Amer. Bull. P. I, **92**, 197–211, Colorado 1981.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 165–193, Wien 1974.
- SCHLANGER, S. O., JENKYN, H. C. & PREMOLLI-SILVA, L.: Volcanism and Vertical Tectonics in the Pacific Basin Related to Global Cretaceous Transgressions. – Earth and Planet Sc. L., **52**, 435–449, Amsterdam 1981.
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – Z. dt. Geol. Ges., **128**, 121–141, Hannover 1977.
- SCHÖNENBERG, R.: Einführung in die Geologie Europas. – Rombach Hochschulpaperback, **18**, Freiburg 1971.
- SCHRÖDER, B.: Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen germanischen Trias. – Geol. Rdsch., **71/3**, 783–794, Stuttgart 1982.
- SCHWAB, G., BENEK, R., JUBITZ, K. B. & TESCHKE, H. J.: Intraplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäische Senke. – Z. Geol. Wiss. Berlin, **10/3**, 397–413, Berlin 1982.
- SCHWARZ, H. U.: Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. – Dissertationsdruck, 297 S., Tübingen 1970.
- SEARLE, M. P. & GRAHAM, G. M.: "Oman Exotics" – Oceanic Carbonate Buildups Associated with the Early Stages of Continental Rifting. – Geology, **10**, 43–49, Boulder 1982.
- SENGÖR, A. M. C.: Mid-Mesozoic Closure of Permo-Triassic Tethys and its Implications. – Nature, **279**, 590–593, 1979.
- SENGÖR, A. M. C., YILMAZ, Y. & KETIN, I.: Remnants of a Pre-late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? – Geol. Soc. Amer. Bull., Part I, **91**, 599–609, Colorado 1980.
- SHINN E. A., LLOYD, R. M. & GINSBURG, R. N.: Anatomy of a Modern Carbonate Tidal-Flat, Andros Island, Bahamas. – J. Sedim. Petr., **39/3**, 1202–1228, Tulsa 1969.
- STAMPFLI, G., ZANINETTI, L., BRÖNNIMANN, P., JENNY-DESHUSSES, C. & STAMPFLI-VUILLE, B.: Trias de l'Elburz Oriental, Iran. Stratigraphie, Sédimentologie, Micropaléontologie. – Riv. Ital. Paleont. **82/3**, 467–500, Mailand 1976.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – Berlin (Bornträger) 1924.
- STÖCKLIN, J.: Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. – Mém. h. Sér. Soc. Géol. Fr., **8**, 333–353, 1977.
- THIELE, O.: Der Nachweis einer intra-permischen Faltungsphase im westlichen Zentral-Iran. – Verh. Geol. B.-A., **1973/3**, 489–498, Wien 1973.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekton. Forsch., **21**, 1–156, Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont., **150**, 19–43, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **69**, 291–351, Wien 1978.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S., Wien (Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd I Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOZER, E. T.: A Standard for Triassic Time. – Geol. Surv. Canada, **156**, 1–103, Ottawa 1967.
- TOZER E. T.: Marine Triassic Faunas of North America: Their Significance for Assessing Plate and Terrane Movements. – Geol. Rdsch. **71/3**, 1077–1104, Stuttgart 1982.
- TRÜMPY, R.: Geology of Switzerland, a Guide Book, Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. – Schweiz. Geol. Kommission, 334 S., Basel–New York (Wepf & Co. Publish., 1980.
- TURNER, P.: Magnetic Reversal Stratigraphy of Triassic Continental Red Beds. – Vortragskurzfassung, 72. Jahrestagung d. Geol. Vereinigung, Würzburg 1982.
- VAI, G. B.: Stratigrafia e Paleogeografia ercinica delle Alpi. – Mem. Soc. Geol. Ital., **XIII/1**, 7–37, Pisa 1974.
- VAIL, P. R., MICHUM, G. D., TODD, R. G., WIDMIER, J. M., THOMPSON, S., SANGREE, J. B., BUBB, J. N. & HATFIELD, W. G.: Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. – In: PAYTON C. E. (Ed.): Seismic stratigraphy. Application to Hydrocarbon Exploration. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. **26**, 42–212, Tulsa 1977.
- VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. & THOMPSON, S.: Seismic Stratigraphy and Changes of Sea Level. – In: PAYTON C. E. (Ed.): Seismic stratigraphy. Application to Hydrocarbon Exploration. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. **26**, 83–97, Tulsa 1977.
- VIEL, G.: Polarità tettonica e vulcanismo ladino-carnico del Sudalpino. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 261–262, Roma 1981.
- VIRGLI, C.: Le Trias du nord de l'Espagne. – Bull. B.R.G.M. (2), **IV/3** 1977, 205–213, Orléans 1977.
- WATTS, A. B.: Tectonic Subsidence, Flexure and Global Changes of Sea Level. – Nature, **297**, 469–474, Basingstoke 1982.
- WINTERER, E. L. & BOSELLINI, A.: Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. – AAPG, **65/3**, 394–421, Tulsa 1981.
- WOPFNER, H.: Die Trias Australiens, ihre tektonische Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. – Geol. Rdsch. **71/3**, 949–972, Stuttgart 1982.
- WURSTER, P.: Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – Geol. Rdsch., **54/1**, 224–240, Stuttgart 1965.
- ZANKL, H.: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – In: G. MÜLLER (Hrsg.), Sedimentology of Parts of Central Europe, 147–185, Frankfurt/M. (W. Kramer) 1971.
- ZIEGLER, P. A.: Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rdsch. **71/3**, 747–772, Stuttgart 1982.
- ZIEGLER, P. A.: Geological Atlas of Western and Central Europe. – 130 S., Amsterdam (Shell Internationale Petroleum Mij. B. V. Elsevier Sc. Publ. Comp.) 1982.
- Nachtrag: Der Abschlußbericht des IGCP-Projektes 4 "Triassic of the Tethys Realm" ist erst während der Drucklegung er-

schienen und konnte daher nicht mehr berücksichtigt werden.

ZAPFE, H. (Schriftl.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias / New Contributions to the Biostratigraphy of

Tethyan Triassic. — Schriftenreihe der Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 5, 1–294, Wien 1983.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. Mai 1983.