

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 103—133	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 359—389	Hannover, Oktober 1965

Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen

VON A. TOLLMANN

Mit 1 Abbildung

Zusammenfassung

Die Darstellung enthält einen Überblick über die Fazieszonen der Ostalpen unter Zugrundelegung der 1963 in der „Ostalpensynthese“ (A. TOLLMANN) zusammengefaßten Details und unter besonderer Berücksichtigung der Neuerkenntnisse von der wechselseitigen Beziehung der einzelnen Fazieszonen durch neueste Beobachtungen. Die entscheidendsten Ergebnisse liegen in der großregionalen Zuordnung der intern schon 1961 in die Hauptfazieszonen gegliederten penninischen Einheit auf Grund des persönlich durchgeführten Vergleiches mit den entsprechenden westalpinen Abschnitten: Der auf das Helvetikum im S folgende Valaistrog der Westalpen endet gegen E bald unter den westlichen Kalkalpen, nur sein Flyschanteil zieht schräg nach außen streichend weiter. Die Schwellenfazies des Briançonnais kann nunmehr erstmalig in aller Klarheit in zwei Teilelementen durch die Ostalpen bis in die Westkarpaten verfolgt werden. Den Nordteil der Briançonnaisschwelle stellt der heute begrabene Ultrapienidische Rücken dar, den Südteil in Acceglio-Fazies unsere Hochstegenkalkzone, die gegen E zum Hochtatrikum hinüberleitet. Der Piemontastrog umfaßt in den Ostalpen Tief- und Hochpennin des Engadiner Fensters und von N nach S Brennkogel-, Glockner- und Klammkalkfazies im Tauernfenster, wobei die präpiemontesischen Faziesmerkmale in der Brennkogelfazies wiedergefunden wurden, die hochpiemontesischen in der Glocknerfazies in reiner Ausprägung vorliegen.

Aus dem zentralen Abschnitt der unterostalpinen Fazieszone wird die Definition für die zentralalpine Fazies abgeleitet, der auf Grund von litho- und biofaziellen Merkmalen auch noch die mittelostalpine Fazieszone angehört. Das Wesen der zentralalpinen Fazies liegt in bestimmten litho- und biofaziellen Eigenheiten, nicht in der Lückenhaftigkeit und Geringmächtigkeit — wie früher angenommen worden war. Schichtlücken großen Ausmaßes stellen vielmehr ein Merkmal der Briançonnaisfazies dar. Die fazielle Zuordnung der mittelostalpinen Sedimentreste in der Tattermann-Thörlser Serie, im Stangalm-Flattnitz-Mesozoikum und im Engadin-Ducan-Gebiet erfuhr, wie ausgeführt wird, durch neue Untersuchungen eine weitere wesentliche Stütze.

Betreffs kalkalpinem (nordalpinem) Faziesgroßraum wird die Unmöglichkeit einer faziellen Koppelung des stratigraphisch jüngeren Teiles der Frankfurter Fazies mit der zentralalpinen Entwicklung des Thörlser Zuges nachgewiesen. Der Einbau der Hallstätter Zone N der Riffkalkzone am Kalkalpensüdrand kann zwingend begründet werden. Vom Gesamttraum des nordalpinen Faziesgebietes bis zum Drauzug wird von der bisher noch am unklarsten gebliebenen Etage, dem Permoskyth, ein paläogeographischer und fazieller Überblick gegeben. Die Stellung der tektonisch isolierten nordalpinen Schollen im Raum der Zentralalpen wird unter anderem durch die in neuester Zeit an weiteren Beispielen beobachteten vulkanischen Einschaltungen in der Mitteltrias als Bindeglied zwischen Südalpin und Nord-Kalkalpin weiter gefestigt. Als Eigenart der nordalpinen Fazies wird hervorgehoben, daß sich vom Zentrum aus nicht nur gegen N, sondern auch gegen W hin ein immer stärker anwachsender Einfluß außeralpiner bzw. randalpiner Faziesmerkmale erkennen läßt (Nordalpine Faziesregel).

Die Eigenständigkeit des südalpinen Faziesraumes wird kurz charakterisiert.

Einführung

Ziel der faziellen Untersuchungen in den Ostalpen ist es zunächst, die Einzelheiten der Serieneigenheiten in den verschiedenen Zonen der Ostalpen zu erfassen und womöglich deren Bildungsbedingungen klarzulegen. Letztlich aber interessiert uns die Aussage, die sich in bezug auf die ursprüngliche Faziestrog-

anordnung und für die Rekonstruktion der paläofaziologischen Gesamtsituation geben läßt. Stufe um Stufe muß dieses Bild vom Gesamttraum der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Regionen erstellt werden, wenn wir uns eine wirklich klare Vorstellung von der Vorgeschichte dieses Gebirges im Früh- und Spätstadium bilden wollen. Noch fehlen etliche Bausteine für die Erfassung mancher Einzelheiten, die Hauptabschnitte sind heute aber alle bereits gut studiert und es wurden wesentliche Erkenntnisse auch auf dem Gebiet der Fazieskunde erzielt.

In dem folgenden Kurzüberblick über die so vielfältige fazielle Eigenart der Ostalpen kann naturgemäß nur auf die wesentlichsten Eigenheiten der Hauptfazieszonen Bezug genommen werden, auf deren Gemeinsamkeiten und Gegensätze, auf ursprüngliche Nachbarschaft und auf Einflüsse aus weiter entfernten Abschnitten verwiesen werden. Die Untersuchungsergebnisse der letzten Jahre sollen hierbei besondere Beachtung erfahren. Es kann also hier nur das Wesen der Fazieszonen herausgearbeitet werden, nicht hingegen auf die ebenso interessanten faziellen Einzelprobleme eingegangen werden, wie sie seit der Riff-Forschung durch F. v. RICHTHOFEN und E. v. MOJSISOVICs in den Südtiroler Dolomiten immer wieder in verschiedenen Abschnitten der Ostalpen aufgegriffen werden.

Der Weg der Erforschung der Fazieszonen und deren Beziehung war in den Ostalpen deshalb besonders schwierig und langwierig, da in diesem tektonisch so kompliziert gebauten Deckengebirge großräumige fazielle Untersuchungen und Überlegungen einerseits von der z. T. noch bis in die jüngste Zeit mancherorts unzureichend bekannten feinstratigraphischen Gliederung abhängen, auf der anderen Seite aber die zutreffende gedankliche Zusammenfügung von heute tektonisch isolierten Schollen gleichermaßen für Faziesrekonstruktionen entscheidend ist. Es soll an dieser Stelle betont werden, daß gesicherte tektonische Aussagen gegenüber Rekonstruktionen auf fazieller Basis naturgemäß stets den Vorrang genießen, da es zwar vereinzelt zu faziellen Rekurrenzen kommen kann, tektonische Superposition im Verein mit der die Bewegungsrichtung anzeigenden Faltenvergenz aber eindeutige Aussagen über die ursprüngliche Anordnung gibt. Fazielles großräumiges Arbeiten ist in den Ostalpen aber mit Erfolg nur dann möglich, wenn die stratigraphisch-faziellen Detailuntersuchungen stets zugleich mit der tektonischen Analyse durchgeführt werden.

Trotzdem durch P. TERMIER 1903 schlagartig zugleich mit der neuen tektonischen Deutung der Ostalpen die Fazieszonenanordnung unter neuem Blickwinkel gesehen werden konnte, war doch bis in die jüngste Zeit eine detaillierte, begründete fazielle Synthese des Gesamttraumes der Ostalpen unterblieben, vor allem deshalb, weil gerade die Stratigraphen und Biostratigraphen vor dem großen tektonischen Konzept zurückschreckten und ablehnende Haltung eingenommen hatten. Zusammenfassende, aber stets nur kurze, fazielle Darstellungen auf dem Boden der Deckenlehre stammen z. B. von V. UHLIG 1908, 1912, L. KOBER 1912 bis 1955 (S. 306—321), H. JENNY 1924 (S. 105—139), H. P. CORNELIUS 1925, 1940. In all diesen Ausführungen aber war stets die zentralalpine Faziesentwicklung mit ihren Teil- und Unterzonen ganz stiefmütterlich behandelt worden. Da aber gerade die zentralalpine Entwicklung für die richtige Verknüpfung der nord- und südalpiner Zonen eine entscheidende Rolle spielt, habe ich 1963 (Ostalpensynthese), Taf. 6, 7, 9, 10 in Säulenprofilreihen eine Gesamtübersicht über Mächtigkeit, Abfolge und Faziesentwicklung

des zentralalpinen und nordalpinen Mesozoikums im Raum der Zentralalpen gegeben und auf dieser Basis erneut eine Faziesanalyse der Ostalpen durchgeführt (S. 148—178). Auf diese grundsätzlichen Ausführungen muß verwiesen werden. Hier aber soll, darüber hinausgehend, eine Reihe neuester, für diese Frage wesentlicher Ergebnisse zur Darstellung gelangen.

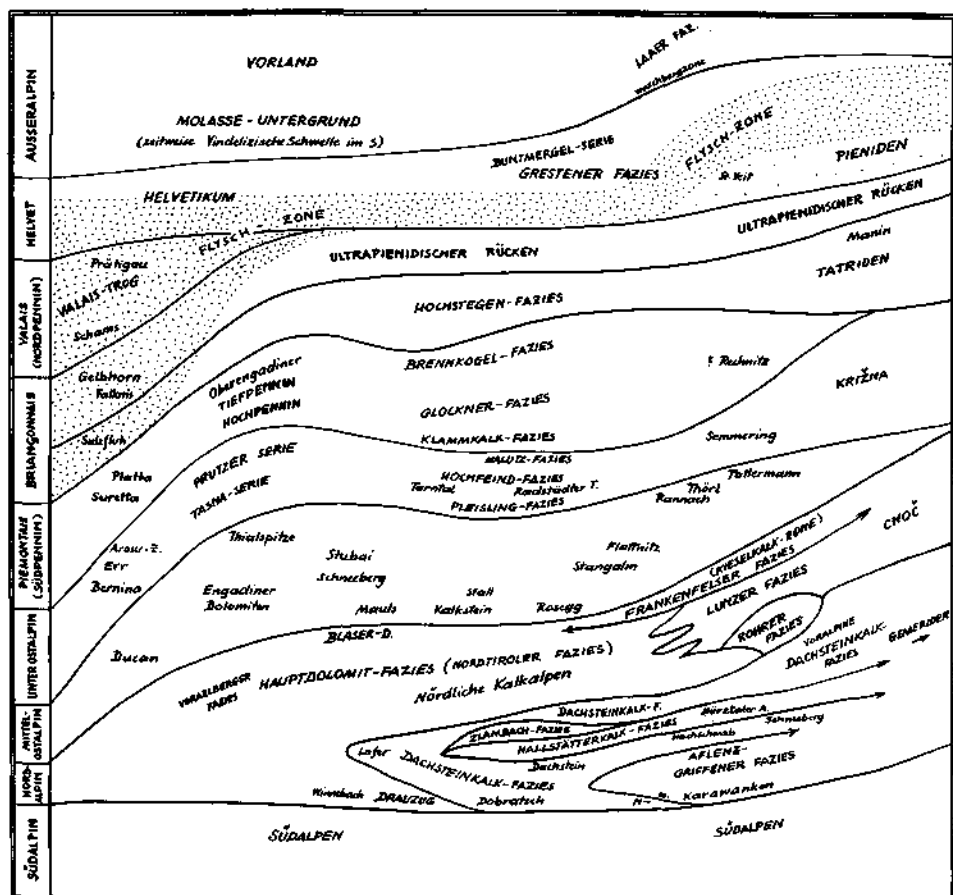


Abb. 1: Die Fazieszonen der Ostalpen

Die primäre Anordnung der Hauptfazieszonen

In den Ostalpen reihen sich — auf Grund der im folgenden näher auszuführenden Gegebenheiten — an die im Norden angrenzende außeralpine Faziesentwicklung sechs Fazies-Haupttröge mit einer Reihe von Subzonen an. Es sind dies: der helvetische (Helvetikum mit Grestener Zone und Buntmergelserie), der briançonische (ultrapienidische Schwellenfazies und Hochsteigenfazies), der penninische (Brennkogelfazies, Glocknerfazies, Klammkalkfazies), der zentralalpine (unterostalpine, mittelostalpine Fazies), der nordalpine (kalkalpine Fazies und Reste der nordalpinen Fazies in den Zentralalpen bis zum Drauzug und den

Nordkarawanken) und der südalpine Faziesgroßraum. Diese Faziesgroßräume und ihre Subzonen sind jeweils sowohl lithologisch durch bestimmte Serien als auch biofaziell charakterisiert. Heute liegen sie entweder in großen Faziesdecken abgeschert vom einstigen Sockel vor, oder die Decken wurden schräg zu den Fazieszonen herausgeschnitten, so daß Vielfaziesdecken entstanden (Beispiele aus den Kalkalpen bei E. SPENGLER 1963, S. 465 f. und A. TOLLMANN 1964, S. 151 f.).

Die Besprechung der Fazieszonen erfolgt in deren ursprünglicher Anordnung, von N beginnend. Auf die Begründung dieser Reihung, die in erster Linie auf tektonischen Gegebenheiten beruht, soll hier nicht eingegangen werden, da hierüber bereits mehrfach referiert wurde (zuletzt in der „Ostalpensynthese“ 1963).

Die nördliche Grenze der mediterranen Faziesregion

Bei der Abgrenzung der alpinen Randzone, des Helvetikums, gegen den außeralpinen Raum hin wurden in den letzten Jahren durch die Molasse-Untergrundbohrungen neue Ergebnisse erzielt: Weit reicht noch die mitteleuropäische Faziesentwicklung des Mesozoikums unter der Molasse gegen S, abschnittsweise in der Tiefe noch bis unter die Flyschdeckenstirnen. Während sich in der Schweiz in der Trias der Übergang von der außeralpinen Fazies zum Helvetikum im südlichen Molasseuntergrund allmählich vollzog, war im süddeutschen Raum in der Trias eine sehr breite trennende Schwelle (Vindelizischer Rücken) zwischen Germanischer See und der Tethys vorhanden. Die Existenz dieses Vindelizischen Rückens konnte nun durch Bohrungen unmittelbar erwiesen werden, kündigt sich ferner durch die primäre Mächtigkeitsabnahme und Zunahme des litoralen Charakters der Triassedimente bei Annäherung gegen die Schwelle im Molasseuntergrund an. Es ist durchaus denkbar, daß in diesem Abschnitt im nachmaligen Helvetikum der Ostalpen hier weithin gegen S Festlandsverhältnisse herrschten.

Während im Lias und Dogger die Vindelizische Schwelle — wenn auch gegen W verkleinert — existierte, kam es im Malm zu einer breiten Verbindung des außeralpinen und mediterranen Raumes (A. TOLLMANN 1963 a, S. 46 Skizze). Der Faziesübergang an der Nordgrenze des Helvetikums konnte durch die Bohrungen N des Bodensees erfaßt werden: Er äußert sich an der Linie N Markdorf-Ettenkirch-Tettngang durch Aussetzen der germanischen Ataxioceraten, durch Enden der Verschwammung und Einsetzen der nur auf das Mittelmeergebiet beschränkten Calpionellen im S. Ohne Schwelle, ohne trennende Barre, vollzog sich hier der auch in lithologischer Hinsicht durch Aussetzen der Mergelbänke gegen S markierte Faziesübergang. In der wiederum weithin transgressiven Oberkreide hingegen reichte die außeralpine Fazies von Ostbayern bis Oberösterreich noch bis unter den Flyschrand hinein, wie kreideführende Scherlinge im Molasseschuppensystem bei Perwang in Oberösterreich zeigten (R. JANOSCHEK 1959, S. 855; 1961, S. 168).

Auch vom niederösterreichischen Abschnitt N der Donau ist durch Bohrungen seit 1959 die Grenzzone zwischen alpiner und außeralpiner Fazies bekannt. Die außeralpine, böhmische Entwicklung ist durch eine Sonderfazies in einem bis 2000 m mächtiges Mesozoikum enthaltenden Trog im Untergrund des NE-Teiles des Außeralpinen Wiener Beckens angetroffen worden. Dieses Mesozoikum entbehrt der Trias, führt über kohlehaltigem Grestener Liassandstein mächtigen

übrigen Jura und Unterkreide in dunkler tonmergeliger, toniger bis kalkmergeliger Entwicklung mit Kalk- und Dolomitpartien im mittleren bis höheren Jura (A. TOLLMANN 1963 a, S. 48; F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, S. 65). Die Bezeichnung „Laaer Fazies“ für diese eigenständige Entwicklung besteht übrigens entgegen BRIX & GÖTZINGER zu Recht, und ist kein Synonym zu den „Laaer Schichten“ („Laaer Serie“) des Oberhelvet, da diese Bezeichnungen verschiedenen Begriffskategorien angehören — ähnlich wie etwa Lunzer Schichten und Lunzer Fazies. Diese Serie mit ihrer mächtigen sandig-tonigen Entwicklung und den Dolomitpartien im Jura ist der alpinen Entwicklung fremd und als Randfazies der Böhmisches Masse aufzufassen. Die Grenzregion zur helvetischen Fazies liegt in diesem Abschnitt N der Donau erst in der E anschließenden „Waschbergzone“, der tektonischen Fortsetzung der subalpiner Molasse nach R. GRILL 1962, S. 35. Die Waschbergzone zeigt in manchen Schichtgliedern wie im Hauterive von Korneuburg und im Klippenmalm (R. GRILL 1962, S. 36) enge Beziehungen zur Laaer Fazies. In der Makro- und Mikrofauna der Waschbergzone spiegelt sich deutlich die Randstellung zwischen Außeralpin und Mediterran wider, was 1963 a, S. 49 ausführlich diskutiert wurde: Im Malm erscheinen neben russischen Perisphincten und mitteleuropäischen Bivalvenarten auch häufig mediterrane Ammonitenarten der Gattungen *Phylloceras* und *Lytoceras*. Calpionellen aber, die eine Zuordnung zum Tethysbereich am besten unterstützen würden, sind noch nicht vorhanden. Auch in den jüngeren Schichtgliedern gibt es faunistische Beziehungen zu beiden Räumen, so daß hier ein fazieller Übergangstreifen vorliegt.

Sedimente des Randstreifens in helvetischer Fazies sind in den Ostalpen nur in sehr geringem Umfang obertags erhalten, und zwar deshalb, da die Flyschdecken und vor allem die oberostalpine Kalkalpenmasse bei ihrem Vorschub gerade über die helvetische Randzone zu liegen kamen und diese weitgehend verdeckten. Nur am Westrand (Fortsetzung des Schweizer Helvetikums in Vorarlberg), dann aber vor der Stirn des Flysches und in Flyschfenstern sind Reste in helvetischer Fazies erhalten. Im Streichen stellen sich bedeutende Faziesunterschiede ein: Die Grestener Zone im Ostabschnitt und ihre Äquivalente mit ihrer so lange umstrittenen Stellung ist allein schon nach der Position unter dem Flysch und der Verbindung zur Buntmergelserie sichere Randzone, sicheres Helvetikum. Die Eigenart dieses östlichen Abschnittes, wo die Sedimente allgemein erst mit dem auf Kristallin transgressiv lagernden Grestener Lias einsetzt, ist durch eine eigenständige, in der Fossilführung stark außeralpin beeinflusste Juraentwicklung gekennzeichnet. Schon F. TRAUTH (1909, 1923) hat gezeigt, daß $\frac{2}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ der Makrofaunenelemente des Lias und Dogger außeralpine Formen sind. Erst im Tithon-Neokom macht sich der alpine Einfluß in Litho- und Biofazies entscheidend geltend, was ich durch einen Faunenaustausch und Fazieseinfluß aus den inneren Zonen über den Umweg über die Westkarpaten zu erklären versuchte (1963, S. 126, 138; 1963 a, S. 51 f.).

Die Gliederung des penninischen Faziesraumes

Die ursprünglich an das Helvetikum im S anschließende Position des penninischen Troges mit seinen Teiltrögen ist im anschließenden Schweizer Gebiet, wo die große ostalpine Überschiebungsmasse fehlt, unmittelbar einsichtig. Aber auch in den Ostalpen zeigt sich diese Lage dort, wo in den großen Fenstern ein Durchblick durch das Ostalpin auf die Unterlage möglich ist.

Seit 1926, als L. KOBER (1926, Anz. Ak. Wiss. Wien, S. 47; 1928, S. 607) das liassische Alter der Brennkogelbrekzien der Schieferhülle auf lithologischer Basis aus dem Vergleich mit den fossilmäßig eingestuften Liasbrekzien des Unterostalpins der Radstädter Tauern erkannt hatte, schritt die Erkenntnis der Einzelheiten der Bündnerschieferserie und ihrer Permotrias-Unterlage im Tauernfenster auf dieser Basis des Serienvergleichs in Etappen weiter fort. Das mesozoische Alter des Hauptabschnittes der Schieferhülle der Tauern war ja bekanntlich seit B. STUDER 1851, S. 116 durch den Vergleich mit den Bündner Schiefer der Schweiz erkannt worden, durch C. W. GÜMBEL 1893, S. 149 im Brennergebiet bestätigt worden, fand aber erst nach P. TERMIER (1903) die Zustimmung jenes Teiles der Geologen, die auf dem Boden der Deckenlehre standen. In der Folge war gerade in dieser fossilere Serie die detaillierte Erfassung der lithologischen Serienmerkmale in zusammenhängenden Profilstücken für die Korrelierung mit vergleichbaren fossilführenden Serien besonders wesentlich. Es darf nicht übersehen werden, daß hier im Herzen der Zentralalpen allein im Tauernfenster ein Areal von etwa 2500 km², also ein Raum, der größtenteils etwa den gesamten niederösterreichischen Kalkvoralpen entspricht, durch Mesozoikum in penninischer Fazies eingenommen wird. Wie stiefmütterlich dieser Raum trotzdem in manchen stratigraphischen zusammenfassenden Darstellungen behandelt wird, zeigt etwa die neueste Zusammenfassung über das Mesozoikum in Österreich von H. ZAPPE 1964, S. 362, wo betreffs der großen Fortschritte in der Erforschung des penninischen Mesozoikums in Österreich nur in einer Fußnote über den Hochstegenkalk berichtet wird. Sicherlich ist die fast völlige Fossilere der Serien, ihre Metamorphose und ihre enorme tektonische Verschleifung und Verschuppung ein die Erforschung erschwierender Umstand, aber gerade hier zeigt sich besonders der Wert der Seriengliederung und des Serienvergleiches bei der Analyse von Stratigraphie und Fazies.

Seriengliederung und Faziesanalyse können im Pennin des Tauernfensters auf zwei verschiedenen Wegen in Angriff genommen werden: Einerseits durch Vergleich mit besser bekannten, besser gliederbaren Serien in der gleichen Größeneinheit der Westalpen, andererseits im Vergleich mit dem nunmehr neu untersuchten Unterostalpin im Rahmen des Tauernfensters, das mit der einst benachbarten Hochfeindfazies bereits manche Anklänge an die penninische Schichtfolge zeigt, aber noch fossilmäßige Einstufungen erlaubt. Beide Wege sind begangen worden, beide haben Fortschritte in der Gliederung erbracht.

Die entscheidendste interne Gliederung, die sich auch in Einzelheiten bis heute bewährt hat, stammt von A. HOTTINGER (1931, 1935). Bezüglich der Schichtfolge im Triasanteil (Seidlwinkeltrias), in dem sich H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1935, 1939) nicht für eine Normalabfolge entscheiden konnten, sondern zwei einander entgegengesetzte Lesarten der Schichtfolge nebeneinanderstellten, hat A. HOTTINGER — besonders aus dem Vergleich der damals durch W. SCHMIDT aus den Radstädter Tauern schon gut bekannten Triasschichtfolge — bereits 1935, S. 271 eine sehr gute, durch detaillierte Beobachtungen vom Permoskyth-Quarzit bis zum Quartenschiefer fundierte Triasgliederung gegeben und in Säulenprofilen dargestellt (S. 285). Auch bezüglich der so schwierigen Abtrennung des jurassischen Anteiles der Schieferhülle vom Altpaläozoikum war A. HOTTINGER richtunggebend, der als erster einen großen Teil der Schwarzhyllite der zentralen und nördlichen Hohen Tauern zu den Bündner Schiefer gestellt hat. H. HOLZER hat 1949 kartenmäßig in einem lokalen Bereich, G. FRASL

1958 schließlich im gesamten Mittelabschnitt der Tauern diese Trennung von Paläozoikum und Mesozoikum auf der Karte durchgeführt, so daß der Großteil der früher für paläozoisch gehaltenen „Fuscher Phyllite“ (H. P. CORNELIUS & E. CLAR 1939) heute, gut begründet, in die Nachtrias gestellt wird.

Erst durch die tektonische Analyse der mächtigen Schieferhüll-Masse im zentralen Abschnitt des Tauernfensters war es möglich, die unterschiedlichen faziiellen Teilbereiche in diesem Schieferpaket nach gedanklicher Rückführung der höheren Decken in ihr südlicheres Heimatgebiet abzuleiten. Ch. EXNER hat 1957, S. 153 hierbei nach seinen Untersuchungen im weiteren Raum von Gastein den ersten entscheidenden Schritt gemacht und eine nördliche, durch Angeltalmarmor bzw. Hochstegenkalk im Oberjura gekennzeichnete Faziesentwicklung von einem ursprünglich südlicheren Faziestrog mit den großen Bündnerschiefer-Massen — derzeit in der Oberen Schieferhülle tektonisch vereinigt — abgetrennt, im Gegensatz zu G. FRASL, der 1958, S. 389 im westlich anschließenden Raum der Glockner-Querdepression zu einer konträren Vorstellung gelangt war, nämlich zur Auffassung von einer einheitlichen, auf der Seidlwinkeltrias ohne Deckengliederung aufruhenden, normalen, hauptsächlich stratigraphischen Abfolge. Dieser Gegensatz aber konnte durch die Betrachtung des Baues und der Fazies-einheiten der Schieferhülle im Gesamtbereich des Tauernfensters, durch den regionalen Überblick, gelöst werden, worüber ich in mehreren Arbeiten seit 1961 berichtete (1961 a, S. 442; 1962 a, S. 230; 1963 b, S. 482; 1963, S. 111 und Taf. 9). Demnach lassen sich im Gesamttraum des Tauernfensters innerhalb des Pennins vier Teilfazieströge unterscheiden, die sich in ursprünglicher Anordnung von N nach S folgendermaßen aneinanderreihen:

1. **Hochstegenfazies.** Charakterisiert durch eine sehr geringmächtige durch die große primäre Schichtlücke gekennzeichnete Folge von Permotrias und auflagerndem Oberjura als Hochstegenkalk oder -dolomit. Am Hochsteg im Zillertal ist der Oberjurakalk, der hier über gewaltiger Schichtlücke unmittelbar über Permoskyth-Quarzit auflagert, durch einen Perispincten belegt. Diese Fazies zieht, sich gegen W verbreiternd, aus dem Bereich der autochthonen Hülle der Zentralgneiskerne im westlichsten Teil des Tauernfensters auch noch in den Bereich des Unteren Schieferhüll-Deckensystems. Nach dem Leitgestein habe ich diese Faziesentwicklung 1963, S. 154 als „Hochstegenfazies“ bezeichnet.

2. **Brennkogelfazies.** Die nächste, südlich anschließende Fazieszone enthält die großen Massen der Bündnerschiefer und steht so deutlich im Gegensatz zur Hochstegenfazies. Durch die seit 1961 vertretene Auffassung von der tektonischen Selbständigkeit der Unteren und Oberen Schieferhülldecke, deren nachtriasische Anteile durch Triasschollen bzw. Kristallinlamellen im S getrennt sind, habe ich im Raum der Bündnerschiefermasse zwei fazielle Einheiten unterschieden, deren unterschiedliche jurassische Schichtfolgen 1963, Taf. 9 in Säulenprofilen gegenübergestellt wurden. Die Fazies der Unteren Schieferhülldecke zeigt die schön entwickelte Seidlwinkeltrias und darüber eine kalkarme Jura-folge aus Schwarzphylliten mit Karbonatquarziten und Dolomit-Quarzit-Brekzien, den Brennkogelbrekzien, als Einschaltungen. Grünschiefer und Serpentin fehlen in dieser Folge zwar nicht, treten aber doch stärker zurück. G. FRASL hat sich dieser 1961 a begründeten Auffassung von der Selbständigkeit der Serie der Unteren Schieferhülldecke neuerdings in einer gemeinsamen Arbeit mit W. FRANK (1964, S. 26) angeschlossen, so daß nunmehr Einhellig-

keit in dieser Frage besteht. Nach der typischen Ausbildung der Serien im Gebiet der einstigen „Brennkogel-Decke“ von H. P. CORNELIUS & E. CLAR haben diese beiden Autoren die Bezeichnung „Brennkogelfazies“ für die oben charakterisierte Entwicklung angewendet.

Die Eigenart der Trias in der Brennkogelfazies ist zufolge ihrer bedeutenden Mächtigkeit gut erfassbar und vor allem in Hinblick auf die nunmehr genauer gegliederte unterostalpine Trias (Radstädter Tauern) von besonderem Interesse. Ergaben sich bereits im Jura der Brennkogelfazies durch die Brennkogelbrekzien und die Juraquarzite interessante Parallelen zur unterostalpinen Hochfeindfazies, so trifft man in der Trias noch zahlreicher Gemeinsamkeiten. Unter den zum Faziesvergleich begutachteten penninischen Triasprofilen, die z. T. bereits sehr starke tektonische Komplikationen aufweisen, ist hier das noch am wenigsten gestörte Profilstück Hirzkarkopf-Hirzkaralm W der Seidlwinkler Ache in der Glocknerquerdepression ausgewählt worden, an dem zunächst die Ausbildung der Seidlwinkeltrias vor Augen geführt werden soll.

Der permoskythische Basalkomplex, der schon von A. HOTTINGER 1931, S. 170 und 1935, S. 267—270 in den Blätter- und Tafelquarzit gegliedert worden war und aus dem unter der Bezeichnung „Wustkogelserie“ G. FRASL Quarzporphyrgerölle beschrieben hatte (1958, S. 344), wurde 1963, Taf. 9 und 1964 a, S. 278, 293 aus dem regionalen Vergleich in einen permischen Anteil aus Alpinem Verrucano und in den festen Skythquarzit im Hangenden gegliedert. Der seit 1957 aus den Zentralalpen (E. KRISTAN & A. TOLLMANN, Taf. 20) aus dem Semmeringgebiet bekannte Rötschiefer im obersten Teil des Skyth konnte hier nun am Hirzkarkopf-Ostkamm, W Kote 2176 am Oberrand des festen Skythquarzites bzw. der Skytharkosen angetroffen werden. Der Permoskyth-Komplex unterscheidet sich (vom Rötanteil gelegentlich abgesehen) durch den Mangel an Dolomitsandgehalt vom Juraquarzit und von der Keuper-Quartenschiefer-Entwicklung in der Obertrias.

Das Anis setzt abschnittsweise mit der in der zentralalpiner Fazies so weit verbreiteten grellgelb oder ocker anwitternden Rauhacke ein (die der Saalfeldener Rauhacke in der nordalpiner Fazies entspricht). Stellenweise hat dieser Horizont noch die ursprüngliche Dolomitnatur bewahrt. Diese Rauhacke ist z. B. gut entwickelt an der Basis des Muschelkalkes im Nordabschnitt der Hirzkaralm in 2060 m Höhe. Dieser primär zwischen Skythquarzit und Aniskalk aufscheinende Rauhackehorizont besteht demnach gegenüber W. FRANK (1964, Taf. 1 in G. FRASL & W. FRANK) im Sinne von A. HOTTINGER 1935, S. 269 zu Recht. Auf die innerhalb des Aniskalkes eingefalteten Rauhacke gleicher Herkunft soll zufolge der enormen Verfaltung dieses Paketes hier nicht eingegangen werden, da die ungestörte Basis zur Lokalisierung genügt. Daneben stellen sich an der Basis des Anis gelegentlich Glimmermarmore ein (z. B. Hirzkarkopf-Ostgrat in 2200 m), die den phyllitflatschenhaltigen Kalkmarmoren an der Basis des Anis im Sinne W. FRANK entsprechen. Auch das nächste Schichtglied, der blaugraue, gebankte Anis-Bänderkalk entspricht vollkommen dem analogen Glied im benachbarten Unterostalpin. Den Horizont an der Obergrenze des Kalkes mit Dolomitschlieren verglich bereits W. FRANK 1964, S. 23 zutreffend mit dem Dolomitschlierenkalk der Radstädter Tauern. In diesem Dolomitschlieren- und -brockenkalk konnte ich die für dieses Niveau im Unter- und Mittelostalpin so bezeichnenden Hornsteinknollen nunmehr auch im Pennin (Hirzkaralm-N, 2220 m) antreffen.

Die übrige Mittel- und die tiefere Obertrias besteht vorwiegend aus schlecht gliederbarem Dolomit. Dieser stellt die erste deutliche fazielle Eigenheit der penninischen Trias dar. Das tiefere Profilstück würde ja ohne Änderungen auch in andere zentralalpine, etwa unter- oder mittelostalpine Bereiche passen. In der Seidlwinkeltrias folgt über dem Kalk zunächst allgemein ein massiger, mächtiger, hellgrauer, z. T. stark rauhwackig verwitternder oder aber auch fester Dolomit, darüber ein ebenso mächtiger oder noch mächtigerer gelb anwitternder stark rauhwackiger Dolomitschiefer, der durch die seit alters bekannten, lagenweise eingeschalteten Gipse bereits von A. HOTTINGER (1935, S. 271) zu Recht ins Karn eingereiht wurde. Im tieferen, hellgrauen Dolomitanteil wird nicht nur der Wettersteindolomit enthalten sein, sondern — auf Grund von Analogieschlüssen zum Unterostalpin — ein Oberanisanteil, der dort stets in dolomitischer Entwicklung auftritt. Eine Abgrenzung ist in der Seidlwinkeltrias nicht möglich: Schon im Unterostalpin der Radstädter Tauern konnte ich dort, wo der Anisdolomit nicht durch seine schwarzgraue Färbung kartierungsmäßig abtrennbar ist, sondern in der hellgrauen Trochitendolomitfazies vorliegt, ihn erst durch den Nachweis von *Entrochus silesiacus* seit 1958, S. 329 erfassen. Hier ist durch Mangel an Fossilien — nur in den Aniskalken am Baumgartlkopf-Südfuß fand ich fragliche Crinoidenreste — eine Grenzziehung im grauen Dolomit unmöglich. Diese Schwierigkeit in der Anis-Ladin-Abgrenzung erinnert an die Verhältnisse im Semmeringsystem, zu dem auch betreffs der in Keuperfazies entwickelten Obertrias bestimmte Analogien bestehen.

Das Fehlen von Schieferhorizonten zwischen ladinischem und karnischem Dolomit bzw. im Oberladin stellt einen weiteren Gegensatz zum benachbarten Unterostalpin dar. Nur in einzelnen Profilen (z. B. Südwände der Pleislinggruppe) mangelt dort auch eine solche Zwischenschaltung. Auf eine verzettelte Gipsführung im gesamten karnischen Dolomit weist im Pennin die weitgehende Umprägung der Dolomite in Rauhwaacke hin. Kompakte Gipslinien und Gipslagen treten hier im karnischen Dolomit vielerorts auf. Der hohe Gipsgehalt ist ebenso wie die Ausbildung der höheren Obertrias als Keuper-Quartenschiefer ein Merkmal von verstärktem Vorlandeinfluß, der hier im zentralen Abschnitt der Ostalpen noch stark ins Pennin, wesentlich mehr abgeschwächt aber nur mehr ins Unterostalpin reicht, während am West- und Ostrand der Ostalpen dieser Einfluß auch noch im Unterostalpin entscheidend zu spüren ist.

Die Quartenschiefer-Entwicklung der höheren Obertrias wurde hier von A. HOTTINGER 1931, S. 171 erkannt. Die über dem Dolomit folgenden grünlichen Quarzitschiefer, dolomitischen glimmerführenden Schiefer, Chlorit- und Glimmerschiefer wurden von HOTTINGER hierher gestellt. Es ist dies die „Chloritoidschiefer-Gruppe“ von CORNELIUS & CLAR. Während G. FRASL (1958, S. 368) und G. FRASL & W. FRANK (1964, S. 23) ähnlich wie A. HOTTINGER nur noch die sehr schwächte Folge von Chloritoidschiefern der Trias angliedert, könnte man doch eher daran denken, auf Grund der engen Verbindung und den Übergängen zwischen den hellen Schiefnern und den Rhätizit-Chloritoidschiefern, den dunklen Phylliten und den Quarziten, die CORNELIUS & CLAR 1939, S. 118 als — damals noch paläozoisch aufgefaßte — „Schwarzkopffolge“ zusammenfaßten, diese in der Gesamtheit in die höhere Obertrias zu stellen. Die Verbindung ist enge. Stellenweise lagert auch der dunkle Rhätizitschiefer mit den Quarzitbänken und Karbonatquarziten unmittelbar über dem karnischen Dolo-

mit auf. Disthen kommt übrigens als jungalpidisch neu gesproßtes Mineral auch in den übrigen Gliedern der Trias, in verschiedenen Karbonaten, dem Dolomitschlierenkalk usf. vor.

3. **Glocknerfazies.** Die auf der Unteren Schieferhülle mit ihrer Brennkogelfazies mit tektonisch reduzierter Trias auflagernde Einheit, die Obere Schieferhülle, zeigt im Glocknergebiet die größte Mächtigkeit an nachtriasischen Bündnerschiefermassen. Ihre fazielle Besonderheit liegt darin, daß die Hauptmasse im tieferen (jurassischen) Anteil aus Kalkglimmerschiefern und Grünschiefern (Prasiniten) besteht. In den höheren Anteilen schiebt sich der Schwarzphyllit (z. B. bes. im NE-Teil und W-Abschnitt des Tauernfensters) in den Vordergrund. Brekzien treten in der Glocknerfazies gelegentlich, aber stets nur untergeordnet auf. Diese selbständige Entwicklung, 1963, Säulenprofil Taf. 9 schematisch dargestellt, soll nach dem Hauptverbreitungsgebiet in der Glockner-Gruppe als „Glocknerfazies“ bezeichnet werden.

Die Trias dieser Einheit ist meist tektonisch stark beansprucht, da sie — vom südlichsten Abschnitt des Tauernfensters abgesehen, allgemein die Basis der Überschiebungsmasse bildet. Faziell gleicht sie der Trias der Brennkogelfazies. Ein relativ ungestörtes Profil der Trias in der Glocknerfazies liegt z. B. in der Kalkwandstange SW vom Schlüsseljoch in der Brennergegend vor. Es setzt mit Alpinem Verrucano und Skythquarzit ein, zeigt die unteranisische Rauhwaacke, Anis-Bänderkalkmarmor und die ungliederbaren Triasdolomite, die mit dem Rauhwaackenanteil an der Obergrenze demnach schon ins Karn hineinreichen und wird durch eine quarzitschieferige Keuper-Quartenschiefer-Folge gegen oben abgeschlossen, über der dann die mächtigen liassischen Kalkglimmerschiefer der Daxspitze einsetzen (Detailprofil bei A. TOLLMANN, 1963, Taf. 5).

4. **Klammkalkfazies.** Die Klammkalkzone, heute in einem Streifen am NE-Rand des Tauernfensters gelegen, zeigt in fazieller Hinsicht eine gewisse Eigenständigkeit, was in der gewählten Faziesbezeichnung zum Ausdruck kommen soll. Diese Zone hielt man ja bis in die jüngste Zeit allgemein für eine unterostalpine Entwicklung (E. BRAUMÜLLER, 1939, S. 97; CH. EXNER, 1957, Taf. 2; G. FRASL, 1958, Taf. 25 usw.). Aber der Gegensatz zu den nunmehr neu untersuchten Serien des typischen Unterostalpin der Radstädter Tauern hat mich veranlaßt, sie auf Grund der den höheren penninischen Einheiten vergleichbaren kalkigschieferigen Juraentwicklung ins Pennin zu stellen (Tektonische Karte des Tauernfensters, bei der Tauerntagung der GBA. 1961 vorgelegt; 1961 a, S. 441; 1962 a, S. 230; 1963 b, Fig. 2; 1963, S. 122, Taf. 4). W. DEMMER hat 1962, S. 19 nach seinen Untersuchungen in den westlichen Radstädter Tauern die Zuordnung der Klammkalkzone zum Unterostalpin zunächst in Zweifel gestellt. Der deutlichste Unterschied zum Unterostalpin liegt im allmählichen Übergang von den Klammkalcken in die viel mächtigeren „Klammschiefer“, die bunte Sandsteine, Arkosen und Brekzien eingeschaltet enthalten. Die Schichtfolge, die abweichend zum Unterostalpin auch Grünschiefer enthält, ist durch die starke Verschuppung noch nicht befriedigend analysiert. Die 1961 dargelegte Auffassung der Zuordnung zum Pennin fand sehr rasch Zustimmung (H. MOSTLER, 1963, S. 132; E. CLAR & G. HORNINGER, 1964, S. 109).

Diese Darstellung der Fazieszonen des Pennin zeigt, daß wir heute durch die zahlreichen neueren Detailstudien und durch vergleichende Betrachtungen bereits eine klare Vorstellung vor allem vom Deckenbau der Schieferhülle

(Autochthoner Sockel, Untere, Obere Schieferhülledecke und Klammkalkzone im Sinne von 1961) besitzen und auf dieser Grundlage beruhend von der Faziesverteilung im Pennin des Tauernfensters gewonnen haben — trotz der nur auf Serienvergleich beruhenden und durch primäre äußerste Fossilarmut und starke tektonische und metamorphosemäßige Beanspruchung sehr erschwerten Gliederbarkeit. Obgleich die 1961 gegebene durchgreifende Gliederung anfangs auf manchen Widerstand stieß, mehren sich bereits heute — zunächst für den Mittelabschnitt des Tauernfensters — die zustimmenden Veröffentlichungen (G. FRASL & W. FRANK, 1964; E. CLAR in E. CLAR & G. HORNINGER, 1964 u. a.).

Regionaler Vergleich des penninischen Raumes der Ostalpen mit den westalpinen Analoga

Während die ostalpinen Fazieszonen naturgemäß in ihrem Heimatgebiet, den Ostalpen, am besten entwickelt sind und hier am besten definiert werden können, liegt das Heimatgebiet des Pennins in den Westalpen und ist die Groß- und Kleingliederung dort am weitesten vorgestoßen. Nunmehr erst, nach Klarstellung der Verhältnisse im Hauptabschnitt des Pennins der Ostalpen, dem Tauernfenster, ist die Basis für einen Vergleich und für die regionale Einordnung unserer Zonen mit jenen der Westalpen geschaffen. Ich möchte diesen Vergleich außer auf der Basis der reichen Literatur auch auf Grund von Exkursionen im Westalpen-Querschnitt Durance-Ubaye durchführen, die unter der Führung von Prof. J. AUBOUIN und von Prof. J. DEBELMAS, M. GIDON und M. LEMOINE standen.

In diesem, durch die Metamorphose im breiten Hauptabschnitt der Außenzone erst sehr schwach betroffenen Raum lassen sich folgende Fazieszonen unterscheiden (R. BARBIER usw. 1963, J. DEBELMAS & M. LEMOINE, 1962, 1964, M. GIDON, 1962, R. TRÜMPY, 1960 usw.):

1. *Dauphinoise* als Fortsetzung der Helvetischen Zone durch eine sehr mächtige, vollständige Entwicklung mergelig-kalkiger Jura-Kreide-Serien gekennzeichnet mit dem faziell wie tektonisch selbständigen Ultradauphinoise (Ultrahelvetikum) am Innenrand.

2. Die *Valais-Fazieszone*, diese nördliche Entwicklung eines Bündnerschiefer-Troges mit sehr reduzierter Trias, schwächigem Lias, wahrscheinlichem Mangel an Mittel- und Oberjura, dafür aber mit 2000—3000 m mächtiger Masse von Bündnerschiefern mit Ophioliten im Unterteil und flyschähnlichen Serien im Oberteil der Unterkreide und mächtigem, oberkretazischem bis eoazäнем Flysch (R. TRÜMPY, 1960, S. 854) endet gegen SW hin bereits N des betrachteten Abschnittes, in der Tarentaise N der Durance (R. TRÜMPY, 1960, S. 896).

3. Die *Briançonnais-Zone* stellt eine Schwellenfazies mit stark reduzierter Schichtfolge und großen Schichtlücken dar:

a) Ihre Extern-Subzone, das *Subbriançonnais*, zeigt in dieser Region als Außenrandzone gegen das Ultradauphinoise noch Faziesmerkmale der Randeinheiten (Terre noire im Oxford usw.), aber in der Medianzone dieses Streifens noch relativ große Mächtigkeiten.

b) Die Hauptzone des *Briançonnais* zeigt über einem Sockel aus mächtigem, karbonpermischem Sandstein, sandigen Schiefen und Quarziten lokale Einschaltungen großer Eruptivmassen an der Basis des Alpenen Verrucano

(Rhyolite, Dazit, Andesite). Das Hauptmerkmal dieser Schwellenzone liegt in der großen subaerischen Erosionsschichtlücke, die fast ausnahmslos sich über der Mitteltrias einstellt und über der meist erst Dogger oder Malm transgressiv lagern. Die zweite, submarin entstandene Schichtlücke (hard ground) zwischen Tithon und pelagischer Oberkreide ist ein weiteres bezeichnendes Merkmal dieser Zone.

c) Die Innenzone des Briançonnais, durch bestimmte charakteristische Schichtglieder (Guillestre-Marmor u. a.) mit dem übrigen Briançonnais verbunden, ist die Acceglio-Zone. In diesem Acceglio-fazies-Streifen liegt unmittelbar über kristallinem Untergrund die permoskythische Quarzitzerie und dann unter Ausfall der gesamten übrigen Trias und des Großteiles des Jura erst wiederum Malmkalk transgressiv auf. Lokal kann die Schichtlücke noch größeres Ausmaß erreichen und am Kristallin unmittelbar Malm lagern bzw. andernorts unter Ausfall des Malm pelagische Oberkreide auf der Basisquarzitzerie liegen.

4. Die Piemontaiszone stellte den inneren Trog mit Bündnerschiefermassen (und Kreideflysch) dar. Sie ist besonders durch M. LEMOINE, 1961 a, S. 167 in zwei Fazieszonen untergliedert worden:

a) Die Präpiemontesische Fazieszone mit nicht unbedeutender Trias (Gondran-Trias), mit Liaskalken und der hierfür charakteristischen detritischen Oberlias-Dogger-Serie, die eine Bündnerschiefer-Fazies mit Schiefern und Kalkschiefern repräsentiert, welche reichlich Sandkalke und granoklastische Mikrobrekzien mit Quarz- und mit Triasdolomit-Detritus eingeschaltet haben. Kalkmarmor, Radiolarite und Ophiolite des Malm-Neokom folgen darüber.

b) Die Piemontaisfazies-Zone s. str., besser als Hochpiemontais-Fazies zu bezeichnen, die an die präpiemontesische Zone innen anschließt, zeigt über geringer Trias und geringem Kalklias die außerordentlich mächtige, eintönige Folge von Kalkschiefern (Schistes lustrés) mit Ophiolitmassen im höheren Abschnitt. Hier ist die Masse der Bündner Schiefer aller Wahrscheinlichkeit nach nicht wie im Valaistrog in der Unterkreide, sondern schon innerhalb des Jura entstanden.

In welchem näheren Verhältnis steht nun der „penninische“ Faziesraum der Ostalpen zu diesem deutlich differenzierten Raum. Trotz der großen Entfernung läßt sich zunächst im großen die Parallelisierung des weiter untergliederten penninischen Gesamttraumes in den Ost- und Westalpen auf Grund der so auffälligen eigenartigen Bündnerschiefer-Ophiolit-Fazies durchführen. Es wird aber gezeigt werden, daß über den noch komplizierteren Schweizer Raum hinweg gerade durch die detaillierte Erfassung der recht markanten Teilfazieströge in Österreich sich überraschenderweise auch im einzelnen sehr enge Parallelen ergeben, die nicht rein zufällig sind, sondern bereits heute eine erste Durchverfolgung der Hauptzonen des Pennin der West- und Ostalpen über den Schweizer Raum hinweg gestatten.

Gehen wir in unserem Vergleich von der überaus charakteristischen Zone mit großer Schichtlücke, dem Briançonnais aus. In den Ostalpen ist es die Hochstegenfazies, die ich mit dem innersten Abschnitt des Briançonnaistrog, der Acceglio-fazies, auf Grund der vollkommenen Übereinstimmung nunmehr gleichsetzen möchte. In der Hochstegenkalkfazieszone lagert bezeichnenderweise über Kristallin direkt der permoskythische Quarzitkomplex und unmittelbar darüber der durch einen Perisphincten eingestufte Hochstegenkalk des Malm transgressiv

auf. Die Debatte um den Perisphincten ist heute abgeschlossen (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1962, S. 209—211). Nicht nur der Umfang der Schichtlücke, sondern auch der Gesteinstypus des Acceglio-Malms und des Hochstegenkalkes stimmen vollkommen überein: Zu den schönen Quarzsand- und Quarzitgeröll-Horizonten in den tiefsten Dezimetern des Acceglio-Malms, die ich unter der Führung von Prof. M. LEMOINE kennen lernen konnte, fand ich analoge Quarzsandeinschaltungen in den basalsten cm-Lagen des Hochstegenkalkes im Wolfendornprofil im Westteil des Tauernfensters.

Die Hochstegenkalkfazieszone, die die unmittelbare sedimentäre Hülle der Zentralgneiskerne im Tauernfenster bildet, ist das genaue Analogon der Acceglio-fazies im Westen (Abb. 1).

Gegen innen schließt in beiden Gebieten ein Bündnerschiefer-Faziestrog an. M. LEMOINE konnte zeigen, daß der an das Briançonnais einst unmittelbar angrenzende Teil in präpiemontesischer Fazies durch einen bedeutenden Sand-Mikrobrekziengehalt gekennzeichnet ist, den er als Abtragungsprodukte aus dem Briançonnais deutete. Ganz die gleichen Verhältnisse treffen wir im Tauernfenster: An die Hochstegenfazies schließt im Süden der Brennkogel- und Quarzitgeröllstreifen (Untere Schieferhülldecke) an mit reichlich Quarziten, Karbonatquarziten und mit Dolomit- und Quarzitbrekzien innerhalb der Bündener Schiefer. Die Brennkogelfazies stellt demnach das Äquivalent der präpiemontesischen Fazies dar.

Auch der folgende, der hochpiemontesische Faziestrog, findet noch in den Tauern, trotz der großen Entfernung, sein Analogon in dem südlich folgenden Streifen in Glocknerfazies. Beide Gebiete sind durch den großen einförmigen Juraschieferkomplex von Bündnerschiefern und die mächtigen Ophiolite mehr gegen das Hangende der Jurafolge gekennzeichnet (Großglockner, Monte Viso). Während hier in den französischen und italienischen Westalpen die Reihe der Tröge gegen innen hin durch die Jungschichtenverdeckung in der Poeben nicht mehr weiter verfolgt werden kann, folgen im Tauerngebiet weitere Zonen, die wiederum brekzienreiche penninische Klammkalkzone (deren Stellung allerdings erst revidiert werden muß!) und die ostalpinen Zonen.

Von der Acceglio-Hochstegenkalkfazies-Zone gegen außen hin aber läßt sich die Parallele zwischen West- und Ostalpen auch noch finden, obgleich heute große Teile dieser einst hier anschließenden Zonen durch die weit aus dem Süden stammenden, herangeschobenen Kalkalpen verdeckt sind. Die Accegliozone stellt ja nur den innersten, wohl ursprünglich auch 25 km breiten, im Tauerngebiet breiteren Abschnitt des Briançonnais dar. Der Hauptteil dieses so lange als Schwellenzone funktionierenden Rückens liegt noch außerhalb der Accegliozone. Durch Rekonstruktion der Verhältnisse in den Ostalpen im Cenoman, vor der Überfahung des Randstreifens durch die Kalkalpen, habe ich wiederholt auf die Bedeutung eines N vor dem „Pennin“ liegenden „Ultrapienidischen Rückens“ im Sinne von F. TRAUTH, 1934 hingewiesen. Dieser Rücken fungierte damals als breite, nach S (und N) Schutt liefernde Schwellenzone (A. TOLLMANN, 1961, S. 511; 1963 b, S. 484; 1963, S. 193). Von diesem Rücken kennen wir bisher nur bestimmte Gesteine („Exotika“), die als Gerölle im Stirnteil der damals gerade an diese Schwelle herangeschobenen Kalkalpen erhalten sind. Später wurde der Rücken durch den weiteren Nachschub der Kalkalpen überwältigt. Außer alpinem Altpaläozoikum findet man in diesem Geröllbestand vor allem in reichem Maße die Permoskyth-Sandsteine und die damit verbundenen basischen und

sauren Eruptiva. Jüngere, etwa mitteltriadische oder oberjurassische Anteile dieses Rückens sind bisher nicht nachzuweisen gewesen, da sie nicht leicht vom kalkalpinen Lokalschutt in den Cenomanbrekzien zu unterscheiden gewesen wären. Immerhin: Aus dem Cenomanschutt in der Kalkalpenstirn, der aus dem Schwellengebiet vor allem den permotriadischen Basalkomplex mit den Eruptiva umfaßt, aber keine faziell etwa eigenständigen Trias- und Jurasedimente, kann der länger anhaltende Schwellencharakter dieser Zone ermittelt werden. Ihre Lage N anschließend an die Hochstegenkalk-Schwelle (Accegliozone) berechtigt uns, darin den Nordabschnitt des Briançonnais zu sehen. Damit läßt sich endlich eine befriedigende Erklärung und eine befreiende Lösung des Problems der regionalen Stellung dieser seit 1960 in ihrer Existenz, Bedeutung und genaueren Lokalisierung wiederum fixierten Ultrapienidischen Schwelle geben.

Im Norden dieser Zone folgt in den Ostalpen der Flyschtrog. Er stellt in der Hauptsache die direkte Fortsetzung des nordpenninischen Flyschtroges, des Flyschanteiles des Valaistrogges dar. Das wird allgemein anerkannt. Im tieferen und mittleren Mesozoikum reichte dieser erst in der Kreide rasch absinkende Trog kaum weit in die Ostalpen hinein. Wir haben zumindest keine Anzeichen dafür. Er wird gegen E endigen, so wie er im W schon N der Durance endigt. Und der Flysch, der im E in der Kreide und später aus diesem Trog fortsetzt, hält sich nicht mehr an die geradlinige Fortsetzung dieser Zone, sondern greift gegen E mehr und mehr auf äußere Zonen über, setzt schräg sedimentär über alten helvetischen Grestener Untergrund über, liegt bei Wien bereits N der St. Veiter Zone (Grestener Fazies) und in den Westkarpaten außerhalb der Pieniden, diesem inneren Element der helvetischen Randzone. Dieses schräge Vorgreifen wurde bereits wiederholt näher dargelegt (ausführlich 1963, S. 131; 1963 a, S. 51).

In den Westkarpaten finden wir übrigens als Äquivalent südlich der helvetischen Innenzone, den Pieniden, wiederum unsere beiden Briançonnais-elemente: nämlich die Fortsetzung des Ultrapienidischen (nord- und mittelbriançonischen) Rückens hier gut belegt in der Position durch die Schüttung der ganz analogen exotischen Gerölle in der Kreide nach Norden, in den Südteil der pienidischen Klippenzone (J. BIRKENMAJER, 1960, S. 21—26, S. 28, Fig. 5 E)! Der Süd-briançonnais-Abschnitt ist in den hochtatriischen Einheiten, in den Kerngebirgen der Karpaten mit sehr schönen Analogien in Schichtfolge und nach Schichtlücken gegeben, wie ich vergleichsweise bei Exkursionen in der Hohen Tatra sehen konnte. Der Piemontaistrog mit seinen Teilfazieszonen hingegen erlischt am Ostrand der Alpen (Rechnitz), da in den Karpaten als nächstsüdlichere Einheit über dem Hochtatrikum die Križna-Decke mit ihrer unterostalpinen Fazies in Erscheinung tritt.

In Überschau ergeben sich demnach folgende schöne Parallelen in dem vor dem Ostalpin liegenden Abschnitt in Westalpen, Ostalpen und Westkarpaten:

Westalpen	Ostalpen	Westkarpaten
Dauphinois-Helvetikum Valais	Helvetikum-Grestener Zone Fortsetzung des Valais-Flyschanteiles	Pieniden schräg nach außen querend
Briançonnais-Hauptteil Accegliozone Präpiemontais Hochpiemontais	Ultrapienidische Schwelle Hochstegenzone Brennkogelfazieszone Glocknerfazieszone	Ultrapienidische Schwelle Hochtatrikum (Tatriken) fehlt fehlt

Über die tektonischen Zusammenhänge kann in diesem Rahmen nicht berichtet werden. Die Übersicht über die primäre Anordnung der Fazieszonen, Abb. 1, gibt hier konkrete Hinweise.

Unterostalpine und zentralalpine Fazies

Semmering, Radstädter Tauern und Tarntaler Berge sind die Kerngebiete für die Faziesanalyse des Unterostalpins in den Ostalpen. Kleinere Schollen am Rand des Tauernfensters, im Rahmen des Engadiner Fensters und das Unterostalpin am West-Ostalpenrand ergänzen das Bild dieser Serie gegen W hin. Vom „Radstädter Tauerngebilde“ ausgehend hat die Gliederung des zentralalpinen, metamorphen Mesozoikums bereits in der Mitte des vorigen Jahrhunderts durch D. STUR, 1854, K. PETERS, 1854 und F. HAUER begonnen. Heute sind Schichtfolge, Serienumfang und Fazies dieser unterostalpinen Vorkommen weitgehend bekannt.

Gerade dadurch kann man nunmehr daran gehen, die Frage nach der Eigenart der „zentralalpiner Fazies“ des Mesozoikums, für die die Fazies-eigenheit der Radstädter Tauern im Vergleich mit anderen „zentralalpin“ entwickelten Mesozoika als Grundlage dient, neu zu untersuchen. Die Eigenart dieser Entwicklung, besonders im Hinblick auf die kalkalpine (nordalpine) Fazies, hat ja bereits C. W. GÜMBEL bei seiner Theorie der zentralalpinen Insel hervorgekehrt, G. STEINMANN in seiner „lepontinischen“ Fazies inbegriffen, C. DIENER durch die Bezeichnung „austroalpine Fazies“ ausgedrückt und schließlich F. FRECH unter der Bezeichnung „zentralalpine Fazies“ allgemein bekanntgemacht.

Von jenen, bis in die jüngste Zeit vereinzelt hervortretenden Autoren abgesehen, für die im Sinne von E. KRAUS der Name „zentralalpines Mesozoikum“ nur eine topographische Bezeichnung für sämtliche mesozoischen Sedimentreste in den Zentralalpen ohne Rücksicht auf die fazielle Entwicklung bedeutet, hat man wiederholt versucht, die Eigenart der Sedimente in zentralalpiner Fazies klarzustellen — auch für die tektonische Analyse ist die zutreffende Erkenntnis der Fazies-eigenart der zentralalpiner Sedimentreste mit von Bedeutung. Allgemein galt, besonders im Anschluß an H. P. CORNELIUS, 1949, S. 238, daß dieser Faziesraum durch eine geringe Serienmächtigkeit, primäre Lückenhaftigkeit, Fossilarmut und durch bedeutenden Vorlandeinfluß gekennzeichnet sei. Diese Charakteristik ist nach den neueren Untersuchungen heute nicht mehr in dieser Art aufrechtzuerhalten. Vor allem handelt es sich beim Hauptargument, der geringen Mächtigkeit und Lückenhaftigkeit nicht um Faziesmerkmale, sondern bei den hier zur „zentralalpiner Fazies“ gestellten Entwicklungen (unterostalpine und mittelostalpine Fazies, nicht mehr die doch selbständige „penninische“ Fazies) um das Ergebnis tektonischer Verschleifung. Sämtliche unter- und mittelostalpine Mesozoika der Ostalpen haben in Trias und Jura primär eine vollständige Schichtfolge gehabt — abgesehen vom eng begrenzten mittelostalpinen Abschnitt Stubai-Lischanna, wo Rhät ausfiel. Ebenso kann in dieser Region die Mächtigkeit von tektonisch nicht reduzierten Vorkommen sehr bedeutend sein, 2000 m in Trias-Jura (Radstädter Unterostalpin, Stubai-Mittelostalpin) — wenn auch die Mächtigkeiten gegenüber manchen, aber nicht allen Abschnitten der nord- und südalpiner Fazies zurückbleiben. Primäre Fossilarmut ist nur bedingt vorhanden: In manchen Trias- und Juraschichtgliedern kann Massenaufreten von Fossilien beobachtet werden (Crinoiden im Oberanin und Lias, Diploporen im

Ladin, schöne Faunen im Rhät, Belemniten an der Grenze Lias/Dogger). Die Fossilarmut ist nur auf bestimmte Schichtglieder beschränkt, die gegenüber der kalkalpin-nordalpinen Fazies tatsächlich noch stärker Vorland- bzw. randalpin beeinflusst sind, bzw. auf den sandigschieferigen Lias, der Ähnlichkeit zu den fossilarmen Bündnerschiefern im einst N benachbarten penninischen Trog zeigt. Wohl aber ist zu betonen, daß in der artlichen Zusammensetzung der Faunen, ja im Prozentsatz der Häufigkeit der verschiedenen Arten im zentralalpinen Faziesraum eine sehr große Konstanz über weite Strecken nachzuweisen ist. So z. B. bisher im oberanisischen Trochitendolomit und im Rhät, wobei auf die Biofazies des Rhät („Lungauer Fazies“) in einem eigenen Artikel bereits eingegangen wurde (E. KRISTAN & A. TOLLMANN, 1964).

Zur Charakterisierung der zentralalpiner Fazies muß man in erster Linie von den Kerngebieten im Raum rund um das Tauernfenster ausgehen. Man muß beachten, daß sich im Streichen jedes Faziestroges bestimmte Änderungen einstellen. In unserem Fall z. B. der Keupereinfluß in der Obertrias, der von den Karpaten herüberreicht, im E oder das Auftreten von ammonitenführendem Steinsberger Liaskalk im unterostalpinen Rahmen des Engadiner Fensters im W.

Die Eigenart der zentralalpiner Fazies läßt sich nicht mit den oben zitierten Schlagworten zusammenfassen. Sie liegt vielmehr in erster Linie in einer ganz bestimmten Folge von lithologisch charakteristischen Gliedern, die sich in den Zentralalpen über sehr weite Räume hin verfolgen lassen. Diese Gemeinsamkeiten sind naturgemäß erst jetzt, nach Klärung der Stratigraphie feststellbar: Das Perm ist stets als Alpiner Verrucano ausgebildet, nie gipshältig, nie Haselgebirge-führend. Das Skyth ist stets als Quarzit, an der Obergrenze als Röt-Rauhackenserie entwickelt, im Gegensatz etwa zur Werfener Schieferfazies im Mittel- und Ostabschnitt des nordalpinen Troges. Die Mitteltrias ist im Normalfall aus der konstanten Abfolge Rauhacken, Anisbasisschiefer-Brekzien, Aniskalk, Dolomitschlierenkalk, oberanisischer Trochitendolomit bzw. dunkler Oberanisdolomit und heller Ladindolomit aufgebaut. Die Obertrias ist dort, wo nicht Keuperfazies von den Seiten her den Vorlandeinfluß anzeigt, bereits in vielem ähnlich der voralpinen Entwicklung, aber oft durch Brekzienreichtum, vor allem aber durch eine bestimmte Rhätfauna charakterisiert. Der Lias zeigt durch Dolomitsandgehalt in den Schiefen zentralalpine Merkmale, Juraquarzite und Karbonatquarzite sind ebenfalls ein Charakteristikum für diese Entwicklung.

Als allgemeines Merkmal kann gegenüber der nordalpinen Fazies wohl doch der bedeutend größere Brekzienreichtum in Trias und Jura angegeben werden, ferner das weitgehende Fehlen von Vulkaniten in der Trias, die gelegentlich noch in der südalpinen Triasprovinz benachbarten nordalpinen Fazies auftreten, nicht aber bzw. kaum mehr noch weiter in die randlicheren Zonen reichen.

Über den Gesamtcharakter der zentralalpiner Fazies läßt sich demnach folgendes zusammenfassen: Im Gegensatz zur wesentlich stärker variierenden nordalpinen Trias weithin konstante Serienzusammensetzung bestimmter lithologischer Art in Perm, Unter-, Mittel-Trias und Jura, wobei gelegentlich der Vorlandeinfluß noch stärker wahrnehmbar ist; Fossilführung bestimmter Art in den einzelnen Horizonten, Fossilarmut in den stärker vorlandbeeinflussten Gliedern, weitgehendes Zurücktreten der Vulkanite in der Trias, relativer Brekzienreichtum in Trias und Jura. Man sieht demnach, daß die Kennzeichnung nur

durch subtilere Merkmale, vor allem nach einer genauen litho- und biofazialen Analyse möglich ist, daß es aber auch in tektonisch reduzierten Serien, gerade etwa auf Grund der Permo-Mitteltrias oder auf Grund des Jura allein schon möglich ist, den Faziescharakter festzustellen. Gegenüber der in manchem ähnlichen Briançonnais-Fazies der Westalpen, die als vorlandnähere Faziesstreifen naturgemäß mehr Ähnlichkeit zur zentralalpiner als zur ursprünglich weiter innen gelegenen nordalpiner Fazies zeigt, ist die Serienvollständigkeit gegenüber deren lückenhafter Entwicklung das Hauptunterscheidungsmerkmal.

Auf die Einzelheiten der Eigenschaften der unterostalpinen Teilfaziesgebiete kann in diesem Rahmen nicht eingegangen werden (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1958, 1958 a, 1963). Erwähnung finden soll nur noch eine neue, zum Pennin vermittelnde Unterfazieszone aus den Radstädter Tauern, die *Malutzfazies* im tiefsten, ursprünglich nördlichsten Randstreifen gegen das Pennin hin, durch einen großen Reichtum an Juraquarziten, Karbonatquarziten und Jura-brekkien ausgezeichnet, durch die Trias und das Phänomen der Riesenschollen-brekkien (Schwarzeck-Phänomen) aber mit der einst S benachbarten Hochfeindfazies engst verknüpft.

Die Zugehörigkeit der mittelostalpinen Entwicklung zur zentralalpiner Fazies

Jene permomesozoischen Sedimentserien eigener Art, die, abweichend vom Auftreten der nordalpiner Faziesglieder transgressiv unmittelbar auf dem Kristallin der Zentralalpen auflagern, habe ich 1959 der mittelostalpinen Fazies zugeordnet. Es gehören hierzu z. B. die Permotrias im Liegenden der Grauwackenzone (Tattermann-Thörlers-Rannach-Zug), das Flattnitz-Stangalm-Mesozoikum mit seinen Ausläufern, das Stubai Mesozoikum, die Engadiner Dolomiten, der Ducan und eine Reihe kleinerer Vorkommen. Diese Serien sind durch ihre lithologische Entwicklung eng mit der unterostalpinen Fazies verbunden, durch das Zurücktreten des Brekkienreichtums, durch die gelegentliche Einschaltung mächtigerer Plattenkalke (diese allerdings bereits in den Radstädter Tauern lokal in Mächtigkeiten von 10 bis maximal 20 m vorhanden) und einige andere Merkmale doch als eigener Faziesraum aufzufassen. Trotzdem ist die Bindung dieser Vorkommen, etwa die des Stangalm- und Stubai Mesozoikums zum Unterostalpin unvergleichlich stärker als zu irgendwelchen nordalpiner Teilfazieszonen.

Die erste zusammenfassende und doch detaillierte Darstellung dieser selbständigen großräumigen Fazieszone habe ich 1963, Taf. 6—7 in Form von Säulenprofilen vorgenommen, worauf hier verwiesen sei. Inzwischen wurden weitere Beobachtungen gesammelt, die wiederum in die gleiche Richtung weisen, nämlich auf die enge Verwandtschaft von mittel- und unterostalpinen Fazies.

Vom Abschnitt E des Tauernfensters sei in dieser Hinsicht hervorgehoben: Die Tattermann-Thörlers-Serie in der Tattermannschuppe im Hangenden des Semmeringsystems und unter der Grauwackenzone gestattet eine weitere Verfeinerung der lithologischen Gliederung des Inhaltes. 1 km SW Prein, Niederösterreich, konnte in dieser Serie über dem festen Skythquarzit der oberskythischen Schiefer, der Röt, entdeckt werden (vgl. A. TOLLMANN, 1964 c, S. 197), so daß die Analogie der im Thörlers Sedimentstreifen bis zum Wettersteindolomit erhaltenen Serie zum angrenzenden, unterlagernden Unterostalpin hier eine vollkommene ist: Mächtiger Alpiner Verrucano des Oberperm mit Porphyroiden,

skythischer Semmeringquarzit, oberskythische Rötschiefer mit Kriechspuren gleicher Art in beiden Einheiten (im Mittelostalpin SW Prein, im Unterostalpin neuestens am Dürriegel SW vom Sonnwendstein gefunden), unteranisische Rauhwacke, crinoidenführender Anisbänderkalk, gelegentlich mit Dolomitschlieren und Hornsteinknollen im Hangenteil (Mittelostalpin S Thörl, Unterostalpin am Dürriegel-S), dunkler Oberanisdolomit und heller Wettersteindolomit bilden in beiden Großeinheiten eine in jeder Hinsicht ununterscheidbare, in starkem faziellern Gegensatz zur vielfältigen, über der Grauwackenzone auflagernden nordalpinen Permotrias stehende Abfolge.

Die Meinung von E. CLAR (Vortrag Tagg. Dtsch. Geol. Ges. 1964) daß diese Tattermann-Thörl Serie den liegengelassenen Teil der Schichtfolge der nordalpinen Frankenfeser Decke darstelle (und man dadurch einen namhaften Betrag der Überschiebungswerte von Oberostalpin über Mittelostalpin einsparen könne), steht mit diesen faziellen Gegebenheiten in strengem Kontrast. Hinzu kommt, daß die Schichtfolge der Frankenfeser Decke heute nicht mehr nur ab Obertrias aufwärts bekannt ist, sondern seit A. RUTNER, 1960, S. 232 auch die tieferen Schichtglieder dieser Decke — älter als Hauptdolomit — am Südrand des Brettler-Fensters aufgefunden wurden, wobei noch Opponitzer Kalk, Lunzer Schichten, Reiflinger Kalk und zutiefst dunkler Gutensteiner Kalk zum Vorschein kamen. Die Mitteltrias der Frankenfeser Decke entspricht also der der Lunzer Fazies, wie E. SPENGLER, 1959, S. 292 vermutet hatte, das heißt Muschelkalk und Reiflinger Kalk werden ohne Zwischenschaltung von Wettersteinkalk unmittelbar vom Lunzer Karn überlagert. So wird die Auffassung von E. CLAR betreffs einer Bindung von Thörl Serie mit Frankenfeser Decke nicht nur aus dem faziellen Vergleich heraus, sondern durch die 1960 erfolgte Entdeckung der andersartigen Basalglieder der Frankenfeser Decke widerlegt.

Die Untersuchung des Rhät im Stangalm-Mesozoikum auf der Eisentalhöhe (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1964) brachte eine Überraschung. Die Situation liegt hier folgendermaßen: Permoskyth-Quarzitserie, Mitteltriasabfolge, sandige Juraschiefer und Jurakarbonatquarzite sind klare Indikatoren für die Zuordnung dieses Mesozoikums zum zentralalpinen Faziesraum, stehen in Einzelheiten in deutlichem Gegensatz zu den nordalpinen-kalkalpinen Faziesverhältnissen (vgl. A. TOLLMANN, 1958 b). Die Obertrias hingegen ist sogar schon im Unterostalpin der Radstädter Tauern mit ihrer lithologischen Folge von schiefrig-dolomitischen Karn, Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und oberrhätischem, Megalodonten führendem Dachsteinkalk der nordalpinen Entwicklung bereits weitgehend ähnlich — und zwar nicht nur in der Pleislingfazies, sondern gleichermaßen sogar in der dem Pennin einst ursprünglich benachbarten Hochfeinfazies (A. TOLLMANN, 1963 c, S. A 61). Nur gelegentlich, bei starkem Hervortreten der karnischen, norischen und rhätischen sedimentären Brekzien sind die Unterschiede zur nordalpinen Entwicklung deutlich, in vielen Profilen aber auch hier nicht markiert. Die Obertrias des Stangalm-Mesozoikums stimmt mit diesen Verhältnissen überein, bei ausschließlicher Betrachtung dieser Obertrias würde man zunächst, auf lithologischer Basis, keine Zuordnung zu nordalpiner oder zentralalpiner Fazies vornehmen können. Die Untersuchung der Fauna des lithologisch in so weiten Teilen der Alpen gleichförmigen Rhäts aus Kössener Schichten hat aber überraschenderweise ergeben, daß im gesamten zentralen Abschnitt der zentralalpinen Faziesregion beiderseits des Tauernfensters über der schwäbischen Biofazies der basalen Lagen eine völlig eigen-

ständige, durch Artauslese und sogar durch Prozentzahl der Individuen innerhalb der einzelnen Arten überaus konstant zusammengesetzte Fauna auftritt, wie sie in den Nördlichen Kalkalpen (abgesehen vom Vorarlberger Abschnitt, s. u.) trotz Revision der klassischen Profile nirgends wiedergefunden wurde. Diese als „Lungauer Fazies“ bezeichnete Entwicklung ist durch das Hervortreten von vier Korallenarten mit bestimmter Häufigkeitsverteilung, nämlich *Astraeomorpha crassisepta* RSS. (hh), *Oppelismilia zitteli* (FR.) (ns), *Thecosmilia bavarica* FR. (ns), *Thamnasteria rectilamellosa* WINKL. (s) und durch Häufigkeit von Lagen mit *Isocrinus propinquus* (MSTR.) gekennzeichnet. Daneben sind noch bestimmte Brachiopodenarten erwähnenswert, ferner sind die faziell aber uninteressanten, für die Kössener Schichten ja allgemein häufigen bankbildenden Thecosmilien anzuführen. Die enorme Konstanz der Zusammensetzung dieser Fauna in sämtlichen Profilen in den Unteren und Oberen Radstädter Decken, im Unterostalpin der Tarntaler Berge (das erst jüngst, nach Abschluß der Stangalmarbeit, unter diesem Gesichtspunkt überprüft werden konnte) und im Mittelostalpin der Stangalm und der Gegensatz zu Faunen in lithologisch gleichartigen nordalpinen Serien der mittleren Kalkalpen ist ein bemerkenswerter weiterer Hinweis auf die Eigenständigkeit der zentralalpinen Entwicklung und auf die enge fazielle Bindung der angegebenen unter- und mittelostalpinen Serien. Das Ergebnis der Untersuchung der Fauna des Stangalm-Rhät war für mich selbst überraschend, da die enorme lithologische Konstanz der Kössener Schichten in den Ostalpen und darüber hinaus von vornherein nicht den Gedanken einer Erfassbarkeit dieser selbständigen Provinz nahelegen würde. Es fügt sich aber genau in das Bild ein, das uns schon die lithologische Übereinstimmung der übrigen permomesozoischen Glieder des zentralalpinen Faziesraumes geliefert hat.

Bezüglich des Flattnitzer Mesozoikums sei noch vermerkt, daß diese in Fazies und Schichtfolge unmittelbar das Stangalm-Mesozoikum gegen E fortsetzende Einheit nunmehr nach Fossilfunden im Rhät durch P. BECK-MANNAGETTA auch von diesem Autor als Mesozoikum anerkannt wird (1964), nachdem er zuvor nicht nur die Detailgliederung (H. STOWASSER, 1956, A. TOLLMANN, 1958) bezweifelt, sondern sogar das mesozoische Alter gegenüber paläozoischer Einstufung in Zweifel gestellt hatte. Sein Gliederungsversuch (1964, S. 317), die Deutung von Calzitnestern als mögliche Cidarisstacheln des Karn, worauf ein Vergleich zur nordalpinen Fazies aufgebaut wird usw. entbehren aber einer soliden Grundlage.

Der Gegenflügel des Stangalm-Mesozoikums im W des Tauernfensters, das Stubai-Brenner-Mesozoikum, zeigt besonders durch den Jura, der bezeichnenderweise auch primäre Dolomite enthält, die Zugehörigkeit zur zentralalpinen Fazies. Daß sich in der Serlesgruppe im mittelostalpinen Stubai-Mesozoikum der höhere Jura über dem Lias noch gut lithologisch abtrennen und kartierungsmäßig erfassen läßt, habe ich 1963, S. 84 im Gegensatz zur Darstellung von H. KÜBLER & W. E. MÜLLER, 1962, S. 207 gezeigt. Diese Autoren hatten eine stratigraphische Untergliederung ihres nachtriadischen „metamorphen Kalkkomplexes“ als unmöglich erachtet, was auch gegenüber O. SCHMIDEGG, 1956 einen Rückschritt bedeutet. Von der stratigraphischen Abtrennbarkeit dieser Serie des höheren Jura aus Hyänenmarmor, mächtigen Radiolaritbänken und gelblichen Kalken und Schiefen konnte ich mich neuerdings wieder überzeugen.

In vergleichbarer Großposition und in enger fazieller Beziehung zu diesem mittelostalpinen Stubai-Mesozoikum stehen die übrigen mesozoischen Serien,

die weiter im W über dem Kristallin der Zentralalpen auflagern: Die Gruppe Kalkkögel-Serles-Tribulaun liegt auf dem gleichen kristallinen Sockel wie Telfer Weiße und Schneeberger Mesozoikum und wie der Jaggl im W der Ötztaler Alpen. Diese sicher zusammengehörigen Sedimentvorkommen auf ein- und demselben Sockel gestatten nun vom Jaggl (Cima del Termine) aus eine weitere fazielle Anknüpfung gegen W. Für Einzelheiten der nunmehr betrachteten Schichtfolgen muß auf Taf. 6, 1963, verwiesen werden. Ohne daß hier auf die umfangreichen, besonders durch Schweizer und österreichische Geologen erarbeiteten stratigraphischen und faziellen Einzelheiten der westlichen Vorkommen eingegangen werden kann, deren Entwicklung derzeit erneut im Brennpunkt der Untersuchungen der Schule R. TRÜMPY steht, sei doch auf die bisherigen Auffassungen über Faziesbeziehungen durch die Lokalkenner aufmerksam gemacht.

Betreffs der faziellen Stellung des Jaggl schrieb K. KARAGOUNIS, 1962, S. 415: „Hess, 1953, spricht zusammenfassend von einer noch viel engeren faziellen Beziehung zwischen Jaggl und Engadiner Dolomiten. Die enge verwandtschaftliche Beziehung dieser zwei Gebiete postulierte aber auch HAMMER, 1911, der den Jaggl zum Faziesbezirk der Unterengadiner Dolomiten und Münstertaler Alpen rechnet.“ So wird die Brücke vom Jaggl zu den Engadiner Dolomiten (Scarl-, Quattervals-, Ortler-Schuppen bzw. -Decken) geschlagen. Die enge fazielle Bindung und den Zusammenhang von Scarl- und Quattervals-Decke innerhalb der Engadiner Dolomiten betonte H. EUGSTER, 1959, S. 560. W. HESS hob 1953, S. 82 die enge Beziehung zwischen Quattervals-Decke und Ortler-Zone hervor: „In der Faziesverteilung und Ausbildung zeigt das Norien in der Ortler- und der Quattervals-Decke eine große Anzahl auffallender Übereinstimmungen, so daß an ihrer engen Verwandtschaft kaum zu zweifeln ist.“ K. KARAGOUNIS gelangte 1962, S. 415 zur Meinung von „einer primären südlichen Angliederung der Ortler-Zone an die Engadiner Dolomiten“. Die Brücke zwischen Engadiner Dolomiten (Scarl-Decke als Hauptrepräsentant) und Ducan-(Silvretta-)Trias schließlich bildet eine Reihe von recht speziell entwickelten Schichtgliedern, worauf bereits H. BOESCH, 1937, S. 50 nachdrücklich verwies, so z. B. „auch das Carnien (der Scarl-Decke, Verf.) schließt sich eng an die Hochducanfazies an, vor allem das Auftreten der tuffogenen Sandsteine im oberen Carnien ist in seiner vollständigen Gleichheit überraschend“. K. KARAGOUNIS betonte 1962, S. 416 wiederum die gute Anschließbarkeit der Ducangruppe an die Ausbildung im NW-Teil der Engadiner Dolomiten. Daß die Arosener Dolomiten ebenfalls noch in den mittelostalpinen Faziesgroßraum des Westens passen, habe ich 1963, S. 167 erörtert.

Trotz mancher Probleme, die die Schweizer Bearbeiter betreffs der primären internen Anordnung dieser verschiedenen Teileinheiten im Raum Ducan und Engadiner Dolomiten diskutierten, ist ihnen doch die enge fazielle Zusammengehörigkeit dieser Sedimentschollen, ihre Gemeinsamkeit in den großen Zügen, der einen stärkeren Gegensatz zum Unterostalpin, zu den oberostalpinen (nordalpinen) Kalkalpen und zur südalpinen Entwicklung in den Bergamasker Alpen bewirkt, heute klar (vgl. hierzu die ausgreifenden Faziesvergleiche von K. KARAGOUNIS, 1962, S. 417) — ein Umstand, der für die seit 1959, Karte, von mir vorgenommenen Abgrenzung all dieser mittelostalpinen Vorkommen gegenüber dem nordalpinen-kalkalpinen Trog von Bedeutung ist.

Stellung und Eigenart des nordalpinen Faziesraumes

Bezüglich des nordalpinen Faziesraumes sollen nur einige Gesichtspunkte in bezug auf wichtige Anknüpfungen herausgegriffen werden.

Die erste Frage betrifft den Nordrand, im E durch die Frankenfesler Decke mit der Frankenfesler Fazies repräsentiert, zu der auch die abgesplitterten Stirnschuppen der Kieselkalk- und Cenomanrand-Zone gehören. Der Stirnteil der Frankenfesler Decke hat im allgemeinen durch die tektonische basale Abscherung den Abschnitt im Liegenden des Hauptdolomites verloren. E. SPENGLER hatte sich in bezug auf die Zugehörigkeit dieses Faziesraumes zur breit im S anschließenden Lunzer Fazies noch nicht entscheiden können (1959, S. 292). Tatsächlich zeigen die seit 1960 bekannten tieferen Schichtglieder (mittlere Trias und basale Obertrias) die Merkmale des Lunzer Faziesraumes. Aber auf Grund einer Reihe von Obertrias- und Juramerkmalen ist doch eine gewisse Selbständigkeit der „Frankenfesler Fazies“, wie ich diesen Randstreifen 1963, S. 171 und 1964, S. 154 bezeichnete, gegeben. Daß die mittelostalpine Thörlper Permtrias nach Fazies und Stellung (Transgression direkt auf Kristallin und nicht auf Paläozoikum wie im Bereich der nordalpinen Fazies) nicht als Basalteil der Frankenfesler Decke gewertet werden kann, wie E. CLAR, 1964 annahm, daß ferner schon seit 1960 eine andersartige Tieftrias der Frankenfesler Decke bekannt ist, wurde oben ausgeführt. Eine weitere Idee von E. CLAR (Vortrag Tagg. Dtsch. Geol. Ges. 1964), daß nämlich die obere Radstädter Deckengruppe (mit ihrer Pleislingfazies) zwischen Bajuvarikum und Tirolikum einzubauen sei, stößt nicht nur auf Widerstände bei den tektonischen Gegebenheiten (erforderliche Beförderung dieser Einheit aus dem Abschnitt zwischen Bajuvarikum und Tirolikum, zwischen denen übrigens die Deckengrenze unweit E vom betrachteten Abschnitt im Sengengebirge ausläuft, nicht nur unter die oberostalpine Grauwackenzone, sondern auch noch unter das mittelostalpine Kristallin der Schladminger Tauern; Zerreißung des Lungauridenringes des Tauernfensters), negiert ferner nicht nur die klare Faziesbeziehung zwischen den tieferen und höheren Radstädter Decken, die vom Twenger Kristallin an aufwärts durch so viele Einzelheiten miteinander verbunden sind (die tiefere Deckengruppe der Radstädter Tauern mit dem Hochfeind soll ja nach E. CLAR weiterhin als zentralalpine Fazies gewertet werden), sondern widerspricht auch allen weiteren faziellen Gegebenheiten. Vom Permoskyth-Quarzitkomplex an, der sich von der Quarzit nur ganz untergeordnet führenden Haselgebirgs- und Werfener Schiefer-Entwicklung des Südbajuvarikums scharf unterscheidet, über die in so vielen Merkmalen typisch zentralalpine Trias mit ihrem Reichtum an sedimentären Brekzien gerade in der Pleislingdecke (Brekzien des Unteranis, Oberanis, Mittelladin, Unterkarn, Obenor, tieferen Rhät) bis zum Jura mit seinen mächtigen dolomitsandhaltigen Liasschiefern und mit Dolomitbrekzien auch in der Pleislinggruppe gibt es hier im Herzen des zentralalpinen Faziesraumes in den Radstädter Tauern so viel Eigenständiges gegenüber der kalkvorpalpinen Entwicklung, daß ein Einbau der oberen Radstädter Decken zwischen Tirolikum und Bajuvarikum oder irgend anderswo innerhalb der Nördlichen Kalkalpen nicht begründbar vertreten werden kann.

Das interne Hauptfaziesproblem der Kalkalpen war bisher stets die Einwurzelung der so stark individualisierten und doch auf so weite Strecken zusammenhängend verfolgbar Hallstätter Entwicklung. Während

die Zlambachfazies als nördlicher Teil des Hallstätter Faziesbezirkes nur vom steirischen Salzkammergut an gegen W als individualisierte Fazieszone vorhanden ist, zieht die einst S daran anschließende Hallstätterkalkfazies weiter bis zum Ostrand der Kalkhochalpen fort. Das alte Problem der Einwurzelung des Hallstätter Fazieskanals N oder S der großen mittel- und obertriadischen Riffstöcke am Kalkalpensüdrand konnte nun endlich im Ostabschnitt der Kalkhochalpen dadurch geklärt werden, daß hier die sonst allgemein tektonisch isolierte, als eigene Decke herausgeschnittene Hallstätter Entwicklung vom Gebiet des Hochschwabes an gegen E noch eingebunden in den Gesamtfaziesraum vorgefunden wurde (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962). Unzerschnitten folgen hier in der hochalpinen Mürzalpendecke von N nach S vier Fazieszonen: voralpine Hauptdolomitfazies, Hallstätterkalkfazies („Mürztaler Fazies“), Dachsteinkalkfazies und Aflenzer Fazies in Verzahnung am Südrand dieser Einheit. Die 1962 ausgegliederte Mürzalpendecke liefert daher nicht nur ein schönes Beispiel einer Vielfaziesdecke in den Kalkalpen — wo man ja Faziesdecken und Vielfaziesdecken nebeneinander antrifft (vgl. E. SPENGLER, 1963, S. 474 und A. TOLLMANN, 1964, S. 166) — sondern gibt auch unzweideutige Antwort auf die Einordnung des Hallstätter Faziesraumes N der hochalpinen Riffkalkmasse im Sinne von L. KOBER, 1964, S. 159—165 wurde des näheren darüber berichtet.

Über die Gesamtheit der Schollen nordalpiner Fazies, die anschließend an den Südrand der Nördlichen Kalkalpen in den Zentralalpen im Bereich der Gurktaler Decke und am Südrand der Zentralzone im Drauzug und in den Nordkarawanken liegen geblieben sind, sollen im Hinblick auf einen Gesamtvergleich hier zwei Gesichtspunkte herausgegriffen werden: Die Frage nach der Eigenart der Permoskyth-Basisbildungen und der für den primären Zusammenhang der Schollen in nordalpiner Fazies neben anderem nicht unwesentliche triadische Vulkanismus, der von seinen Hauptzentren in den Südalpen bis in die Nördlichen Kalkalpen wirksam bleibt.

Die Gesamtfolge des Permoskyth im nordalpiner Faziesraum umfaßt: Grödener Schichten (als Alpiner Verrucano im stärker vorlandbeeinflussten Westteil der Kalkalpen bezeichnet, sonst mit einer Reihe von Lokalnamen belegt) und Haselgebirge mit Gips- und Salzlagerstätten und mit Resten von Bellerophon-dolomit als Vertreter des Perm. Werfener Quarzit (Buntsandstein im W), Werfener Schiefer und Werfener Kalk als Abfolge im Skyth. Haselgebirge und Grödener Schichten vertreten innerhalb des Perm einander weitgehend. Auf Schwellen kann die Haselgebirgsfazies gänzlich ausfallen, in den Trögen dazwischen rasch sehr mächtig werden. Im Skyth ist, wie in so vielen Schichtgliedern, im Westen der vorlandverwandte Buntsandstein statt der Werfener Schichten Äquivalent. In der voralpinen Serie (einschließlich Tirolikum samt Werfener und Admonter Schuppenzone) finden wir ihn auch noch im Osten im Basalteil der Skythfolge, weiter gegen das Innere des alpinen Geosynklinaltrog hingegen tritt mehr und mehr die eigenständige, vorlandfremde Fazies auf. Über die Stratigraphie dieses Permoskyth-Komplexes, über die Einordnung des Haselgebirges ausschließlich ins Perm, über die Entdeckung des nordalpiner Bellerophon-dolomites habe ich 1964 a bereits ausführlich berichtet. Hier bleibt noch die fazielle Situation im nordalpiner Faziesraum im Oberperm zu charakterisieren um auf Grund eines als Beispiel gewählten Horizontes ein Bild dieses zu Beginn der alpidischen Entwicklung noch reichlich unbekanntes Gesamttraumes zu geben.

Es herrschte damals in der sich bereits individualisierenden nordalpinen Fazieszone ein mehrfacher Wechsel zwischen Streifen mit detritischem Material und von austrocknenden Meeresarmen, ein Wechsel, der sich heute in dem Nebeneinander von Grödener Schichten und Haselgebirgszonen erkennen läßt. Die vielerorts erfolgte Gips- und Salzlagerstättenbildung unterscheidet diesen nordalpinen Faziesraum in seiner Gesamtheit bereits klar von zentralalpinen und noch vorlandnäheren Streifen, wo Gipsablagerungen gleichen Alters fehlen.

Im einzelnen ergibt sich nach Abwicklung der tektonischen Komplikationen folgendes paläogeographisches Bild vom Oberperm im nordalpinen Faziesraum. Die kalkvoralpinen Einheiten zeigen in ihrem Nordabschnitt überall dort, wo die Basis nicht tektonisch entfernt ist, Haselgebirge als Unterlage des Skyth, so z. B. die Lunzer Decke (Südteil) und die nördlichen Teildecken der Otscherdecke im Ostteil der Kalkalpen. Den Grödener Schichten vergleichbare Bildungen fehlen weitgehend; besonders grobe Quarz-Kristallin-Konglomerate mit faustgroßen Geröllen als Vertretung dieser Grödener Schichten im erwähnten Abschnitt konnte ich nur am Ostrand des Annaberger Fensters an der Basis der Annaberger Decke auf der Ebenbauernspitz-SW-Seite an einer Störung hochgeschürft vorfinden. S dieser voralpinen, lokal sehr mächtigen Gips und gelegentlich auch Salz führenden Haselgebirgszone folgt am Südrand des Tirolikums, am Kalkalpensüdrand, wo heute noch die Basalbildungen (Prebichschichten, Basalbrekzien), die Äquivalente der Grödener Schichten, in transgressiver Lagerung über der Grauwackenzone anzutreffen sind, eine Schwellenzone, in der das Haselgebirge primär ausfiel. Der zweite Haselgebirgstrog schloß im S an. Darauf weist die große Masse von Gips und Salzlager führendem Haselgebirge mit seltenen Bellerophondolomiteinschaltungen an der Basis der Hallstätter und Hochalpinen Decken hin. Noch weiter südlich setzte eine zweite Schwellenzone mit Grödener Schichten an, heute in Resten an der Basis der nordalpinen Trias am Rücken der Gurktaler Decke erhalten. Eine dritte Zone mit permischem Gips und nun bereits Bellerophondolomit setzt erst zögernd wiederum im einst SW davon gelegenen Teil, im Drauzug und im Gödnachgraben bei Lienz ein, wo man unzusammenhängend Gips-Dolomit-Linsen innerhalb der mächtigen Grödener Schichten antrifft. Die Bellerophondolomitentwicklung bindet demnach hier schön die südalpine Fazies an die südlichsten, bei der Fernüberschiebung liegen gebliebenen Reste der nordalpinen Fazies. Die Grenze, zwischen Bellerophondolomitentwicklung im S und Haselgebirgsentwicklung im N (mit nur sehr untergeordnetem Bellerophondolomitvorkommen) ist in der Mittelkärntner Schwelle gegeben. Die Verbindung der Salinartröge erfolgte nicht auf direktem Weg N—S, sondern weiter im E, im slowenisch-ungarischen Raum.

Bereits auf Grund dieses Permoskyth-Basalkomplexes kann man eine Erscheinung erkennen, die sich beim weiteren Vergleich der Triasschichtglieder als grobe Regel innerhalb der nordalpinen Entwicklung erweist: Der Umstand, daß in diesem Faziesgroßraum einerseits von N nach S hin der außeralpine bzw. randalpine Litho- und Biofazies-Einfluß in großen Zügen bis zur Hallstätter Entwicklung abnimmt, andererseits aber ebenso von W gegen E das Zurücktreten randalpiner Einflüsse zu bemerken ist. Diese Erscheinung der Zunahme der vorland- und randferneren Faziesmerkmale gegen S und gegen E hin könnte als „nordalpine Faziesregel“ bezeichnet werden. Sie gilt für den Abschnitt N und W der Hallstätter Zone; im Südteil bewirkt ein weiteres Vordringen dieses Westeinflusses eine leichte Rückläufigkeit. Diese Regel ist nicht

streng schematisch verwirklicht, aber sie spiegelt gut den Gesamtcharakter der Erscheinungen wider, beruhend auf vielen Beispielen. Eine Reihe lokaler Störungen ist daneben vorhanden.

Diese hier gezeigte Regelmäßigkeit der Faziesänderung auch von W gegen E ist insofern zu erwarten gewesen, da der nordalpine Trog ebenso wie die einst davorliegende mittelostalpine Pufferzone sich gegen W hin verschmälert, in dem Schweizer Bereich aber beide Zonen auch primär endeten. Deshalb kann von hier aus der randalpine Einfluß auch in den inneren Geosynklinalzonen in der Längsrichtung wirksam werden, wie er weiter im E nur in der Querrichtung Einfluß nehmen kann.

Einige markantere Beispiele für die Gültigkeit dieser nordalpinen Faziesregel seien angeführt. Das Perm ist im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen bereits in Form des Alpenen Verrucano ohne Haselgebirge gegeben, eine Eigenheit, die man so generell sonst nur in der zentralalpiner und in randnäheren Regionen wiederfindet. Das Skyth liegt im Westen (Tiroler und Vorarlberger Kalkalpen) und mit seinem basalen Anteil im E in den voralpinen Einheiten bis ins Tirolikum gelegentlich in Form des Buntsandsteines (Skythquarzites) vor, in Westtirol noch mit einem schieferigen, Gips und Rauhwacke führenden Röthorizont (Flirsch), der in vielem jenem der zentralalpiner Entwicklung gleicht. Gegen E und innen hin hingegen erscheint im Skyth Werfener Schiefer, am Oberrand dann Werfener Kalk, in der Hallstätterzone des Salzkammergutes bereits Ammoniten führend. Das Anis Tirols und Vorarlbergs zeigt in bestimmten Typen in den Arlbergschichten sehr große Ähnlichkeit zu Serien in zentralalpiner Fazies (z. B. im Ladin: Partnachschichten der Radstädter Tauern). Das Karn, der Hauptdolomit mit der Seefelder Fazieseinschaltung bzw. hohem Bitumengehalt, Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberhättkalk zeigen im Gegensatz zu den Gesteinen der zentralen Geosynklinale wie Dachsteinkalk und Hallstätterkalk wiederum einerseits im Nordteil der Kalkvoralpen, besonders in Tirol („Nordtiroler Fazies“), ferner aber auch wiederum im Westteil des Südabschnittes, im Drauzug, Gemeinsamkeiten. Das Auftauchen von Dachsteinkalk im Dobratsch zeigt den W—E gerichteten Gradienten im Drauzug an. Bei Beachtung dieses W—E-Einflusses wird die „Faziesrekurrenz“ im Drauzug verständlich. Als weiteres Beispiel für die nordalpine Faziesregel sei noch das Auftauchen der „Lungauer Biofazies“ im Rhät in Kössener Entwicklung in den Bergen Vorarlbergs erwähnt, einer Fazies, die sonst nur für die zentralalpiner Zonen des Unter- und Mittelostalpin bezeichnend ist.

Ein anderes, noch den Gesamttraum der nordalpinen Fazies betreffendes Phänomen stellt der Triasvulkanismus dar, dessen Paroxysmus ja in den Südalpen zu verzeichnen ist. In der südalpinen Trias trifft man ein zweifaches Maximum an vulkanischer Tätigkeit: Zunächst kennt man nach unbedeutenderen Pietra verde- und Tuff-Lagen im tieferen Anis die oberanisischen Tuffe bzw. Intrusiva von Kaltwasser und Recoaro, sodann eine zweite Eruptivmasse und Tuffstreuung mit Schwerpunkt im Mittelladin (Wengener Schichten), gegen unten und oben aber noch darüber hinausreichend. Gelegentlich treten in den Südalpen (im W und E) auch noch im Unterkarn Tuffhorizonte und zugehörige Porphyrite auf.

Die Tuffe und Vulkanite werden mit Recht als wertvolle Faziesindikatoren gewertet, da durch ihr Auftreten in den gleichen Niveaus im nord- und südalpinen Faziesraum gut deren einstige Nachbarschaft ohne primärer Zwischen-

schaltung des zentralalpiner und penninischen Faziesgebietes zum Ausdruck kommt. Besonders der Tuffhorizont nahe der Obergrenze des Anis erweist sich mehr und mehr als ein im Gesamtgebiet des Südschnittes der Nordkalkalpen verbreitetes Niveau — was bei einer derart weiten Verbreitung der Aschenstreu ohne dazugehörige Laven nach wie vor auf die großen südalpinen Eruptivzentren als Herkunftsgebiet auch der nordalpinen Tuffe deutet. Aber auch die Annahme von eigenen lokalen Eruptivzentren in der nordalpinen Fazies spräche für die Nachbarschaft der Räume. Im heute tektonisch zwischengeschalteten und penninischen Raum fehlt ja der Triasvulkanismus weitgehend, während nachtriadische Vulkanite, die der nordsüdalpinen Entwicklung fremd sind, dort gerade zum Charakteristikum werden.

Zur Verdeutlichung der weiten Verbreitung der Triasvulkanite auch im nordalpinen Faziesgebiet seien dessen wesentlichste Vorkommen angeführt.

Abgesehen von dem von L. HAUSER, 1942, S. 151 angegebenen Diabasvorkommen im anisischen Gutensteinerkalk bei Mariazell handelt es sich bei den anisischen Vulkaniten stets um Tuffe und Tuffite des Illyr. Sie sind nahe der Obergrenze des Anis in der nordalpinen Fazies weit verbreitet. In den im S liegendebliebenen Schollen, die auch ursprünglich dem südalpinen Gebiet am nächsten waren, ist durch A. PILGER & R. SCHÖNENBERG, 1959, S. 209 von der Südseite des Dobratsch im Drauzug eine mächtige „Liegende Tuffserie“ aus Porphyrituffen beschrieben worden. In den Nördlichen Kalkalpen gehören diesem Niveau an:

1. Lechtaler Alpen: Bis 4 m mächtige grüne Tuffe und Pietra-verde-Lagen beschrieb bereits O. AMPFERER, 1932, S. 50 aus Hornsteinknollenkalken des Muschelkalkes im Flexenpaßgebiet. R. HUCKRIEDE berichtete 1959, S. 49 über Tuffe in gleicher Position N Kridlonsee. Im Krabachjochgebiet entdeckte diese Tuffe E. KOCH (in R. HUCKRIEDE, 1959, S. 50).

2. Mieminger Gebirge: Seit O. AMPFERER, 1905, S. 485 sind die grünen Lagen im obersten Muschelkalk bekannt (Tajakopf). H. MILLER bestätigte neuestens (1963, S. 293) deren Natur als Tuffe und Tuffite.

3. Wettersteingebirge: Von H. VIDAL, 1953, S. 59—70 wurden die weithin im Platten- und Knollenkalk im Liegenden des Wettersteinkalkes hinziehenden Andesit- bzw. Porphyrit-Tuffe, Kristalltuffe, Aschentuffe und Tuffite von der Nordseite des Wettersteingebirges (Zugspitzensockel, Riffspitze usw.) bekanntgemacht. Entgegen H. VIDAL hat eine Reihe späterer Autoren auch diese Tuffe noch innerhalb des Oberanis eingereicht, nicht an die Basis des Ladin gestellt. Vom Waxensteinkamm hat H. MILLER, 1962, S. 412 solche Kristall-, Aschentuffe und Tuffite im obersten Muschelkalk (Oberanis) vermeldet.

4. Karwendel: Die grüne Lage im Knollenkalk des oberen Muschelkalkes ist seit langem bekannt (A. ROTHPELZ, 1888, S. 20; G. GEYER, 1889, S. 742; O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899, S. 306; O. SCHMIDEGG, 1951, S. 165). In neuerer Zeit wurde in diesen blaßgrünen Kieselmergeln innerhalb der roten Knollenkalkes des oberen Muschelkalkes Pietra verde erkannt. Gerade im Karwendel gelang übrigens J. PIA die genaue Festlegung des Alters dieser Schichten mittels Diploporen als oberstanisich (H. P. CORNELIUS, 1937, S. 149).

5. Martinswand bei Innsbruck: Hier stecken die Pietra-verde-Tuffe im roten Schusterbergkalk des Illyr (R. HUCKRIEDE, 1959, S. 50).

6. Steinernes Meer: Die seit A. BITTNER, 1884, S. 104 bekannte grüne Lage im Reiflinger Knollenkalk im Liegenden des Wettersteindolomites vom Tiefenbachtal auf der Südseite des Gebirges wurde aus dem obersten Reiflinger Kalk und roten Schusterbergkalk des Illyr an der Clessinsperre im Oefenbachgraben bei Saalfelden als Pietra-verde-Tuff identifiziert (R. HUCKRIEDE, 1959, S. 50).

7. Ennstaler Alpen: Durch B. PLÖCHINGER wurde jüngst ein Andesittuff im Reiflinger Kalk bei St. Gallen, Steiermark, gefunden.

8. Hochschwab: Von den Wänden der Aflenzer Staritzen oberhalb Brandhof beschrieb E. SPENGLER, 1926, S. 49 gelbgrüne Kieselschiefer als Einschaltungen im Wettersteinkalk. 1931, S. 31 reihte er sie ins Oberanis ein.

9. Schneeealpe, Rax und Schneeberg: Die „grünen Schiefer“ in diesem Abschnitt sind seit G. GEYER, 1889, S. 742 und A. BITTNER, 1893, S. 323 bekannt. Sie sind auf die Schneebergdecke und deren Schollen (z. B. Rauhenstein-Deckscholle) beschränkt. Abgesehen von einer (nach H. P. CORNELIUS, 1951, S. 20 gegenüber E. SPENGLER, 1931, S. 31) angeblich in den tieferen Teil des Anis zu stellenden grünen Schicht zwischen Anisdolomit und Reiflinger Kalk bei der Windlochhöhe am Schneeberg handelt es sich um einen allgemein an die Grenze Anis/Ladin gestellten, weithin verfolgbaren, lokal verdoppelten Horizont von Pietra verde, der teils noch innerhalb der Reiflinger Schichten liegt (Hanfbrücke im Naßtal), teils an der Grenze Reiflinger Kalk — Wettersteinkalk (Schneeberg-NE), teils bereits in den tiefen Teilen des Wettersteinkalkes (SE-Ecke der Rax, Rauhenstein-Deckscholle): E. SPENGLER, 1931, S. 31; H. P. CORNELIUS, 1937, S. 148; 1951, S. 20; 1952, S. 29.

Bei einer derart weit ausgreifenden Verbreitung des oberstanischen Tuffhorizontes über das Gesamtgebiet des südlichen Teiles der Kalkalpen hinweg ist demnach die neuerdings von H. J. SCHNEIDER, H. MILLER u. a. geäußerte Auffassung von lokalen Ausbruchszentren in den Nördlichen Kalkalpen zur Bildung dieses Tuffhorizontes sehr unwahrscheinlich. Sonst wären auch in nennenswertem Maß die begleitenden Laven anzutreffen. Vielmehr entspricht die bisher gültige Auffassung von der Ableitung vom südalpiner Vulkanismus mehr den Gegebenheiten. Pietra-verde-Lagen sind dort übrigens nicht nur unterladinisch, sondern auch schon im Oberanis vorhanden.

Ladinische Vulkanite können über die nordalpinen Schollen im S und innerhalb der Zentralalpen, über die Wengener Tufflage in der Ebersteiner Trias in Kärnten (K. A. REDLICH, 1905, S. 330), über die „Hangende Tuffserie“ der Dobratsch-Südseite (A. PILGER & R. SCHÖNENBERG, 1959, S. 209; E. STREHL, 1960, S. 28) und die Porphyrittuffe und Porphyrite in den östlichen Lienzer Dolomiten (W. SCHLAGER, 1963, S. 58) ebenfalls in die Nördlichen Kalkalpen verfolgt werden: O. AMPFERER hatte in den mittleren und oberen Teilen der Arlbergkalke E Lech und am Kriegerhorngipfel N des Lech nicht nur Tuffe, sondern auch die dazugehörigen Melaphyr-Laven angetroffen (1930, S. 124; 1932, S. 47) — vgl. G. MUTSCHLECHNER, 1954, S. 390. 1954, S. 392 beschrieb G. MUTSCHLECHNER Tuffe aus Partnachsichten am Krabachjoch. Im Ladin kennt man also auch ein nordkalkalpines Ausbruchszentrum. In den ursprünglich randlichen Zonen aber, die heute in den Zentralalpen in den tektonisch tieferen Einheiten vorliegen, fehlt der Triasvulkanismus, so daß dieses süd-nordalpine Faziesmerkmal über den tektonisch tiefer liegenden mesozoischen Untergrund hinweg nur in den Schollen mit nordalpiner Fazies vom Süden zu den Nördlichen Kalkalpen hinüberleitet.

Die Selbständigkeit der südalpinen Fazies

Vielfältig und stark individualisiert wie nur manche Abschnitte in der nordalpinen Faziesregion tritt uns die Mesozoikums-Entwicklung in den Südalpen entgegen. Kleinräumige Faziesverzahnung, Vulkanitreichum zwischen Riffen in der Mitteltrias, individuelle Schichtfolgen in den verschiedenen Teilabschnitten kennzeichnen die durch ihren Fossilreichtum berühmten Serien. Obgleich ursprünglich der nordalpine Faziesraum im N benachbart lag, ist doch eine klare Selbständigkeit der südalpinen Fazies gegeben. In den Arbeiten westalpiner Geologen wird häufig nord- und südalpiner Faziesraum als Einheit behandelt, manche Geologen dachten unter Betonung der Gemeinsamkeiten wenig Trennendes zu finden. So sehr auch bei einem Vergleich mit zentralalpiner Trias die Gemeinsamkeiten zwischen nord- und südalpiner Fazies hervortreten, die Unterschiede sind doch klar: Typisch südalpine Merkmale sind etwa — um nur einige markante Beispiele zu nennen — die mächtige Bellerophonkalk- und -dolomitfazies im Oberperm, die charakteristischen Oolithhorizonte in den Werfener Schichten, die roten Anisbasiskonglomerate (Richthofenkonglomerat), die eigenartige sandig-schieferige, auch Flysch mit gradiertem Schichtung in Mächtigkeiten von vielen Zehnermetern führende Anisfazies der Prager Dolomiten, die mächtigen Vulkanitserien im Mittel- und Oberladin (Wengener und Cassianer Schichten) und deren prächtige Verzahnung mit den Riffen, der ladinische Hallstätterkalk (Clapsavonkalk), die karnischen Schlernplateauschichten, die Verzahnung von karnischen Mergelserien und Dolomitriffen nach dem Beispiel Raibl usw.

All diese teils lokalen, teils weithin verfolgbareren Sonderheiten, schließlich aber die gesamte Detailgliederung, besonders der Unter- und Mitteltrias, zeigen in den Südalpen eine klare selbständige Faziesgroßprovinz. An der Nord-Südalpen-Grenze, der „Narbenzone“, mag durch die Verschluckung eines Teiles des Sockels der Faziesgegensatz zwischen N und S noch verstärkt worden sein.

Allgemeine Bemerkungen

Nach Überblick über die Faziesgroßräume und deren genetische Beziehung sei abschließend noch hervorgehoben: Neben großräumigen Fazieszonen mit überraschend weitreichender Konstanz in der Ausbildung bestimmter Schichtglieder und Schichtfolgen, wie wir sie z. B. besonders im zentralalpinen Bereich finden, gibt es namentlich im nord- und südalpinen Faziesraum auch kleinräumige Faziesverzahnung und raschen Faziesübergang quer und längs zum Streichen der Zonen. Beide Erscheinungen sind gegeben: Enorm weit durchlaufende Fazieszonen (vgl. Briançonnais im ganzen Alpen-Westkarpatenbogen) und kleinräumige Verzahnung. Beide Erscheinungen müssen gebührend beachtet werden.

Ein weiterer Gesichtspunkt, jener der zeitlichen Verlagerung der Fazieszonen, tritt in den Ostalpen weniger stark als in den Westalpen hervor, verdient aber auch Erwähnung. So kann z. B. Unter- und Mitteltrias in gleichartiger Ausbildung weit durchziehen, die Obertrias aber einmal in Hauptdolomitfazies (Beispiel: Unterostalpin Radstädter Tauern), ein anderes Mal durch seitlichen Einfluß in Keuperfazies vorliegen (Beispiel: Unterostalpin Semmering). Jungsedimentablagerungen, schon durch die ersten kräftigen orogenetischen Umstellungen beeinflusst, decken sich nicht mit dem alten Untergrund, wie z. B. die Flyschzone, die vom Valaistrog im W zum Helvetikum-Nordstreifen im E hinauszieht. In

der überwiegenden Zahl der Fälle aber herrscht eine überraschende Konstanz des Verhaltens der Zonen über lange Zeiträume hin, so daß einheitliche Faziesräume entstehen konnten: Im kleinen sieht man diese Tendenz in der Nachwirkung der kalkalpinen Triasriffstöcke auf die Lias-Dogger-Sedimentation, im großen in den Schwellen und Trogzonen bestimmter Individualität (Briançonnais, Piemontais usw.).

Ferner verdient der seitliche Fazieseinfluß in den großen Geosynklinalzonen besondere Beachtung. In den Ostalpen ist er deshalb so stark, weil lange Zeit hindurch, vorgelagerte Böhmisches Masse, Vindelizischer Rücken und Briançonnais-Schwelle (Ultrapienidischer Rücken, Hochstegenschwelle) einen direkten N—S-Faziesausaustausch zwischen außeralpinen und inneren Zonen im zentralen Abschnitt unterbunden haben. Um so deutlicher macht sich daher die Beeinflussung in den inneren Zonen aus deren faziell abgeänderter Fortsetzung in den Westkarpaten (tiefes Hineinreichen der Keuperfazies ins Unterostalpin, des Lunzer Sandsteines in den Kalkvorlpen, des Wettersteinkalkes in den Kalkhochalpen von E her) und von W her der zentralalpine Fazieseinfluß bis in die nordalpine Fazies (vgl. nordalpine Faziesregel) bemerkbar.

In jüngerer Zeit schreitet mit der näheren Erforschung der Stratigraphie des Mesozoikums der Zentralalpen auch die fazielle Kenntnis dieser für die Gesamtvorstellung des Ostalpen-Ablagerungsraumes so wesentlichen Zonen rasch fort. Im Vorjahr konnten die ersten detaillierten säulenprofilmäßig veranschaulichten Zusammenstellungen aller wesentlichen Vorkommen dieses zentralalpiner Raumes gegeben werden. Man hat gelernt, durch den Schleier der Metamorphose hindurchzublicken und gefunden, daß der Großteil der metamorphen mesozoischen Serien noch sehr klar den einstigen Charakter mit vielen ursprünglichen Merkmalen erkennen läßt. Viele als tektonisch gedeuteten Brekzien haben bei näherem Zusehen ihre sedimentäre Natur erkennen lassen. Die Methode der Seriengliederung aber hat sich gerade in den primär fossilarmen Serien bestimmter Zonen der Zentralalpen als außerordentlich wertvoll erwiesen und uns die Grundlagen geschaffen, Zusammenhänge neu erkennen zu können.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Beschreibung des Seefeld-, Mieminger- und südlichen Wettersteingebirges. — Jb. Geol. R.-A., 55, 451—562, Wien 1905.
- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geologie des obersten Lehtales. — Jb. Geol. B.-A., 80, 103—146, Wien 1930.
- AMPFERER, O.: Erläuterung zu den geologischen Karten der Lehtaler Alpen. — 122 S., Geol. B.-A., Wien 1932.
- AMPFERER, O., & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. R.-A., 48, 1898, 289—374, Wien 1899.
- ANDRUSOV, D.: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, 1958, 1—18, Wien 1960.
- BARBIER, R., u. a.: Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes Occidentales entre Savoie et Méditerranée. — Livre mém. P. Fallot, tome II, 331 bis 377, Paris 1963.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Der Leckenschoberkamm in der Flattnitz. S. 313—321 in: Exkursion III/5. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 291—330, Wien 1964.
- BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Jb. Geol. B.-A., 103, 1—36, Wien 1960.
- BITTNER, A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. — Verh. Geol. R.-A., 1884, 99—114, Wien 1884.
- BITTNER, A.: Aus dem Schwarza- und dem Hallbachtale. Ebenda, 1893, 320—338, Wien 1893.

- BOESCH, H.: Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpaßhöhe und Val Laschadura. — Diss. Univ. Zürich, 110 S., Zürich 1937.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30—31, 1937—1938, S. 37—150, Wien 1939.
- BRIX, F., & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs usf. I. — Erdöl-Z., 80, 57—76, Wien-Hamburg 1964.
- CLAR, E., & HORNINGER, G.: Übersichtsexkursion Baugeologie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 107—145, Wien 1964.
- CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. — Jb. Geol. B.-A., 87, 133—194, Wien 1937.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. Dtsch. Geol. Ges., 92, 271—310, Berlin 1940.
- CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. — Ber. Reichsstelle Bodenforsch. Wien, 1941, 89—94, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 159, 281—290, Wien 1950.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 2, 111 S., Wien 1951.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 4, 94 S., Wien 1952.
- CORNELIUS, H. P., & CLAR, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes. — 34 S., Geol. B.-A., Wien 1935.
- CORNELIUS, H. P., & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes, 1. Tl. — Abh. Zweigst. Wien Reichsstelle Bodenforsch., 25, 1—305, Wien 1939.
- DEBELMAS, J., & GIDON, M.: Les coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone Briançonnaise. — Bull. Soc. Géol. France, 6 sér., t. 8, 641—650, Paris 1958.
- DEBELMAS, J., & LEMOINE, M.: État actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du trias dans le Briançonnais s. str. — Colloque Trias France, 232—242, Montpellier 1961.
- DEBELMAS, J., & LEMOINE, M.: La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. — L'informat. scientif., 1, 1—33, Paris 1964.
- EUXTER, H.: Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten. — Ecl. geol. Helv., 52, 555 bis 562, Basel 1959.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — 168 S., Wien, Geol. B.-A., 1957.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323—472, Wien 1958.
- FRECH, F.: Die Trias der Centralalpen und der Lombardei. S. 391—416 in: G. ARTHABER: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica, II. Tl., 3. Abt., Stuttgart 1906.
- GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Mürztalher Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. — Jb. Geol. R.-A., 39, 497—784, Wien 1889.
- GIDON, M.: La zone Briançonnaise en Haute Ubaye (Basse-Alpes) et son prolongement au sud-est. — Mém. Carte géol. France, 1962, 271 S., Paris 1962.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stokkerau. — 52 S., Wien, Geol. B.-A., 1962.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 952 S., Gotha, J. Perthes, 1861.
- GÜMBEL, C. W.: Geologische Bemerkungen über die warme Quelle des Brennerbades und ihrer Umgebung. — Sitzber. bayr. Akad. Wiss., m.-phys. Cl., 22, 1892, 139—187, München 1893.
- HAUSER, L.: Ein Diabasvorkommen im Gutensteinerkalk bei Mariazell. — Zbl. Min. etc., 1942, Abt. A, 151—160, Stuttgart 1942.
- HERITSCH, F.: Die Grundlagen der alpinen Tektonik. 259 S., Berlin, Borntraeger, 1923.
- HERITSCH, F.: Die Deckentheorie in den Alpen. — Fortschr. Geol. Pal., 6, H. 17, 75—210, Berlin 1927.
- HESS, W.: Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten usf. — Ecl. geol. Helv., 46, 39—142, Basel 1953.
- HESS, W.: Über den Jaggl am Reschenpaß, Südtirol, und seine Deutung. — Ebenda, 55, 407 bis 417, Basel 1962.
- HOLZER, H.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietelsbachtal. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 1, H. 3, 1—30, Wien 1949.
- HOTTINGER, A.: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. — Ecl. geol. Helv., 24, 167—190, Basel 1931.

- HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. — Ebenda, 28, 249—368, Zürich 1935.
- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B.-A., 1959, 44—92, Wien 1959.
- JANOSCHEK, R.: Oil exploration in the Molasse Basin of western Austria. — Proc. fifth World Petrol. Congr., Sec. 1, pap. 47, 849—864, New York 1959.
- JANOSCHEK, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdöl-Z., 77, 161—175, Wien 1961.
- JENNY, H.: Die alpine Faltung. 176 S., Berlin, Borntraeger, 1924.
- KARAGOUNIS, K.: Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpaß, Spöital und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark (Graubünden). — Ergebn. wiss. Unters. schweizer. Nationalpark, N. F., 7, 375—452, Liestal 1962.
- KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, 368—481, Wien 1912.
- KOBER, L.: Mesozoische Breccien in der Schieferhülle der Sonnblickgruppe. — Zbl. Min. etc., Abt. B, 1928, 607—608, Stuttgart 1928.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl., 379 S., Wien, Deuticke, 1955.
- KOCKEL, W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 1922, 63—168, Wien 1923.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — 1. Teil 552 S., 2. Teil 489 S., Berlin, Akademie-Verlag, 1951.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 171, 7—39, Wien 1962.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 1963, 539—589, Wien 1964.
- KÜBLER, H., & MÜLLER, W.-E.: Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pflerschtal (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 105, 173—242, Wien 1962.
- LEMOINE, M.: Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone Piémontaise. — Bull. Carte géol. France, No. 241, tome 52, 1954, 273—282, Paris 1955.
- LEMOINE, M.: Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye. — Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 37, 97—119, Grenoble 1961.
- LEMOINE, M.: La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales. — Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 4, 163—180, Paris 1961 a.
- MILLER, H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Z. dtsh. geol. Ges., 113, 1961, 409—425, Hannover 1962.
- MILLER, H.: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 118, 291—320, Stuttgart 1963.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarl-Tales (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1963, 132—135, Wien 1963.
- MUTSCHLECHNER, G.: Die Massengesteine der Nordtiroler und Vorarlberger Kalkalpen. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 3. Folge, 4, 386—395, Wien 1954.
- PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Z. dtsh. geol. Ges., 110, 1958, 205—215, Hannover 1959.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. — Jb. Geol. R.-A., 55, 327 bis 348, Wien 1905.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. — Z. Dtsch.-Öst. Alpenver., 1888, 5—74, München 1888.
- RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 227—236, Wien 1960.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau-stud. Wien, 13, 1962, 41—120, Wien 1963.
- SCHMIDEGG, O.: Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. — Jb. Geol. B.-A., 94, 2. Teil, 159—205, Wien 1951.
- SCHMIDEGG, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 1955, 271—295, Wien 1956.
- SPENGLER, E.: Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. — Jb. Geol. B.-A., 81, 487—531, Wien 1931.
- SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Schneeberg-St. Ägyd. 108 S., Wien, Geol. B.-A., 1931 a.

- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil. — Jb. Geol. B.-A., 102, 193—312, Wien 1959.
- SPENGLER, E.: Les zones de faciès du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. — Livre mém. P. Fallot, tome 2, 465—475, Paris 1963.
- SPENGLER, E., & STINY, J.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. 100 S., Wien, Geol. B.-A., 1926.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. — Jb. Geol. B.-A., 99, 75—199, Wien 1956.
- STREHL, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 70, 28—35, Klagenfurt 1960.
- STREIFF, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. — Ecl. géol. Helv., 55, 77—134, Basel 1962.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. Géol. France, sér. 4, tome 3, 711—766, Paris 1903.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, 325—354, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanngruppe. — Jb. Geol. B.-A., 101, 79—115, Wien 1958 a.
- TOLLMANN, A.: Das Stangalm-Mesozoikum. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, 57 bis 73, Wien 1958 b.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. — Ebenda, 10, 1—62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., 50, 506—514, Stuttgart 1961.
- TOLLMANN, A.: Vom Bau der Alpen. — Universum, 16, 439—445, Wien 1961 a.
- TOLLMANN, A.: Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. In: Lexique stratigraphique internat., vol. I, Europe, fasc. 8, Österreich. Paris, Centre nat. rech. sci., 1962.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. — Geol. Rdsch., 52, 226—237, Stuttgart 1962 a.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S., Wien, Deuticke, 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — Erdöl-Z., 79, 41—52, Wien-Hamburg 1963 a.
- TOLLMANN, A.: Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones Helvétiques, Penniques et Austro-alpines des Alpes orientales. Livre mém. P. Fallot, tome 2, 477—490, Paris 1963 b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmebericht 1962. — Verh. Geol. B.-A., 1963, A 60—63, Wien 1963 c.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rdsch., 53, 151—168, Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Stellung und Alter des „Hasegebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 1964, 270—299, Stuttgart 1964 a.
- TOLLMANN, A.: Exkursion Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 49—56, Wien 1964 b.
- TOLLMANN, A.: Exkursion Semmering-Grauwackenzone. — Ebenda, 57, H. 1, 193—203, Wien 1964 c.
- TRAUTH, F.: Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 71, 92—99, Wien 1934.
- TRÜMPY, R.: Quelques problèmes de paléogéographie alpine. — Bull. Soc. Géol. France, 6 sér., tome 7, 443—461, Paris 1957.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — Bull. geol. soc. America, 71, 843—908, New York 1960.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 462—491, Wien 1909.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — Geol. Bavar., 17, 56—88, München 1953.
- ZAPFE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 1963, 361—399, Wien 1964.