

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
58. Band, 1965

S. 103 – 207

**Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland
als Beispiel alpiner Deckentektonik**

Von Alexander Tollmann*)

Mit 4 Tafeln

Erich Spengler in Hochachtung gedenkend gewidmet

Inhalt:

	Seite
Zusammenfassung	104
Vorwort	105
Schichtbestand	106
A) Tabellarischer Überblick	107
B) Oberperm	108
C) Untertrias	111
D) Mitteltrias	113
E) Obertrias	128
F) Jura-Neokom	138
Fazies	139
A) Faziesräume	139
1. Frankenfesler Fazies	139
2. Lunzer Fazies	139
3. Nordtiroler Fazies	140
4. Dachsteinkalk-Fazies	140
5. Rohrer Fazies	140
B) Faziesübergänge	141
C) Fazieskonstanz	143
1. Fleckenmergelfazies	145
2. Hierlatzkalkfazies	146
3. Klauskalkfazies	147
4. Hierlatz-Klauskalk-Kombination	147
5. Radiolaritfazies	148
6. Überblick	148
Regionale Tektonik	149
A) Überblick über die tektonischen Einheiten der Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Traisen	149
1. Cenoman-Randschuppe	149
2. Frankenfesler Decke	149
3. Pielachschuppe	152
4. Lunzer Decke	153
5. Sulzbachdecke	154
6. Reisalpendecke	156
7. Ötscherdecke	159
8. Göllerdecke	160
B) Die Nomenklatur der voralpinen Decken	160

*) Anschrift des Verfasser: Univ.-Dozent Dr. Alexander Tollmann, Geologisches Institut der Universität, Wien I, Universitätsstraße 7.

C) Regionale tektonische Analyse	164
1. Das Westende der Reisalpendecke	164
2. Die Stellung des Fensters von Urmannsau	168
3. Das Schollenland südlich von Puchenstuben	169
4. Die „Trübenbach-Antiklinale“	172
5. Das Annaberger Fenster	174
6. Das Schmelzfenster	175
Deckentektonische Strukturen allgemeiner Art an Hand von Beispielen aus dem Ötschervorland	179
A) Abscherungsdecken	179
1. Die Entwicklung einer Decke	180
2. Die Stirn der Decken: Stirnplatte, Stirnschuppe, Stirneinrollung, Steilschichtung	182
3. Fenster und Klippen	184
a) Fenster: einfache Fenster, Doppelfenster, Doppel-Halbfenster, Scherenfenster, Schürflingsfenster, Halbfenster, Fensterkanal	184
b) Deckschollen(klippen): Deckschollenklippen, Halbklippen, par- autochthone Deckschollen	186
4. Schrägzuschnitt der Decken und Verkeilung	188
5. Internstruktur der Decken: Deckfalten, Schuppen, Falten	190
6. Deckenhinterrand-Strukturen: Aufkrempen, Amputation, Halb- antiklinalen	191
B) Verkehrte Decken	194
C) Faltensysteme	196
1. Querfaltung, Faltengitter und doppelte Überkipfung	196
2. Verfaltung von Deckenpaketen (Deckenmulden und Deckensättel)	200
D) Faziestektonik	200
Literatur	202

Zusammenfassung

Zum Zweck der Klärung der großtektonischen Verhältnisse der Kalkvoralpen im Ötscherland, Niederösterreich, wird die Geologie des neu untersuchten und z. T. neu kartierten Abschnittes im Ötscherland dargestellt. Darauf und auf den bisher bekannten Daten basierend, wird anschließend ein auch kartenmäßig illustrierter Überblick über die Tektonik der Kalkvoralpen zwischen Traisen und Ybbs gegeben und diese Übersicht in den Gesamtrahmen der östlichen Kalkalpen eingebaut.

Neben neuen Beobachtungen regionalgeologischer Art ergaben sich folgende Feststellungen allgemeiner Natur:

1. In stratigraphischer Hinsicht konnte eine Verfeinerung der Gliederung der Mitteltrias erzielt werden, wobei bisher noch nicht in ihrer Individualität erfaßte, aber weit verbreitete Schichtgruppen unter den Bezeichnungen Annaberger Dolomit, Annaberger Kalk, Further Kalk, Raminger Kalk, ferner Puchenstubener Kalk (Rhät) abgegliedert wurden.

2. Betreffs der Fazies wurden neben der räumlichen faziellen Gliederung der Trias die im Streichen lang anhaltenden Jura-Fazieszonen näher erfaßt und nach ihren Leitgesteinen gruppiert.

3. Als regionaltektonischer Überblick wird eine diagnoseartige Charakteristik der voralpinen Decken mit ihren spezifischen Internstrukturen

gegeben. Die bisher noch unbekannt gebliebene Fortsetzung der Frankenfesler Decke im Raum zwischen Hainfeld und Alland wird klargestellt, ihre Internstruktur im Abschnitt W der Traisen erstmalig zusammenhängend kartenmäßig wiedergegeben. Zwischen Frankenfesler und Lunzer Decke wird als neue Einheit die Pielachschuppe mit verkehrter Serie ausgegliedert. Die Sulzbachdecke, die im Annaberger Fenster gegen Osten abtaucht, wird im Inhalt des Schwechatfensters bei Wien wiedererkannt. Nach der tektonischen Neugliederung ergibt sich als voralpine Deckenschuppen-Abfolge von N nach S: Cenoman-Randschuppe, Frankenfesler Decke, Pielachschuppe, Lunzer Decke, Sulzbachdecke, Reisalpendecke, Ötscherdecke und Göllerdecke.

Unter den tektonisch neu aufgefundenen Strukturen lokaler Art seien hervorgehoben: Nattersbach- und Pielachursprung-Halbfenster, Kobichl-Fensterkanal, Nördliches und Südliches Teufelskirchenfenster, Arzriedel- und Kollerfenster, Ötscher-Stirnschuppe, Gaisenberg-Halbklippe. Nicht unwesentlich ist die Klärung der verkehrten Position des bisher als normal gelagert gedachten Inhaltes des Schmelzfensters, in welchem demnach noch die somit zehn Kilometer breite verkehrte Serie der Sulzbachdecke an die Oberfläche kommt.

4. In einem speziellen Kapitel werden die allgemein-tektonisch interessanten Bauformen, die in diesem Raum überreich erschlossen sind, dargestellt. Auf Grund der vorliegenden Beispiele wird eine Reihe von neuen alpin-tektonischen Begriffen erarbeitet bzw. eine klarere definitivische Erfassung mancher bereits vorhandener Begriffe vorgenommen (z. B. Stirnplatte, Fensterkanal, Halbklippe, parautochthone Deckscholle, Aufkrepung, Amputation). Für das Phänomen der Stirneinrollung, der Steilschichtung werden ebenso wie für bestimmte Deckenhinterrandstrukturen, verkehrte Decken und Faltengitter die Ursachen namhaft gemacht. Ebenso wird der Grund für das bedeutende Ausmaß der vorgosauischen Querfaltung ermittelt und die Ursache für die Entstehung des eigenartigen Faltengitters aus vorgosauischen Längsfalten und nachgosauisch schräg dazu verlaufender Hauptfaltung klargelegt. Unter dem Begriff „Faziestektonik“ werden die durch die fazielle Eigenart des Substrates entscheidend mitbedingten Bauformen besprochen, wobei als Großbauformen „Faziesdecken“, „Teilfaziesdecken“ und „Vielfaziesdecken“ unterschieden werden.

Vorwort

Im Mittelabschnitt der östlichen Kalkvoralpen war im Ötscherland trotz lange geführter Diskussionen in der Literatur nach eigenen Gelände-

beobachtungen eine reiche Fülle von alpin-tektonischen Problemen ungelöst geblieben. Durch das Fehlen einer neuen Untersuchung war die endgültige Klärung der großtektonischen Verhältnisse der östlichen Kalkvorpalen zufolge der in diesem Raum bestehenden Unsicherheiten behindert gewesen. Die Kenntnislücke über diesem Abschnitt, bedingt durch die aus dem Jahre 1908 stammende und sehr unzuverlässige Karte von A. BITTNER, verhinderte die Klarstellung der Beziehungen zwischen dem im Detail kartierten Abschnitt im Osten (Karte E. SPENGLER 1931) und Westen (Karten A. RUTNER 1949 a, 1963).

Durch die Neukartierung des Kernstückes der noch unzureichend bekannten Zone im Raum Puchenstuben—Gösing—Reith, der unmittelbar an das von E. SPENGLER kartierte Gebiet gegen W anschließt bzw. randlich übergreift und durch Revisionsbegehungen in dem benachbarten Raum wird nun diese Lücke überbrückt. Da in dem zur Verfügung stehenden Zeitraum keine Detailkartierung des gesamten noch nicht neu aufgenommenen Voralpen-Teilstückes möglich war, werden sicherlich noch manche weitere Beobachtungen künftiger Bearbeiter im noch nicht kartierten Raum das hier entworfene Bild vervollständigen und abrunden. Aber es gelang trotzdem bereits jetzt, alle noch wesentlichen Probleme dieses Raumes einer oft durch mehrere Methoden unterbauten Lösung zuzuführen.

Die im Text angeführten Kotenbezeichnungen beziehen sich auf folgende, derzeit zur Verfügung stehende topographische Grundlagen „Österreichische Karte 1:25.000“, Blatt 72 (Mariazell)/1—4; „Österr. Karte 1:50.000“, Blatt 71 (Ybbsitz); „Alte österr. Landesaufnahme 1:25.000“ Blatt 4855/1.

Für die Durchführung der Geländearbeit und zur Ausarbeitung der Untersuchung stand mir der 1964 zuerkannte Förderungspreis der Stadt Wien zur Verfügung. Für diese wesentliche Förderung meines Vorhabens sei dem Kulturred der Stadt Wien mein wärmster Dank ausgesprochen.

Schichtbestand

Die permomesozoische Schichtfolge der Frankenfesler Decke, Lunzer Decke, Sulzbachdecke und Reisalpendecke sowie jene der Ötscherdecke zeigt fazielle Besonderheiten. Hinzu tritt Fazieswechsel auch innerhalb der gleichen tektonischen Einheit, besonders klar z. B. innerhalb der Reisalpendecke. Dieses Thema wäre eine regional ausgreifende Studie wert. Hier soll nur der Schichtbestand der näher untersuchten Sulzbach- und Reisalpendecke erörtert werden mit kurzen Ausblicken auf die Nachbarräume und mit einer nur in großen Zügen informierenden Übersicht über die Faziesräume in einem eigenen Kapitel.

A) Tabellarischer Überblick

Zum Überblick der im untersuchten Raum angetroffenen Schichtglieder wird eine tabellarische Zusammenstellung der Triasfolge gegeben, im allgemeinen vom Liegenden gegen das Hangende fortschreitend — abgesehen von bestimmten, faziell unterschiedenen, aber gleichaltrigen Mitteltriasgliedern. Hinzugefügt wird je eine charakteristische Lokalität mit typischer bzw. mächtiger Ausbildung des erwähnten Schichtgliedes.

Oberperm:

- Gipsreiches Haselgebirge (Trübenbach—S)
- Diabas (Schmelzfenster-Ostrahmen)

Skyth:

- Buntsandsteinkonglomerat (Ebenbauernspitz—SW)
- Wurfener Quarzit (Koller—N)
- Wurfener Schiefer (Joachimsberg)
- Wurfener Kalk (Kl. Lassingbach W Schmelzfenster)
- Rauhackenserie (Spitzbubenreith S Wienerbruck)

Anis-Ladin:

- Saalfeldener Rauhacke (Teufelskirche)
- Gutensteiner Basisschichten (W Annaberg)
- Gutensteiner Dolomit (Annaberg—N)
- Gutensteiner Kalk (W Annaberg)
- Wurstelkalk (N Trübenbach)
- Further Kalk (Sägemühle)
- Annaberger Kalk (N Spindelhof/Lassingrotte)
- Annaberger Dolomit (Schießwand)
- Reiflinger Kalk (Vordere Tormauer—E)
- Partnachschiefer (Ortner NE Nestelberg)
- Raminger Kalk (Steinbruch Erl N Reichraming)
- Göstlinger Kalk (Längauer E Göstling)
- Steinalmkalk (Schwarzenberg bei Türritz)
- Wettersteinkalk (Brandmauer)
- Wettersteindolomit (Weinberg SSW Annaberg)

Karn:

- Aonschiefer (Längauer E Göstling)
- Reingrabener Schiefer (S Annakreuz bei Reith)
- Lunzer Liegendsandstein (Raum Lunz)
- Lunzer Kohlenschiefer (Raum Lunz)
- Lunzer Hangendsandstein (Raum Lunz)

Carditaschichten (Lehnenstollen SW Gaming)
Opponitzer Liegendrauhwacke (Raum Lunz)
Gipsführender Opponitzer Liegenddolomit (Ottoreith bei Mühlfeld)
Opponitzer Mergelschiefer (Lunzberg)
Opponitzer Kalk (Lunzberg)
Opponitzer Hangenddolomit (Fenstergraben)
Opponitzer Hangendrauhwacke (Schwarzenbachschuppe)

N o r :

Hauptdolomit (S Puchenstuben)
Plattenkalk (Riesberg im Nattersbachtal)
Dachsteinkalk (Ötscher)

R h ä t :

Kössener Schichten (Riesberg)
Puchenstubener Kalk (Riesberg)
Oberrhätkalk (Riesberg)

B) O b e r p e r m

1. H a s e l g e b i r g e

Im Gesamtraum der östlichen Kalkalpen, von den voralpinen bis zu den höchsten hochalpinen Decken liegt — mit Ausnahme des Tirolikum-Südrandes — das Oberperm in Form von Haselgebirge mit Salz- und Gips-einlagerungen vor. Daß als Alter dieser lokal gelegentlich sehr stark angeschoppten Serie in erster Linie Oberperm und nicht Skyth oder Permoskyth, wie früher angenommen worden war, in Frage kommt, habe ich 1964 b, S. 275 f. ausführlich begründet, worauf hier zu verweisen ist. Die Stellung dieses Haselgebirgstroges in der permischen Zonengliederung der Ostalpen wurde dort und 1965, S. 380 ausgeführt. Da durch den tektonischen basalen Schrägzuschnitt des Vorderteiles der Kalkalpenmasse die tieferen Horizonte der Kalkalpen-Nordrandzonen fehlen, tritt in der gesamten Frankenfesler Decke und an der Stirn der Lunzer Decke nirgends Perm oder Skyth auf. Sogar noch in dem südlicher gelegenen Teil der Lunzer Decke im Rahmen des Fensters von Urmannsau fehlt dieses Niveau. Nur F. TRAUTH (1948 b, S. 67) hat nach E. KITTL und F. BLASCHKE grünlichen, rötlichen und grauen haselgebirgsartigen Ton mit Gipseinlagerungen von den Sulzgraben-Deckschollen, die der Stirn der Lunzer Decke entstammen sollen, beschrieben.

Mächtiges Haselgebirge mit Gips hingegen ist von der Sulzbachdecke an bis zu den höheren kalkalpinen Decken vielerorts vorhanden: z. B. in unserem Raum in der Antiklinale S Göstling in der Sulzbachdecke, im Rahmen des Annaberger Fensters und im Kern der Nestelberg-Halbanti-

klinale in der Reisalpendecke und in der Ötscher-Stirnschuppe S Trübenbach, die ja die ehemalige Basis der Ötscherdecke darstellt. Eine gute Zusammenstellung der Haselgebirgsgipse in den niederösterreichischen Kalkalpen gab bereits J. ČZJZEK 1851, S. 27 f. Mächtiges gipsreiches Haselgebirge und auch die Salzföhrung sind kein ausschließliches Merkmal der Hallstätter Zone, wenn auch dort diesen Schichtgliedern besondere Bedeutung zukommt. Auch in den voralpinen Decken ist Steinsalzföhrung im Haselgebirge nachgewiesen, so etwa in der Reisalpendecke bei Salzerbad im „Halltal“ (Name!) NE Kleinzell, wo einst ein — heute übrigens wiedereröffnertes — Solbad existierte (J. ČZJZEK 1851, S. 29; E. SPENGLER 1931, S. 17). In der Göllerdecke zwischen Heiligenkreuz und Alland fand E. CLAR Pseudomorphosen nach Tonwürfelsalz im Haselgebirgston (Handstück Sammlung Geolog. Inst. Univ. Wien).

Die wichtigsten neuen Beobachtungen über das Auftreten und die Ausbildung des Haselgebirges im Bereich des Ötschervorlandes seien im folgenden angeführt. Das mächtigste und ausgedehnteste Vorkommen von gipsreichem Haselgebirge liegt in der Ötscher-Stirnschuppe im Raum S Trübenbach vor. Da es weithin von mächtigem Schutt von dem aus brüchigem Hauptdolomit bestehenden Hauptkamm Grieswand-Einstandsmauer verdeckt ist, ist es häufig an der Oberfläche nur durch die tiefen Gipsingen zu erkennen. Nur im tief eingeschnittenen Sulzgraben (Taf. 1) wird Haselgebirge in bedeutender Mächtigkeit angeschnitten: Es unterlagert hier — ebenso wie in der östlichen Fortsetzung (Arzriedel, Koller-Nordseite usf.) eindeutig die Werfener Schichten, wenn es auch lokal mit diesen verschuppt sein kann. Durch die Unterlagerung und durch die enge Verbindung mit den unter die Einstandsmauer gegen S einfallenden Werfener Schichten ist die Zugehörigkeit zur Ötscherdecke klargestellt. Das Haselgebirge des Sulzgraben-Profiles besteht in seinem obersten, mit den Werfener Schiefem verschuppten Teil aus schwarzem Ton mit dünnen Gipslagen und Haselgebirgsbrekzien-Einschaltungen. Im tieferen Abschnitt besteht die saiger stehende Schichtmasse aus reinem, weißem, kristallinem, 200 m Mächtigkeit überschreitendem Gips, im N und S von Haselgebirgston begleitet. Im weiteren Verlauf der Haselgebirgsmasse an der Stirn der Ötscherdecke (Taf. 1) sind Gipszüge an der Straße S Roth, in der Koller-Höhle, SE Erlafboden, in einem Steinbruch S Kote 715 E Erlafboden, an und oberhalb der Straße E Rußwurm eingeschaltet. Das Gelände (W und SW Reith ist von Gipsingen übersät. Bei Joachimsberg bestand im vorigen Jahrhundert nach P. PARTSCH eine Gipsgrube (J. ČZJZEK 1851, S. 29). Weiter im Osten gibt sich Haselgebirge am Stirnrand der Ötscherdecke W vom Schmelzfenster, u. zw. im Wiesengelände zwischen Kote 878 und 944 NW Moserkogel durch Gipsingen zu erkennen.

Die „eigenartige Schwierigkeit der Werfener Schieferantiklinale von Trübenbach“ (E. SPENGLER 1928 a, S. 135) liegt darin, daß hier die Südflanke der Reisalpendecke in der Nestelberg-Halbantiklinale abgequetscht und aufgerissen vor der Ötscherdecke lagert und so das Haselgebirge der Reisalpendecke mit dem der Ötscherdeckenbasis verschmilzt. Weiter im Osten, wo die vorgelagerten Decken unter die Ötscherdecke eintauchen, ist die Zugehörigkeit des Haselgebirges zu dieser ganz klar, so z. B. ab oberem Angerbachtal — wie bereits E. SPENGLER betont hat. Die Hauptmasse des Haselgebirges W des Teufelsriedels gehört nach den oben besprochenen Verbandverhältnissen ebenfalls noch zur Ötscherdecke (Stirnschuppe), aber bei der Bärenlacke und W davon erscheint daneben das nordfallende, zur Reisalpendecke gehörige Haselgebirge. E. SPENGLER (l. c.) vermutete bereits richtig, daß hier die Ötscherdecke auf eine bis auf die Werfener Schichten (recte: Haselgebirge) geöffnete Antiklinale der davorliegenden Decke aufgeschoben sei.

Daß diese davorliegende Reisalpendecke auch in diesem Abschnitt tatsächlich ihr eigenes gipsführendes Haselgebirge besitzt, wird durch die im südlichen Teufelskirchenfenster erschlossenen Basalschichten der Reisalpendecke über der Sulzbachdecke erwiesen (Taf. 1), wo der stark verfaltete Gips an der neuen Vd. Tormäuer-Straße gerade frisch angeschnitten wurde. (Aufschluß bereits im letzten Jahr wesentlich verschlechtert).

Weite Verbreitung und lokale Mächtigkeit erreicht das seit alters bekannte, gipsreiche Haselgebirge an der Basis des Westabschnittes der Reisalpendecke (ehem. „Annaberger Decke“) im Raum Annaberg. Es ist auf Kosten der Werfener Schichten noch weit ausgedehnter, als auf der Karte von E. SPENGLER 1931 dargestellt. Im zusammenhängenden Teil der Reisalpendecke erscheint als westlichstes Vorkommen Haselgebirge in der Niederung des Lassingbaches SE vom Lassinghof „im Moos“, wo 300 m SE des Hofes am linken Ufer des Baches Haselgebirge mit einer Gipsbank in 5 m Höhe angeschnitten wurde. Das ausgedehnteste Vorkommen im Westabschnitt der Reisalpendecke befindet sich aber im Westrahmen des Annaberger Fensters. Bereits von J. ČZJŽEK (1851, S. 29) wurde der noch jetzt frei liegende Gipsbruch N vom „Bergbauer“ NE unterhalb von Annaberg erwähnt, von E. SPENGLER (1928 a, S. 93, 101 und 1931, S. 17) dieses Vorkommen näher beschrieben. Weiße und rote kristalline Gipse und Fasergips sind noch aufgeschlossen. Dieser Gipszug setzt sich einerseits nach N bis an die Basis des Gruberkogels fort, wo eine Reihe tiefer Gipsschlotten den durch Schutt verdeckten Untergrund anzeigt, andererseits gegen S über die Tankstelle beim Bergbauer, deren

Fundament auf reinem Bändergips ruht, weiter nach SW, wo sich W der untersten Straßenkurve der Annaberger Kehren ein aufgelassener Stollen findet. Nahe N davon stehen im Bachbett die Gipse westfallend an. Im Graben 400 m vom Stollen gegen SW aufwärts ist wiederum im zusammenhängenden Haselgebirgsterrain reiner Gips in einer Felswand erschlossen, aus der eine starke Quelle austritt. Der Streifen von Haselgebirge läßt sich aber noch weit gegen W kontinuierlich verfolgen: Das gesamte Terrain S vom „Riegel“, von SPENGLER als Werfener Schiefer kartiert, besteht ausschließlich aus gipsreichem Haselgebirge, in tiefreichenden, offenen Gipspingen in großer Zahl erschlossen. Die Bergzerreißung, die im S anschließenden typischen Doppelkamm des Ginselbergzuges bis zum Hauptkamm vorgreift, geht auf diese mächtige, plastische Haselgebirgs-Unterlagerung zurück.

Im Mühlfelder Halbfenster wurde am Westrand, 300 m SW Kote 1009 durch Gipspingen markiertes Haselgebirge kartiert, am Schmelzfenster-Nordrand Haselgebirge an der Basis der Reisalpendecke am Waldrand 300 m NE Inner-Schmelz beim Stauweiher der Schiemacher-Turbine und E der Enge am Ostrand des Fensters N der Lassingtalstraße W Kote 888 unter dem bekannten Diabas angetroffen. Dieser Aufschluß ist nur kurzfristig bei der Straßenverbreiterung zugänglich gewesen.

2. Diabas

Die erwähnten Diabase und Diabasporphyrte an der NE-Ecke des Schmelzfensters bilden meines Erachtens ein normales Glied der oberpermischen Serie an der Basis der Reisalpendecke und brauchen nicht zu weitreichenden tektonischen Folgerungen im Sinne von E. SPENGLER (1959, S. 265) Veranlassung geben, der darin sogar Schürflinge der von ihm dadurch hier in der Tiefe vermuteten Grestener Decke (Pienidischen Klippendecke) sah. Die Diabase wurden bereits von O. AMPFERER (1919, S. 54), E. SPENGLER (1928 a, S. 104, darin Beitrag von H. P. CORNELIUS; und 1931, S. 11) beschrieben. Ihrer Stellung nach aber lassen sie sich am besten mit den Melaphyren und Diabasen vergleichen, die man vielerorts in Verbindung mit dem Haselgebirge antrifft, von der Hallstätter Zone des Salzkammergutes an (E. ZIRKL 1949; 1957) über das melaphyrführende Haselgebirge der Hallstätter Zone bei Pfenningbach E Puchberg am Schneeberg bis in die Fortsetzung der Kalkalpen in den Westkarpaten, wo erst jüngst das permische Alter der analogen, früher für Skyth gehaltenen Melaphyre erwiesen wurde.

C) Untertrias

1. Werfener Schichten

Hier sollen vor allem die Sondertypen des Skyth, die von den weithin

verbreiteten sandigen roten Werfener Schiefeln abstechen, hervorgehoben werden. Einerseits sind dies Quarzite, Quarzkonglomerate und Quarzsandsteine, die in den basalen Teilen der Werfener Schichten auftreten, andererseits Kalke und Mergelkalke, die lokal im Hangenden der Werfener Schiefer aufscheinen.

Das interessanteste, meines Erachtens in den östlichen Kalkvorpalen einzigartige Vorkommen von so groben Quarzkonglomeraten innerhalb der Quarzsandsteine und Quarzite an der Triasbasis wurde am Ostrand des Annaberger Fensters an der Basis der Bruckhofer Schuppe der Reisalpendecke gefunden. Die von E. SPENGLER dort bereits S der Ebenbauernspitze entdeckte Störung, an der Werfener Schichten emporgeschuppt werden, endet nicht SW des Gipfels, sondern zieht, durch Rauhwacken und Werfener Quarzit markiert, bis zum Rand des Annaberger Fensters durch. In Verbindung mit den Quarziten kommen hier Konglomerate vor, mit groben, faustgroßen Restschotter-Geröllen, die aus weißem und grauem Quarz bestehen. Nur sehr untergeordnet sind Phyllitschüppchen als Komponenten zu finden. Da das Oberperm in der Umgebung generell durch Haselgebirge vertreten ist, möchte ich diese groben Basisbildungen doch noch dem tiefsten Skyth zuordnen, ohne hierfür Beweise anführen zu können. Dann würde keine Altersgleichheit mit dem Prebichlkonglomerat vorliegen.

Sehr feinkörnige, rein weiße, gelblich verwitternde Sandsteine des Skyth lagern in namhafter Mächtigkeit über dem Haselgebirge ober der Bruckbauernalm oberhalb der Kollerhöhle (Ötscherdecke, Taf. 1). Gleiche Sandsteine trifft man in der gleichen Einheit (dort Ötscher-Stirnschuppe) innerhalb der schiefrig-sandigen Werfener Schichtfolge weiter im W unterhalb der Einstandsmäuer. Auch die hellen quarzitischen Sandsteine innerhalb der Werfener Schiefer im rechten Seitengraben des Kl. Lassingbaches am SW-Ende des Schmelzfensters gehören der Ötscherdecke an. Diese Quarzsandsteine sind, wie besonders ihre vielfache stratigraphische Wechsellagerung mit Werfener Schiefeln in der Rinne N der Einstandsmäuer zeigt, ein normales Glied dieser Serie an der Basis der Ötscherdecke und nicht „eine fremde und nur tektonisch eingeschobene Schichtgruppe“, wie O. AMPFERER (1930, S. 59) vom Abschnitt Wienerbruck behauptet hatte.

Werfener Kalke, bezeichnend für den hangendsten Teil des Skyth, stellen sich in Form von kristallinen, bräunlichen und violetten, unreinen Typen an der Straße 400 m W Kote 906 E Annaberg ein (Reisalpendecke). Glomospirellen sind im Schliff darin nicht selten. Der Ötscherdecke gehört der scheckig-blaugraue, kristalline Werfener Kalk an, der im rech-

ten Seitengraben des Kl. Lassingbaches am SW-Ende des Schmelzfensters ansteht.

In einer individuellen Art ist die Oberskythserie in der Ötscherdecke im Graben SE „Spitzbubenreit“ SE Kote 833 S Wienerbruck entwickelt. Der Normalausbildung der roten Werfener Schiefer des Graben-Osthanges steht die Serie des westlichen Grabenhanges gegenüber: Die dünn- und wechsellagernden, eisenvererzten, ockerbraunen, feinporösen Rauhwacken, mit Werfener Schieferbrocken durchsetzt, wechsellagern mit Tonschiefern und Dolomitschiefern, die auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung und dem Glimmerbesteg auf den Schichtflächen dem Oberskyth angehören werden („Rauhwackenserie“).

D) Mitteltrias

In der Mitteltrias stellen sich bedeutende Faziesgegensätze ein zwischen dem Raum mit Nordtiroler Entwicklung, der von W her über die Weyerer Bögen in langen schmalen Spornen ausläuft, der Lunzer Fazies, die den Hauptteil der Lunzer Decke, der Sulzbachdecke und den Westteil der Reisalpendecke einnimmt, ferner der im Ostteil der Ötscherdecke E vom Ötscher auftretenden Rohrer Fazies und der im Westteil dieser Decke entwickelten Dachsteinkalkfazies. Während diese Faziesgegensätze in einem eigenen Kapitel behandelt werden, soll hier ein Überblick über die Gesamtfolge der Mitteltrias-Schichtglieder gegeben werden.

1. Saalfeldener Rauhwacke

Diese kommt in allen Faziesbereichen als basales Glied der Mitteltrias vor, muß aber nicht durchgehend ausgebildet bzw. erhalten geblieben sein. Im untersuchten Abschnitt erscheint sie in der Sulzbachdecke N und W von Reith, in der Reisalpendecke an der Basis zahlreicher Deckschollen (Taf. 1), am NE-Rand des Annaberger Fensters im Rahmen NE vom Gstettenhof, ferner in markanter Art relativ mächtig im Rahmen der beiden Teufelskirchenfenster NW Trübenbach.

Eine schwarze, aus Gutensteiner Dolomit hervorgegangene und in diesen übergehende Rauhwacke findet man an der Basis der Ötscherdecke E des Schmelzfensters an der Lassingbachstraße SW und S vom Rauchriegel.

Die Rauhwacke ist aus Dolomit mit bestimmtem Gipsgehalt durch tektonische Beanspruchung hervorgegangen und geht auch stellenweise in Dolomit über. Sie ist dank des ursprünglichen Gipsgehaltes und der unter Druck daraus resultierenden inneren Zerbrechung gegen tektonische Beanspruchung sehr anfällig und verhält sich unter raschem Verlust des ursprünglichen Gefüges sehr mobil. Dadurch kann man in allen Rauhwackenhorizonten von tektonisch durchbewegten Serien Schollen des

Nebengesteins als tektonische Komponenten antreffen. In unserem Raum bietet hierfür der Rauhwanke-Felsriegel in der Ötscherstirnschuppe SE Erlafboden, etwa 120 m über der Talsohle S vom Bachler aufragend, ein gutes Beispiel: Die tektonisch eingepreßten Komponenten aller Größen bis Rucksackgröße und darüber aus Hangend und Liegend, nämlich aus Werfener Schichten, Muschelkalk und Triasdolomit, bilden mit der Rauhwankegrundmasse zusammen das Bild einer wilden tektonischen Brekzie.

2. Gutensteiner Basisschichten

600 m W Annaberg ist bei der Verbreiterung der Bundesstraße unter dem Gutensteiner Kalk und dem diesen unterteufenden Gutensteiner Dolomit eine Serie in einer Mächtigkeit von über 10 m angeschnitten worden, die durch ihren Schieferreichtum in die Gutensteiner Basisschichten einzuordnen ist. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich schwarzer, z. T. rauhwanckiger Dolomit, dunkelgraue, dunkelbraun verwitternde, bis 1 m mächtige Tonschieferlagen mit Dolomitlinsen und -knollen und tonige Kalkschiefer. Die Basis ist nicht erschlossen, so daß die wahre Mächtigkeit nicht angegeben werden kann. Die Serie ist tektonisch stark zerschert.

Die Gutensteiner Basisschiefer und ihre Begleitgesteine sind aus der zentralalpiner Trias und aus verschiedenen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen bekannt.

3. Gutensteiner Dolomit

Der Gutensteiner Dolomit folgt in vollständigen Serien im Hangenden dieser basalen Glieder. Es handelt sich hierbei um einen schwarzen, geschichteten, kleingrusig zerfallenden Dolomit. Beispiele hierfür bietet der Dolomit bei Kote 906 S des Lassingtales, E vom Schmelzfenster, im Bereich der Rohrer Fazies der Ötscherdecke; ferner der schwarze geschichtete Dolomit der Reisalpendecke N und W Annaberg. Dieser Dolomit kann ferner dunkelgrau und dünn-schichtig ausgebildet sein, so z. B. im 16 m mächtigen Paket zwischen Gips und Gutensteinerkalk an der im Bau befindlichen Vd. Tormäuer-Straße am Ostrand des Südlichen Teufelskirchenfensters N Trübenbach (Reisalpendecke).

4. Annaberger Dolomit

Diese Bezeichnung wird für die mittelgrauen bis graubraunen dickbankigen, geschichteten oder auch massigen mitteltriadischen (im untersuchten Gebiet anisischen) Dolomite eingeführt, die lithologisch vom schwarzen oder dunkelgrauen, dünn-schichtigen Gutensteiner Dolomit klar unterschieden sind. Das gleiche Verhältnis wie zwischen Gutensteiner Kalk und dem im folgenden beschriebenen Annaberger Kalk — unter welcher Bezeichnung die vorwiegend dickbankigen mittelgrauen bis

braungrauen mitteltriadischen Kalke vom Gutensteiner Kalk abgetrennt werden — soll in der Trennung von Gutensteiner Dolomit und Annaberger Dolomit zum Ausdruck kommen. Durch diese Namengebung soll ferner angedeutet werden, daß es sich hierbei um Dolomite ähnlich wechselnder, häufig aber grober, auch undeutlicher Bankung und ähnlicher Altersstellung wie die Annaberger Kalke handelt. Es wird außerdem dadurch dem Umstand Rechnung getragen, daß sich dieser Dolomit stratigraphisch innerhalb des Annaberger Kalkes einschalten kann und ferner durch einen schwankenden, aber merkbaren Kalkgehalt ihm verbunden ist.

Als Typusbeispiel für den Annaberger Dolomit sei die aus mächtigem, kalkigem, dickbankigem, mittelbraunem, großstückig brechendem Dolomit bestehende, der verkehrten Serie der Sulzbachdecke angehörige Scholle Schießwand—Teufelsriedel bei Erlafboden gewählt.

Als Beispiel stratigraphischer Einschaltung von Annaberger Dolomit im tieferen Teil des Annaberger Kalkes sei auf das unten besprochene Profil in der verkehrten Serie NW des Spindelhofes (2 km ENE Reith) bzw. auf den Dolomit der der gleichen Decke angehörenden Serie im Inhalt des Nördlichen Teufelskirchenfensters N Trübenbach verwiesen.

5. Gutensteiner Kalk

Eine scharfe Fassung des Begriffes „Gutensteiner Kalk“ ist nach der in der Literatur im Laufe der Zeit recht verschieden gehandhabten Verwendung dieses Namens erforderlich. Wohl ist, wie O. KÜHN im Stratigraphischen Lexikon (1962, S. 186) abschließend bemerkt, nach der Auffassung vieler Forscher dieser Name auf die „dunklen bis schwarzen, weiß oder rötlich geäderten Kalke des untersten Anis“ anzuwenden, aber daneben findet man bei zahlreichen Autoren — gerade auch im untersuchten Abschnitt der Lunzer Fazies — seit G. GEYER (1908, S. 17) die Übertragung des Namens auf die gesamte Folge von dünn- und dick-schichtigen, ja massigen, dunkel- oder mittelbraunen Kalke des Unter-, Mittel- oder Oberanis, wobei nur jeweils die Reiflinger Kalke in solchen Mitteltriasprofilen abgetrennt werden. Betrachtet man das Typusprofil von Gutenstein und berücksichtigt die Einschränkung, die in der Definition des ursprünglichen Begriffes „Gutensteiner Kalk“ enthalten ist, so muß dieser Name auf die dünn-schichtigen, geradflächigen, schwarzen Kalke des tieferen Anis beschränkt bleiben (vgl. F. HAUER, 1853, S. 722). D. STUR (1858, S. 337) hat bekanntlich den in der ursprünglichen Fassung noch mit enthaltenen Anteil von Werfener Kalken eliminiert: „Mit dem Namen... Guttensteiner Kalke wurden schwarze Kalke, die dünn geschichtet sind, deren Schichten die Mächtigkeit von 3 Zoll nur selten

erreichen, aber gewöhnlich in der Thalsole in dieser (Anm. Verf.: soll heißen „einer“) Mächtigkeit anstehen, die nur selten 4 Klafter übersteigt, von J. ČZŽEK und mir bezeichnet.“

Das unteranisische Alter des Gutensteiner Kalkes im Gutensteiner Typus-Profil ist durch eine Reichenhaller Fauna von A. BITTNER (1897, S. 201) erwiesen worden. Bei Neuuntersuchung der Typlokalität durch E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER (1963, S. 116—119) konnten keine neuen fossilmäßigen Belege für das Alter des Gutensteiner Kalkes gewonnen werden, da keine zureichende Bestimmung der Fossilreste aus dem Gutensteiner-Kalk selbst möglich war. Der Rückschluß der Autoren, daß der Gutensteiner Kalk der Typlokalität mittelanisisch sei (S. 119), weil im überlagernden Dolomit (Wettersteindolomit nach J. PIA 1927) Algen des Grenzbereiches zwischen Anis und Ladin auftreten, ist nicht stichhältig, berücksichtigt man die seit A. BITTNER bekannte Fauna mit *Neritaria (Natica) stanensis* PICHLER.

Die Neubeschreibung des Gutensteiner Kalkes der Typlokalität durch E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER (1936) ist leider für die Typisierung des Gutensteiner Kalkes ungeeignet, da — wie die persönliche Kenntnis des Profiles zeigt — den Autoren eine Reihe von Irrtümern unterlief. Die versehentliche Einbeziehung von anderen Gesteinen in die lithologische und mikrofazielle Beschreibung des Gutensteiner Kalkes (z. B. von Wettersteinkalk: Punkt 3, 18, 19; von Wettersteindolomit: Punkt 1, 9, 10, 11), die angeführte Mächtigkeit des Gutensteiner Kalkes von 1200 m (S. 109, 127) — der hier an der Typlokalität kaum 100 m erreicht, der fast von der gesamten Erstreckung des Gesteinszuges beschriebene und gezeichnete (Abb. 3, S. 112) seitliche Faziesübergang in ungeschichteten Kalk-Dolomit, der nicht vorhanden ist, vor allem aber die geologisch unmotivierte Abschnittsgliederung des Gesteinszuges durch Weg-, Steig- und Bacheinschnitte (Abb. 3), die eine willkürliche Mikrofazies-Gruppierung zur Folge hat (Tab. 3, S. 124 und Text), geben insgesamt ein unzutreffendes Bild von Lithologie und Einstufung des Gutensteiner Kalkes, das demnach für unsere hier durchgeführte vergleichende Gliederung des Aniskalkes außer Betracht bleiben muß. Da H. SUMMESBERGER (1966, S. 87) bereits in einer während des Druckes dieser Arbeit erschienenen Stellungnahme zur Publikation von E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER die wesentlichsten Punkte klargestellt hat, kann zur Klärung der Verhältnisse an der Typlokalität auf diese Arbeit verwiesen werden.

Mit der alten, aus der Typlokalität abgeleiteten Definition von Gutensteinerkalk stimmt auch die Diagnose von J. PIA (1930, S. 137) überein: „Dünnschichtiger, dunkler bis schwarzer, meist bituminöser, anisischer . . .

Kalk, der oft zahlreiche weiße Spatadern und kleine Hornsteinkügelchen enthält.“

Daß eine Vereinigung dieses gut umrissenen Typus mit den übrigen, helleren Kalktypen des Muschelkalkes unbefriedigend ist, spürt man gerade auch in jenen Arbeiten, die sich mit der Stratigraphie der Mitteltrias im westlichen Lunzer Faziesbereich beschäftigen. G. GEYER führt 1911, S. 12—13 aus, daß die „massigen, grauen, von Spatadern durchzogenen grobsplitterigen Kalke“ im Liegenden der Reiflinger Kalke im Raum des Blattes Weyer „von der gewöhnlichen Entwicklung der Gutensteiner Kalke in Form von schwarzen, durch sich kreuzende Spataderchen gegitterten, dünnplattigen und meist dolomitischen, ja vielfach in Dolomit übergelenden Kalken einigermaßen abweicht“. Ebenso schränkt E. SPENGLER (1931, S. 20) den Begriff „Gutensteiner Kalk“ bzw. „eigentliche Gutensteiner Kalke“ (S. 24) nur auf die dünnplattigen schwarzen Kalke ein (seine „Fazies a“), während er (S. 21) die „dickbankigen bis massigen, grauen, nur gelegentlich Hornstein führenden Kalke“ des Anis zu seiner „Fazies c“ stellt.

Zusammenfassend ergibt sich die Notwendigkeit einer Abtrennung der die verschiedenen Etagen des Anis umfassenden und gelegentlich wohl auch ins Ladin reichenden dickbankigen bis massigen oder geschichteten mittel- und dunkelgrauen bis braunen Kalke von dem typischen tiefanischen Gutensteinerkalk. Für diese Kalke wird der Name „Annaberger Kalk“ eingeführt.

Mit dem typischen Gutensteiner Kalk, also stets mit dem hydaspischen Anteil verbunden, treten auch im Ötschervorland die bekannten „Wurstelkalke“ auf. Beispiele hierfür sind die Wurstelkalkbänke im mächtigen, schwarzen, dünnschichtigen Gutensteiner Kalk an der neuen Vd. Tormäuerstraße SE oberhalb Gerstl N Trübenbach. Wurstelkalke in Form von schwarzen, geschichteten Kalken mit spindelförmigen helleren Partien stehen ferner 500 m SW des „Bergbauer“ bei Annaberger an.

Als neuer Fossilfundpunkt im untersuchten Gebiet kann das Gehänge 200 m E Solnreith im Mühlfelder Halbfenster angeführt werden, wo in den Kalken im Hangschutt massenhaft Reste von *Dadocrinus gracilis* (BUCH), u. zw. neben *Columnalia* auch Kronenteile wie *Radialia*, *Brachialia* und *Pinnulae*, ferner aber auch Terebrateln nicht selten zu finden sind. Dieser Kalktypus ist relativ reich an Mikrofauna, in der vor allem Arten der Gattungen *Ammobaculites*, *Textularia*, *Trochammina* und *Lituotuba* hervorstechen.

6. Annaberger Kalk

Wie im Vorstehenden ausgeführt, wird hier der graue bis graubraune, häufig dickbankige, auch dünn-schichtige oder massige, partienweise leicht dolomitische, selten auch Hornstein führende „Muschelkalk“ des mittleren und oberen Anis, gelegentlich auch noch in anderen Regionen der Kalkalpen ladinische Anteile umfassend, als „Annaberger Kalk“ bezeichnet. Als Typlokalität kann der Graben NW des Spindelhofes N vom Lassingtal W Annaberg dienen (s. u.).

Dieser weit verbreitete und mächtige, in der Art der Bankung weit variierende Gesteinstypus kann nach Abgliederung der übrigen charakteristischen Mitteltriastypen nicht einfach unter dem Namen „Alpiner Muschelkalk“ belassen werden, da dieser Begriff seit der älteren Literatur als Sammelbezeichnung für sämtliche mitteltriadischen alpinen Schichtglieder Verwendung gefunden hat, also z. B. für Gutensteiner, Reiflinger und Wettersteinkalk sowie Ramsaudolomit (vgl. E. LAHN, 1933, S. 218).

Daß das Bedürfnis zur Abtrennung dieser grauen Muschelkalke vom Gutensteiner Kalk seit je gegeben war, möge an drei Beispielen erläutert werden:

1. E. SPENGLER (1931, S. 18 f.) hat die typischen „dünnplattigen schwarzen Kalke (Gutensteiner Fazies)“ im Raum des Kartenblattes St. Ägyd seiner „Fazies a“ zugeteilt, die „dickbankigen bis massigen grauen, nur gelegentlich Hornstein führenden Kalke“ (S. 21) der Mitteltrias hingegen zu seiner „Fazies c“, in der allerdings noch ein anderer Kalktypus, der unten zu besprechende Raminger Kalk (ein heller, dickbankiger, wellig-schichtiger, Hornstein führender Übergangskalk zwischen Reiflinger und Wetterstein-Kalk) einbezogen wurde. E. SPENGLER bemerkte zu diesem Kalk (S. 21): „Die Fazies c (dickbankige graue Kalke) nimmt in der Loicher, Hammerlmühl- und Hohensteinerschuppe der Lunzer Decke eine tiefere Lage als der typische Reiflinger Kalk ein und fällt durch Felsbildung auf.“

2. In der „Geologie von Österreich“ trennt E. SPENGLER (1951, S. 306) den „zu Beginn des Anis“ gebildeten Gutensteiner bzw. Reichenhaller Kalk ab von unserem Typus, der wie folgt charakterisiert wird: „In der mittleren anisischen Stufe wird der Kalk bisweilen etwas heller grau, Stielglieder von Seelilien und Schalen von Brachiopoden treten auf, unter denen *Rhynchonella decurtata*, *Terebratula vulgaris*, *Mentzelia Mentzeli* und *Spirigera trigonella* genannt sein mögen.“

3. G. HERTWECK (1961, S. 14) beschreibt den Annaberger Kalk aus dem voralpinen Gebiet der Triesting unter der Bezeichnung „Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk (dunklere Abart)...“:

„Grauer, massiger oder grob gebankter Kalk mit feinen Kalkspatadern und glatter Bruchfläche. Nur an wenigen Stellen tritt eine feinere Schichtung auf. Mächtigkeit 100 m. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die tieferen Partien dieses Kalkes zusammen mit dem dunklen Reiflinger Kalk, der ihn an den beiden bereits beschriebenen Stellen unterlagert, noch der anisischen Stufe angehören, aber seine Hauptmasse liegt in der stratigraphischen Position des Wettersteinkalkes, da im Hangenden die Lunzer Schichten liegen, gehört also der ladinischen Stufe an. Sein lithologisches Aussehen erlaubt es jedoch nicht, ihn als Wettersteinkalk zu bezeichnen. Nur am Taßberg... herrscht helleres Grau vor...“ Ferner aber ist auch der aus der Ötscherdecke zwischen Furthertal und Miratal von G. HERTWECK (1961, S. 13) als „Ausbildung 3“ des Gutensteiner Kalkes beschriebene „massige, seltener gebankte, dunkelgraue Kalk mit rauhen Bruchflächen“ hierher zu stellen.

Das Alter des Annaberger Kalkes ergibt sich einerseits aus mittel- und oberanisischen Fossilien im Raum Annaberg, andererseits durch das Emporreichen in anderen Räumen bis in das Ladin — wie z. B. G. HERTWECK ausführte — als mittelanisisch bis ladinisch.

Fossilien sind im Annaberger Kalk spärlich. Bisher wurde darin im Annaberger Gebiet durch A. BITTNER (1891, S. 319) *Pelson* (*Decurtata*-Zone) und *Illyr* (*Trinodosus*-zone) durch *Brachiopoden* und *Ceratiten* nachgewiesen. Fossilfunde aus diesem Kalk in weiterer Umgebung sind besonders durch A. BITTNER (1891, S. 320; 1894, S. 379 f.) beschrieben worden, E. SPENGLER gab 1931, S. 23 f. eine zusammenfassende Übersicht über die zuvor bekannten und von ihm selbst in diesem Raum gefundenen Makrofossilien, wodurch wiederum Mittel- und Oberanis belegt wurde.

Nur lokal führt der Annaberger Kalk Mikrofossilien in nennenswerter Zahl. So enthält z. B. der dunkle Kalk an der Basis der Reisalpendecke 250 m SSW Kote 1174 im Kampfleithenwald E des Kobichl-Fensterkanals neben *Lageniden* *Sandschaler* der Gattungen *Glomospira*, *Glomospirella*, *Trochammina* und *Reophax*.

Das als Typlokalität für den Annaberger Kalk gewählte Profil im Graben NW des Spindelhofes/Lassingbach W Annaberg zeigt in der verkehrten Serie der Sulzbachdecke eine von S gegen N, also bei dem herrschenden Südfallen der Schichten bachaufwärts zu jünger werdende Folge verschiedener Typen des Annaberger Kalkes. Durch dieses Profil soll die Variationsbreite anschaulich werden. In diesem Profil trifft man nach einer löcherig-porös und dolomitisch ausgebildeten Kalkserie im Steinbruch (Further Kalk, s. u.) zunächst 1,20 m ganz dünn-schichtige, papierdünnblättrige Kalke vom lithologischen Aussehen der Aonschiefer,

hierauf 10 m dünn-schichtige bzw. gebankte bituminöse Kalke mit Bitumensuturen (diese beiden Typen können lithologisch noch zum Gutensteiner Kalk gestellt werden), darüber massigen, hellgraubraunen Dolomit mit Bitumensuturen (Annaberger Dolomit), hierauf massige, dunkelgraue Kalke mit Suturen, anschließend in großer Mächtigkeit undeutlich gebankte dunkle Kalke, über denen am Nordausgang des Grabenprofils sich noch geringmächtiger Wettersteinkalk und dann ausgedehnte Lunzer Sandsteine anschließen. Der Haupttypus des Annaberger Kalkes besteht demnach hier aus dickbankigem bis massigem mittelgrauem Kalk. Daß der Annaberger Kalk hier in der Sulzbachdecke auf Kosten des geringmächtigen Wettersteinkalkes noch ins Ladin reicht, ist möglich, aber bisher noch nicht nachgewiesen.

Als Vergleichsprofil mit Annaberger Kalk aus der Reisalpendecke sei der neue Straßenanschnitt der Vd. Tormäuer-Straße hoch über dem rechten Ufer der Erlauf N Trübenbach angeführt: Über Gips und Saalfeldener Rauhwaacke folgen hier 16 m mächtiger Gutensteiner Dolomit, hierüber etliche Zehnermeter Gutensteiner Kalk, gegen oben hin mächtiger, dickbankiger Annaberger Kalk, der beim Weilergraben eine morphologisch deutlich hervortretende dickbankige Partie enthält und der im Hangenden beim „Toten Mann“ von Reiflinger Kalk überlagert wird.

Annaberger Kalk stellt z. B. auch der undeutlich dickbankige bis massige dunkelgraue Kalk in der verkehrten Serie im Ostteil des Schmelzfenster-Inhaltes beiderseits des Lassingdurchbruches E der Inneren Schmelz dar. E. SPENGLER hat ihn (1931), da damals keine andere Alternative als Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk bestand, zufolge seiner Massigkeit zu letzterem gestellt, was aber bei der dunkelgrauen Tönung der Kalke unmöglich ist. Gerade dieses Vorkommen stellt ein gutes Beispiel für den Typus des Annaberger Kalkes dar.

Als Sondertypus des Annaberger Kalkes sei die Varietät mit einem auffallenden Gehalt an kleinen Hornsteinkügelchen erwähnt, die man am Südhang der Höhe 1163 NW Halbartschlager (Hochstadel-Deckscholle) und auf der Kämpferleithen SW Kote 1174 W Hennesteck (Reisalpendecke) antrifft.

Der Annaberger Kalk erreicht ebenso wie die anderen geschichteten mitteltriadischen Kalktypen in der Lunzer Fazies seine größte Mächtigkeit.

7. Further Kalk

Eine gut umrissene Sonderausbildung innerhalb der mitteltriadischen Kalke, die regionale Bedeutung erlangt, soll als eigener Typus unter der Bezeichnung „Further Kalk“ hervorgehoben werden. Es handelt sich um löcherige, partienweise sogar rauh-wackig anwitternde, kleinporige, dolo-

mitische, mittelgraue bis dunkelgraue, auch schmutzigbraune Kalke, die im allgemeinen eine sehr undeutliche dicke Bankung erkennen lassen.

Sie treten im untersuchten Gebiet in der Sulzbachdecke in unteranisischer Position auf und sind im Steinbruch S „Sägemühle“ NW Schmelz und im Steinbruch NW Spindelhof W von „Sägemühle“ erschlossen. Im Aufschluß beim Wirtshaus „An der Sag“ (= Sägemühle) hat A. BITTNER (teste E. SPENGLER, 1931, S. 24) das Unteranis durch eine Reichenhaller Fauna belegt.

Als Bezeichnung wurde der Name „Further Kalk“ nach der ganz wesentlich größeren Ausdehnung dieses Gesteinstypus bei Furth am Ostrand der Kalkvoralpen gewählt, von wo G. HERTWECK (1961, S. 13) spezifisch ganz analoge Kalke unter der Bezeichnung „Dolomitischer Kalk“ beschrieben hatte. Seine Beschreibung für diesen Kalk, der dort E von Furth (G. HERTWECK, 1961, Taf. 1) in einem NE-SW orientierten Zug in Richtung Steinwand durchstreicht, ist so prägnant, daß sie zum Vergleich und zur Ergänzung der oben gegebenen Beschreibung hier wiedergegeben sei:

„Mittelgrauer bis dunkelgrauer, zumeist massiger dolomitischer Kalk mit bläulicher Tönung und rauher, kristallinischer Bruchfläche. Die Oberfläche ist vielfach zu löcheriger Rauhwanne verwittert. An der Oberfläche und im Inneren sind vielfach kleine Poren (1 mm) zu sehen. Nur stellenweise ist eine Bankung angedeutet, häufig ist aber eine deutliche Bänderung sichtbar.“

Ogleich diese Kalke in Salzsäure brausen, sind sie doch deutlich dolomitisch. Der Dolomitgehalt wechselt stark. Die weniger stark dolomitischen Partien sind heller, zeigen weniger rauhe Bruchfläche und führen Kalkspatadern.“

Die Position des Further Kalkes bei Furth ist nach G. HERTWECK (1961, S. 13) durch die Unterlagerung durch Gutensteiner Kalke und die Überlagerung durch daraus allmählich hervorgehende Wettersteinkalke markiert. Further Kalk tritt demnach vom untersten Anis (Sägemühle W Annaberg) an durch das gesamte Anis auf, vielleicht ins Ladin emporreichend.

8. Reiflinger Kalk

In der Lunzer Fazies bildet der Reiflinger Kalk den Hängendanteil des Muschelkalkes und hält im allgemeinen bis zu den auflagernden Lunzer Schichten in gleichförmiger Ausbildung an. Über Aufstellung und Fassung des Begriffes „Reiflinger Kalk“ unterrichtet O. KÜHN (1962, S. 381—383). Die normale Ausbildung stellt der dünnsschichtige, grau-

braune, wellig-knollig-flächige, häufig Hornsteinknollen oder -lagen führende Kalk dar.

Daneben aber werden in Übereinstimmung mit einer Reihe anderer Autoren auch die dickschichtigen und dicker gebankten, aber wellig-flächigen mittelgrauen hornsteinführenden und hornsteinfreien Kalke zu den Reiflinger Kalken gestellt, wie man sie z. B. in der Südrandscholle des Schmelzfensters (Sulzbachdecke) NW vom „Sabel“ findet, noch im tektonisch Liegenden der Aniskalke der Ötscherdecke.

Ferner sind auch die schwarzen, knolligen, welligflächigen, dünn- schichtigen, Glanzschieferlagen hältigen Kalke im Ostteil vom Schmelzfenster hierher zu rechnen, die 400 m SE von Innere Schmelz N der Straße am Eingang in die Engstelle zwischen typischem hellem Reiflinger Kalk im tektonisch Liegenden (aber stratigraphisch Hangenden) im NW und dem dunklen wandbildenden Annaberger Kalk im E in der verkehrten Serie auftreten. Auch R. KLEBELSBERG (1935, S. 45) hat in seiner sehr klaren lithologischen Definition der Reiflinger Schichten solche „fast schwarzen dünnbankigen Knollenkalke... die mit dünnen... dunklen tonig-mergeligen Krusten überzogen sind“ einbezogen.

Die Mächtigkeit der Reiflinger Kalke überschreitet hier den Wert von 100 m. Als Besonderheit ist die Einschaltung von Mergellagen innerhalb der Reiflinger Kalke zu vermerken. In tieferer Position sind diese Mergellagen geringmächtig, etwa bis dm-stark, so z. B. in der aufrechten Serie der Reisalpendecke an der Straße SW Kote 993 am Unterrand der Reiflinger Kalke 600 m NNW der Bahnstation Gösing oder an der neuen Vd. Tormäuer-Straße auf der NW-Seite des „Toten Mannes“. Mächtige Mergel einschaltungen im oberladinischen Reiflinger Kalk werden als Partnachsichten bezeichnet — auf diese wird im folgenden getrennt eingegangen.

An Fossilien findet sich hier im Reiflinger Kalk meist nur der oberladinische Halobien-Horizont in Begleitung der Partnachsichten (s. u.).

Die einzige Stelle, an der die Reiflinger Kalke im untersuchten Abschnitt — abgesehen von dieser Halobien-Lumachelle — Fossilien enthalten, liegt auf der linken, nördlichen Seite am oberen Ausgang der Talengstrecke, 500 m NW vom Gruberkogelgipfel am Südrand des Mühlfelder Halbfensters. Hier enthält der hornsteinreiche dickplattige Hornsteinkalk Trachyceratiden und andere Ammoniten.

Das mikrofazielle Bild der Reiflinger Kalke dieses Raumes ist ein- förmig. Eine Radiolarien-Filament-Ostracoden-Assoziation herrscht all- gemein, Foraminiferen treten stark zurück.

Gegen oben hin kann der Reiflinger Kalk je nach Faziesbereich Übergänge zu drei verschiedenen Gesteinsarten zeigen: Partnachschichten, Göstlinger Kalk, Raminger Kalk.

9. Partnachschichten

Die aus dem Lunzer Faziesbereich bekannte Einschaltung von Partnachmergeln in den obersten Partien der Reiflinger Kalke, über die z. B. G. GEYER (1910, S. 31—33) aus westlicherem Abschnitt berichtet hat, ist im untersuchten Gebiet, besonders in der Reisalpendecke beiderseits der Erlauf NE unterhalb von Nestelberg zu beobachten. Ein sehr instruktives Profil durch die Partnachschichten ist dort entlang des Weges am südlichen Erlaufufer E vom Ortner erschlossen: In den obersten Partien des Reiflinger Kalkes sind Meter bis Zehnermeter mächtige Mergel stratigraphisch eingeschaltet. In diesen Mergelpartien sind noch vereinzelt Kalkbänkchen vom Typ der Reiflinger Kalke eingelagert. Die Mergelzone übersetzt die Erlauf und ist — allerdings wesentlich geringmächtiger — noch am Weg SE unterhalb des Hofegger anzutreffen.

Mergeleinschaltungen in den obersten Lagen der Reiflinger Kalke trifft man ferner in der verkehrten Serie (Sulzbachdecke) in der Lassingrotte SE oberhalb des Annakreuzes, wo die gelbbraunen Mergelpartien an der Straße und im Steinbruch bei Kote 943 bis zu $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit erreichen; ferner in der gleichen Einheit knapp unter dem Südrahmen des Schmelzfensters 120 m NNW vom „Sabel“. In diesen mergelführenden Reiflinger Kalken wurde 200 m WNW vom Sabel entlang des Schichtlinienweges ein Halobien führender Horizont entdeckt.

Eine andere Stelle, wo Halobien Lumachelle-bildend in den obersten Partien des Reiflinger Kalkes auftreten, der dort 10 m mächtige Partnachmergel enthält, wurde in der doppelt überkippten, d. h. nun wiederum normal lagernden Serie (vgl. S. 200) am Ostrand des Mühlfelder Halbfensters 700 m WNW des Gruberkogelgipfels aufgefunden. Die Halobien bilden hier eine Lage innerhalb des 4 m mächtigen, hornsteinreichen Reiflinger Kalkes, der eine kleine Steilstufe im W-E gerichteten Hauptgraben unterhalb des Lunzer Sandsteines verursacht.

Solcher „dünn-schieferiger oder auch stengelig brechender, häufig Bacryllien führender, dunkelgrauer Mergelschiefer und damit verbundene, rotgelb oder rötlich anwitternde, oolithische oder brekziöse Kalkplatten“ in den obersten Teilen der Reiflinger Kalke (G. GEYER, 1911, S. 14) sind aus etlichen Abschnitten der Kalkvoralpen bereits beschrieben worden — zuletzt aus dem Abschnitt Nestelberg von A. RUTTNER (1962, S. A 56).

Die Alterseinstufung ist in einer Reihe von Punkten der Lunzer Decke (Kl. Reifling usw.) und der Reisalpendecke auf Grund von Brachiopoden

und Bivalven sowie von *Bactryllium schmidtii* HEER erfolgt, Oberladin hierdurch belegt. Als Faunenelemente wurden von A. BITTNER (1894, S. 388; 1896, S. 392) und E. SPENGLER (1931, S. 23) Leitformen der Trachyceras aon-Zone (Cordevol) gemeldet, wie *Halobia intermedia* Mojs., *Halobia* aff. *richthofeni* Mojs., *Koninckina leonhardi* WISSM.

10. Raminger Kalk

Im gesamten Raum der Lunzer Fazies begegnet man abschnittsweise einem sehr klar individualisierten Kalktypus, der durch wellige Schichtung und Hornsteinführung an Reiflinger Kalke, durch dicke bis undeutliche, ja lokal sogar fehlende Bankung und helle bis gelblich-weiße Färbung aber an Wettersteinkalk erinnert. Es ist ein wiederholt beschriebenes Schichtglied, das lithologisch zwischen den beiden genannten ähnlichen Gesteinstypen vermittelt und auch tatsächlich in dieser Position am häufigsten anzutreffen ist. Das ist dort der Fall, wo sich der Wettersteinkalk als Vertreter der Nordtiroler Fazies mit den Reiflinger Kalken, die für die Lunzer Fazies typisch sind, verzahnen. Da es sich um ein fest umrissenes, kartierungsmäßig erfaßbares Schichtglied handelt, soll hier eine eigene Bezeichnung gewählt werden. „Raminger Kalk“ wird als Name deshalb gewählt, da dieser Gesteinstypus N Reichraming im Steinbruch Erl an der Straße N Rohrbach, E Furtbauer, auf der Südseite der Hamberg-Antiklinale in der Reichraminger Decke gut aufgeschlossen ist.

Ähnlich wie bei den Annaberger Kalken findet man in der Literatur auch bei dem Raminger Kalk bereits mehrfach eine mehr-weniger scharf umrissene textliche Erfassung, gelegentlich bereits getrennte Auskartierung. Ein Beispiel hierfür bietet die Darstellung von E. SPENGLER 1931, S. 19 f. Die hierher gehörigen Kalke wurden von ihm unter der Bezeichnung „Übergang zwischen Reiflinger und Wettersteinkalkfazies“ beschrieben, bzw. bilden einen Teil seiner „Fazies c“ mit der Signatur „twr“ — was auch in dieser Kurzform auf die Kombination von Wettersteinkalk (tw) mit Reiflinger Kalk (r) hinweist.

Eine treffliche Beschreibung dieses Kalktypus findet sich bei G. HERRWECK (1961, S. 15) unter der Bezeichnung „Übergangsfazies zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk (hellere Abart)“, gegeben auf Grund der Vorkommen im Bereich des Triestingtales am Ostrand der Kalkalpen: „Hellgrauer, meist grob gebankter oder massiger Kalk mit bläulichen, bräunlichen, orangerötlichen oder gelblichen Tönungen. Mächtigkeit 200 bis 300 m. Die gebankte Ausbildung ist meistens reich an Kalkspatadern und zeigt häufig wellige Schichtflächen. Hornsteinknollen sind in ihr nicht sehr häufig. Zuweilen treten größere, dünn gebankte oder dünn geschichtete Partien mit welligen Schichtflächen auf, an die eine

stärkere Hornsteinführung gebunden ist... Die welligen geschichteten Partien stellen eine größere Annäherung an die Reiflinger Fazies dar, während die grob gebankten und vor allem die massigen Ausbildungen der Wettersteinkalkfazies näher stehen.“

Den Grundtypus des Raminger Kalkes stellt der eingangs geschilderte wellig-flächige, deutlich dickbankige, helle, Hornstein führende Kalk mit gelegentlichen Mergelzwischenlagen dar, wie er an der Obergrenze des Ladin in der Typlokalität über den Reiflinger Kalken und unter den Lunzer Schichten auftritt und wie er in dem nunmehr kartierten Gebiet in der an der Stirn eingerollten Serie am Nordrand der Hochstadel-Deckscholle (Reisalpendecke) am Hühnerkogel-NE-Rand im stratigraphisch Hangenden des Wettersteinkalkes dieser hier lokal verkehrten Serie in typischer Ausbildung vorliegt.

Eine zweite Varietät, nämlich die undeutlich dickschichtigen, aber durch Hornsteinführung ausgezeichneten Wettersteinkalke subsummiere ich ebenfalls unter diesem Begriff, da sich eine Abtrennung in der Praxis zwar dort vornehmen ließe, wo die Bankung fast oder ganz verschwindet, aber im allgemeinen nicht durchführbar ist — ähnlich wie etwa gebankter und massiger Wettersteinkalk so durch Übergänge verbunden ist, daß eine Trennung unzweckmäßig wäre. Wollte man die (fast bis) gänzlich ungebankte Varietät getrennt halten, so könnte sie als „h o r n s t e i n f ü h r e n d e r W e t t e r s t e i n k a l k“ bezeichnet werden.

Solche Typen der eben erwähnten Varietät mit hell- bis dunkelgrauen Hornsteinknollen trifft man im untersuchten Gebiet in der gleichen stratigraphischen Position des Haupttypus im Hangenden des Wettersteinkalkes an der Grenze zu den Lunzer Schichten, so z. B. in der verkehrten Serie der Sulzbachdecke oberhalb der Straße S Ellbogen 1400 m SSE Puchenstuben oder in der gleichen Einheit im Inhalt des Annaberger Fensters 500 m SW vom Urlaubskreuz am rechten Gehänge des Türnitzbachtals, bzw. im Mühlfelder Halbfenster ESE Karnerreith. Schliffproben aus dieser Lokalität zeigen übrigens das an Filamenten reiche Mikrofaziesbild des Reiflinger Kalkes, nicht mehr jenes des hornsteinfreien Wettersteinkalkes, der hier auf der Stadelberg-Östseite Algen- und Ostracoden-führend auftritt.

Daß der gleiche Typus am Unterrand des Wettersteinkalkes, also stratigraphisch tiefer auftreten kann, zeigt das Wurzelgebiet der Weyerer Bögen, von wo ihn O. AMPFERER (1933, Karte) sowohl im Maierreckzug als auch im Gamssteinzug im Liegenden des Wettersteinkalkes verzeichnete. Als Alter kommt demnach für den Raminger Kalk das gesamte Ladin in Frage, im engeren Untersuchungsgebiet nach der Position an der Grenze zum Karn nur oberes Ladin.

11. Göstlinger Kalk

Der Göstlinger Kalk, das Übergangsglied zwischen Reiflinger Kalk und Aonschiefer mit einem oberstladinischen und unterstkarnischen Anteil wurde bei der Straßenverbreiterung W der Steinbachgraben-Mündung ins Ybbstal E Göstling (Sulzbachdecke) ebenso wie der überlagernde, dort an Trachyceraten lagenweise überreiche Aonschiefer flächenmäßig freigelegt. Diese dunkelgrauen, Hornsteinknollen-reichen plattigen Kalke unterscheiden sich lithologisch kaum vom Reiflinger Kalk, für den ja der Name Göstlinger Kalk von D. STUR (1865, S. 42) nach einer ersten Begriffseinschränkung noch verwendet worden war. Nur die Einschaltung dünnblättriger, harter, kalkig-mergeliger Schieferlagen an den überwiegend doch ebenen Schichtflächen hebt ihn etwas vom Reiflinger Kalk ab. Altersmäßig reicht er im Gegensatz zum Reiflinger Kalk noch ins basalste Karn.

Eine Dünnschliffreihe von der Typlokalität zeigt ein sehr einförmiges Mikrofaziesbild, das Ähnlichkeit zu jenem der Reiflinger Kalke zeigt, noch mehr aber jenem der überlagernden Aonschichten gleicht. Es liegt eine Filament-Radiolarien-Fazies vor mit nur wenigen Sandschalern, wobei gelegentlich noch *Agathammina* und Variostomiden hinzutreten können.

Im untersuchten Abschnitt N und NE vom Ötscher fehlt dieser nur lokale Verbreitung erreichende Kalktypus.

12. Wettersteinkalk und Steinalmkalk

Der Wettersteinkalk ist im Gegensatz zu den anderen angeführten Mitteltriasgliedern ein typisches Glied der Nordtiroler Entwicklung. Es ist bemerkenswert, daß der Wettersteinkalk im Ötscherland im großen gesehen sich in der Fortsetzung des südlichen spornartigen Ausläufers von Wettersteinkalk anordnet, der vom Nordtiroler Faziesbezirk über die Weyerer Bögen im Gamssteinzug herüberreicht. Nach einem Aussetzen dieser Fazies in der Streichrichtung in der Lunzer Musterfalte, setzt E von Lunz Wettersteinkalk gerade wieder mit Schwerpunkt in der Sulzbachdecke — also der Einheit, die den Gamssteinzug enthält — ein, sich im Raum Annaberg verbreiternd und gegen N mit Steinalm- und Wettersteinkalk noch in den Südrand der Lunzer Decke reichend. Dort ist der Steinalm-Wettersteinkalk in der südlichsten freiliegenden Schuppe, der Fuchsriegelschuppe, im Anis fossilbelegt (J. PIA 1912, S. 34 und 1920, S. 33 f.). Von der Sulzbachdecke gegen S reichen Ausläufer von Wettersteinkalk in unserem Gebiet noch (über den Reisalpendecken-Westteil wohl einst hinweggreifend) in den Stirnrand der Ötscherdecke. Im Abschnitt W Türnitz ist der Steinalmkalk der Reisalpendecke seit J. PIA (1912, S. 43, 44) durch Algen belegt.

Die mächtigsten Wettersteinkalkstöcke aber treten im Ötschervorland, wie erwähnt, in der Sulzbachdecke auf. Es hat sich gezeigt, daß die Brandmauer-, die Florkogel- und die Weißmauerl-Scholle S Puchenstuben mit ihrer verkehrten Serie nur wenig weit verschobene parautochthone Deckschollen darstellen, die der Sulzbachdecke angehören (s. S. 170). Der lokale Reichtum an „Dactyloporiden“ in den Brandmäuern war bereits A. BITTNER (1891, S. 321) bekannt, A. RUTTNER (1962, S. A 53) führte von dort wiederum Diploporen an, O. SCHULZ & L. KOSTELKA (1965, S. 185) gaben daraus Algen und Foraminiferen an.

Weiter im W gehören der Falkenstein, weiter im S der Wettersteinkalkzug SE vom „Wasserloch“ im Angertal, jener der Hochstadelstüdseite und seine Fortsetzung im Mühlfelder und Annaberger Fenster zur Sulzbachdecke.

Besondere Beachtung verdient der Umstand, daß in dem verkehrt liegenden Wettersteinkalk der Brandmauer SW Puchenstuben eine Blei-Vererzung existiert, die bis ins vorige Jahrhundert bergbaumäßig beschürft worden ist (Silbergrubenwiese). Es hat bereits A. RUTTNER (1962, S. A 58; 1963, S. 13) darauf verwiesen, daß die Vererzung im verkehrt liegenden Wettersteinkalk, für die man hier nicht die Lunzer Schichten als StauhORIZONT einer hydrothermal aufsteigenden Front verantwortlich machen kann, einen wesentlichen Hinweis auf die Genese dieser so weit im Wettersteinkalk der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen verbreiteten Vererzung enthält. Trotzdem die genauere Untersuchung dieser Verhältnisse durch O. SCHULZ & L. KOSTELKA (1965, S. 190) zufolge der starken Umkristallisation und Metasomatose nicht mehr typisch sedimentäre Erzanlagerungsgefüge nachweisen konnte, sprechen die Verhältnisse dennoch für eine syngenetische Entstehung dieses Lagerstättentypus — außer man zieht in Erwägung, daß eine hydrothermale Vererzung zwischen austrischer und mediterraner Phase, also nach Beginn der großen Orogenese etwa zu Anfang der Oberkreide erfolgte, zu einer Zeit, als die Kalkalpenmasse insgesamt zwar schon weit vorgeschoben, jedoch noch im Bereich der Zentralalpen lag, und die wahrscheinlich auf die mediterrane Phase zurückgehende voralpine Deckenbildung, zu der ja auch die Inversion und Bildung der Sulzbachdecke gehört, noch nicht vollzogen worden war.

13. Wettersteindolomit

Aus dem Bereich der Rohrer Fazies im SE reicht der Wettersteindolomit noch ins untersuchte Gebiet. Seine Bedeutung nimmt in der Lunzer Fazies rasch ab: In der Reisalpendecke fällt die Grenze ungefähr mit der einst von E. SPENGLER zur Abtrennung der „Annaberger Decke“ verwendeten

Linie von Türnitz gegen SSW zusammen, die aber bald ausläuft, so daß der Faziesübergang sich noch innerhalb einer Decke vollzieht. Noch S Annaberg ist am Scheiblingberg im Verzahnungsgebiet zur Lunzer Fazies der Wettersteindolomit wesentlich mächtiger als bei E. SPENGLER (1931, Karte) verzeichnet. Der Wettersteindolomit kann entweder über dem Annaberger Kalk auftreten oder er lagert über Wettersteinkalk.

Das Verhältnis zum Wettersteinkalk ist im gesamten Gebiet einheitlich: Der Dolomit entwickelt sich stets im Hangenden des Kalkes (z. B. Reisalpendecken-Rahmen S des Schmelzfensters). Auch in der Sulzbachdecke ist der Wettersteindolomit, der hier nur ganz untergeordnet und selten aufscheint, auf das Hangende des Wettersteinkalkes beschränkt (z. B. in der verkehrten Serie am Florkogel-W, südlich von Puchenstuben). Diese Position im Hangenden des Wettersteinkalkes ist ein genereller Zug der voralpinen Fazies.

E) Obertrias

1. Aonschiefer (Trachycerasschiefer)

Die dunkelgraubraunen harten Schieferkalke und Kalkschiefer des untersten Karn vom basalen Teil der Zone mit *Trachyceras aonoides* sind im untersuchten Abschnitt zwischen Annaberg und den Vorderen Tormäuern nicht vorhanden. Es ist darauf aufmerksam zu machen, daß lithologisch vollkommen gleich ausgebildete papierdünn spaltende bzw. so dünn geschichtete dunkelgraubraune bituminöse Kalkschiefer als stratigraphische Einschaltungen innerhalb der gebankten Aniskalke auftreten (z. B. im Annaberger Fenster N vom Gruberkogel oder im Graben N Spindelhof/Lassingrotte).

Ein prächtiger neuer Aufschluß in typischen Aonschiefern ist bei der Verbreiterung der Ybbstal-Bundesstraße W der Ausmündung des Steinbachgrabens W Gasthaus Längauer bei Göstling geschaffen worden (Sulzbachdecke). Die letzte ausführliche Beschreibung dieser Lokalität stammt von F. TRAUTH (1948 b, S. 73). Die an Trachyceraten lagenweise sehr reichen Schichten sind nicht nur dünnblättrig ausgebildet, sondern es kommen auch im unterkarnischen Schichtstoß, der sich hier ganz allmählich aus den unterlagernden Göstlinger Kalken entwickelt, dm-dick geschichtete, gerad- oder welligflächige, gelegentlich auch noch Hornsteinknollen führende Kalke vor.

Die Mikrofauna der Kalklagen ist arm an Foraminiferen und reich an Radiolarien und gleicht weitgehend jener der unterlagernden Göstlinger Kalke.

2. Lunzer Schichten

In den mächtigen und weit verbreiteten Lunzer Schichten des Abschnittes Annaberg—Vordere Tormauer kann man im allgemeinen nur den basalen Tonschiefer-Horizont, die Reingrabener (= Halobien-) Schiefer vom Lunzer Sandstein abgliedern, während die übrige Untergliederung aus dem Lunzer Raum, die L. HERTLE (1865, S. 490) aufgestellt und D. STUR (1871, S. 243) erweitert hat, im kartierten Raum nicht nachweisbar waren. Im klassischen Lunzer Gebiet sind ja über den Reingrabener Schiefeln der Liegendsandstein, darüber Kohlenflöz führende Schiefertone mit oft gut erhaltenen bestimmbareren Pflanzenresten und zuoberst der Hangendsandstein, welcher gelegentlich schon Muschelbrekzien und Carditakalk in seiner obersten Partie eingelagert enthält, vorhanden.

Ein erwähnenswertes Profil vom Oberrand der Lunzer Schichten des kartierten Gebietes ist im tieferen Grabeneinschnitt unterhalb des Elektrizitätswerkes SW Gösing aufgeschlossen. Hier folgt in einer an der Fortsetzung der Hochwartstörung rückgekippten Scholle der Sulzbachdecke über sehr mächtigem, einheitlichem Lunzer Sandstein nahe dessen Oberrand eine tiefere und, nach einer weiteren Sandsteinbank eine höhere Tonschieferlage, die Kohlenflöze führt. Die obersten 2 dm der Lunzer Schichten unmittelbar unter der Auflagerung des Opponitzer Kalkes werden aus einer stark eisenschüssigen, oxydierten, braun verkrusteten Schicht aufgebaut, vom Aussehen eines alten Verwitterungshorizontes. Über Erzkrusten im Karn berichtete bereits G. GEYER (1910, S. 37, Fig. 2) — allerdings von der Basis der unterkarnischen Schiefer-Sandstein-Serie über dem Wettersteinkalk.

Kohlenflöze treten hier also in Abwandlung des Normalprofiles in sehr hoher Position nahe der Obergrenze der Lunzer Schichten auf, in einem Niveau, das vergleichsweise auch in der obersten Partie am S- und N-Rand der Lunzer Sandsteinfolge der Sulzbachantiklinale NW von Lunz anzutreffen ist und dort auch bis vor kurzem auf Kohlen beschürft worden ist.

Eine Übersicht über die wichtigsten Kohlenvorkommen in den Lunzer Schichten gab W. PETRASCHECK (1929, S. 301—309).

Die aus dem Lunzer Gebiet beschriebenen fossilreichen obersten Meter der Lunzer Schichten, die als **schieferig-sandiges Paket** mit teils mariner, teils brackisch-limnischer Fauna vorliegen und von G. ARTHABER (1906, S. 320) als „Carditaschichten s. str.“ (Carditaoolith auct.) bezeichnet worden sind — vgl. G. GEYER (1910, S. 36; 1911, S. 19), E. SPENGLER (1931,

S. 44) und F. TRAUTH (1948 b, S. 56) sind im neu untersuchten Gebiet nicht nachzuweisen gewesen.

Ein merkwürdiges „Vorkommen“ von Lunzer Sandstein muß gesondert erwähnt werden. Es handelt sich um den Lunzer Sandstein auf der welligen Hochfläche SW von Reith und auf dem flachen Wiesengelände, das streifenförmig E der Seespitze in der südlichen Fortsetzung der erstgenannten Fläche jenseits des Lassingbaches hinzieht. Der Lunzer Sandstein ist hier zwar nicht anstehend anzutreffen, aber die Lesesteinkartierung ergibt ausschließlich solches Material. Es entsteht hier zunächst der Eindruck des fensterförmigen Auftauchens von Lunzer Sandstein unter einem permotriadischen Rahmen analog dem Vorkommen im Schmelzfenster. Das südliche Vorkommen dieses Lunzer Sandsteines hatte bereits E. SPENGLER (1928 a, S. 103, Fußnote) erwähnt und ebenfalls als vermutliche Fortsetzung des Schmelzfensters gegen W hin erachtet. Genauere Überprüfung hat aber gezeigt, daß es sich bei diesen zwei Vorkommen nur um erstaunlich gleichförmige Flußschotteranhäufungen aus Lunzer Sandstein handelt, der hier in einer vor der Quereinkerbung des Angertales angelegten Talung entweder aus dem Raum des Schmelzfensters, also von E her oder vom Raum Annakreuz, also von N nach S geschüttet worden sein muß. Denn beim nördlichen Vorkommen bei Reith zeigt die Existenz zahlloser Gipsingen im Wiesengelände, das oberflächlich von Lunzer Sandstein erfüllt ist, daß im Untergrund ebenfalls Haselgebirge ansteht, während beim Vorkommen E Seespitz am Steilanschnitt SW davon als Unterlage der Lunzer Sandstein-Schotterfläche Muschelkalk und Saalfeldener Rauhwacke, NE fallend, zu konstatieren ist. Außerdem kam beim Aushub für das Transformatorenhaus SW der Bahnstation Reith der Lunzer Sandstein in Form von Flußschottern mit allseits gut gerundeten Komponenten über Haselgebirge zu Tage.

3. Opponitzer Schichten

Rauhwacken, Dolomite und Kalke bilden den Bestand der Opponitzer Schichten des Tuval. Die lithologische Variationsbreite der Opponitzer Kalke ist enorm. Typen, die an die verschiedensten anderen triadischen Horizonte erinnern, stellen sich in diesem oberkarnischen Niveau ein.

Interessant ist das Auftreten von Gips im Oberkarn. Gips ist aus oberkarnischen Horizonten aus den westlichen Ostalpen und Südalpen seit langem bekannt und erreicht auch im unterostalpinen Semmeringsystem große Mächtigkeit. In den östlichen Kalkalpen aber ist Gips sehr selten erfaßt worden. Oberkarnische Gipse sind aber gerade aus der Lunzer Decke in nicht unbedeutendem Umfang in Begleitung schwarzer Dolomite vom Leitungstollen des Kraftwerkes Opponitz durch die Beschreibung

von O. AMPFERER (1930, S. 83) bekannt geworden. Auf die Frage der genaueren stratigraphischen Position dieser Gipse innerhalb des Oberkarn soll zunächst eingegangen werden.

Im Vergleich mit den westlichen Ostalpen und Südalpen ergibt sich, daß man dort im gesamten Oberkarn, besonders aber doch in zwei Horizonten mit Gips zu rechnen hat: In den lombardischen Alpen ist das basale Oberkarn noch fossilreich vollmarin entwickelt, der Hauptteil aber besteht aus einer Gips- und Rauhwacke-reichen Folge (G. ARTHABER 1906, S. 308). Der Schwerpunkt der Gipsausscheidung liegt dort jedenfalls im Oberteil des Tuval (U. & M. de SITTER 1949, vgl. A. TOLLMANN 1963, Taf. 8, rechtes Säulenprofil). Als untertuvalische Gipse hingegen sind nach G. ROSENBERG (1959, Taf. 18) jene der Schichten des Val di Resia in den Südalpen anzusehen. In den vorarlbergisch-westtirolischen Kalkalpen ist das karnische Gipsniveau wiederum wie in den Lombardischen Alpen in Begleitung der Rauhwacken, die die Raibler Serie gegen oben hin beschließen, vertreten (O. AMPFERER 1932, S. 44).

In unserem Raum müssen die Rauhwacken im Oberkarn als wichtige Hinweise für mögliche Gipshorizonte gewertet werden. Diese Opponitzer Rauhwacken treten entgegen G. ROSENBERG (1959, Taf. 17) nicht nur im Hangenden der Opponitzer Kalke auf, sondern man trifft sie in zwei verschiedenen Niveaus, u. zw. im Hangenden und Liegenden der Opponitzer Kalke — worauf bereits F. TRAUTH (1934, S. 97) verwiesen hat. Im Raume W von Lunz herrscht ganz überwiegend der Rauhwackehorizont im Liegenden der Opponitzer Kalke in mächtiger Entfaltung (vgl. G. GEYER 1908, S. 21; 1910, S. 40; 1911, S. 19). Diese Rauhwacke möchte ich in Erweiterung des von F. TRAUTH (1948 b, S. 47) verwendeten Namens als „Opponitzer Liegendrauhwacke“ bezeichnen. Die im Hangenden der Kalke entwickelten Rauhwacken („Opponitzer Hangendrauhwacke“) lösen weiter im Osten, z. B. in den verschiedenen Schuppen der Lunzer Decke, die ältere Rauhwacke ab (E. SPENGLER 1931, S. 43). Mit der Schwarzenbachschuppe reicht das Karn mit Opponitzer Hangendrauhwacke noch in den NE-Teil des kartierten Gebietes hinein (Taf. 1).

Gipse kommen nun — um zum Ausgangspunkt der Betrachtung zurückzukehren — hier in den basalen Lagen des Tuval vor. Der eine neue Fundpunkt obertags liegt SW Kogelsbach am linken Ufer der Ybbs, wo beim Anschnitt der Ybbsalstraße N Zöttel, wo neben schwarzen kohlenführenden Tonen der Lunzer Schichten und dünnschichtigem fossilreichem Mergelkalk auch grauer, z. T. in Rauhwacke verwandelter Bänderdolomit mit Gipsgehalt erschlossen wurde. Die zweite Stelle liegt am Ostrand des

Mühlfelder Halbfensters in der Sulzbachdecke NE Annaberg, wo ein N—S streichenden Zug von dunkelgrauem, dünn-schichtigem, z. T. feinporösem Dolomit im Steinbruch am Güterweg E Ottoreith Gipslagen von cm- bis mehrere cm Breite eingeschaltet enthält. Diesen Dolomit habe ich ursprünglich (1964 b, S. 285) zufolge seiner Lagerung unmittelbar im Liegenden des mächtigen, in Rinnen gut erschlossenen permischen Haselgebirges, das sich dort im N angrenzenden Abschnitt am Südfuß der Höhe 1041 darüber aufbaut, als permischen Bellerophondolomit gewertet, wie er ja innerhalb der Haselgebirgsmassen auch andernorts (bes. im Salzkammergut) in der nordalpinen Fazies verbreitet ist. Zuzufolge der Entdeckung eines weiteren Vorkommens von gipsführendem, vergleichbarem Opponitzer Dolomit und dem Einfallen dieses Gesteinszuges bei Ottoreith unter die im W anschließenden Lunzer Sandsteine, rechne ich nunmehr diesen leider nicht durch Makro- oder Mikrofauna (der Conodontentest war seinerzeit negativ) unmittelbar einzustufenden Gips-Dolomit-Komplex zur verkehrten Serie des Fensterinhaltes. Die eigenartige Lagerung, bei der man nur aus der regionalen Tektonik heraus die Deckengrenze doch am besten zwischen Gips-Dolomit und dem darüber unmittelbar auflagernden Gips-Haselgebirge zieht, hat zuerst nach nur profilmäßiger Begehung zu der irrtümlichen Einstufung veranlaßt.

Als nächstes gilt es, das Verhältnis vom Opponitzer Dolomit zum Opponitzer Kalk und dessen Variationsbreite zu untersuchen. Sehr wichtig hierzu ist die Beobachtung von E. SPENGLER (1931, S. 43), daß dort, wo der Opponitzer Kalk im Grenzbereich zwischen Lunzer und Rohrer Fazies allmählich in Opponitzer Dolomit übergeht — besonders gut studiert im Fenstergraben SSW Kleinzell, Reisalpendecke — der Opponitzer Dolomit sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des Kalkes ansetzt. Im untersuchten Abschnitt schiebt sich im Annaberger Fenster (Sulzbachdecke) in der verkehrten Serie in der Talrinne S des „Kögelplatzes“ hellgrauer, dem Hauptdolomit gleichender, gebankter Dolomit zwischen Lunzer Schichten und fossilführendem Opponitzer Kalk ein — entspricht also dem liegenden Dolomithorizont.

Zur Klärung der wechselvollen lithologischen Abfolge des kalkigen Anteiles der Opponitzer Schichten, also der Opponitzer Kalke, sei eine Zusammenfassung über die von F. TRAUTH (1948 b) des näheren studierten vollständigen Opponitzer Kalk-Profile aus den Stollen der 2. Wiener Hochquellenleitung im Raum von Lunz erstellt. Die Opponitzer Schichten im Südflügel der Lunzer Mulde (Lehnenstollen, TRAUTH, 1948 b, S. 43, Taf. 5) gliedern sich in eine sehr mächtige Folge aus Rauhwacken, mergeligen Schiefern und Mergelkalken im Liegenden, eine Zone fester Mergelkalke darüber und in den kalkigen Opponitzer Dolomit, der hier

im Hangenden auftritt. Auf der Südseite des Lunzberges wurden im Profil des Lunzbergstollens (Taf. 6—7, S. 45—47) von Liegend gegen Hangend folgende Glieder der Opponitzer Schichten durchörtert: Zutiefst grauer und knolliger, dolomitischer Opponitzer Kalk, darüber die Opponitzer Liegendrauhwacke, dann die mächtige Serie der fossilführenden Opponitzer Mergelschiefer mit verschiedenen Einschaltungen, im Hangenden schließlich überwiegend Opponitzer Kalk, der in wechselndem Verhältnis Dolomitisierung oder Mergelgehalt zeigte.

Zu diesen Stollenprofilen aus der Sulzbachdecke soll als Ergänzung das schöne Profil erwähnt werden, das ich in der gleichen Einheit in der verkehrten Serie an der Waldstraße oberhalb vom Steiner im Hundegraben E vom Fenster von Urmannsau antraf: Es wird durch die über dem Lunzer Sandstein liegende dunkle Opponitzer Liegendrauhwacke eingeleitet, die stellenweise in schwarzen, bituminösen Kalk vom lithologischen Aussehen des Muschelkalkes übergeht; hierauf schließt sich massiger dunkler Kalk an, dann dünnplattiger Mergelkalk und Opponitzer Kalkmergel, zuoberst wiederum dichter, brauner, fossilführender, gebankter Opponitzer Kalk, dessen oberste Partie gegen den Hauptdolomit hin wiederum kalkig-mergelig und dünn-schichtig entwickelt ist.

Als Zusammenfassung ergibt sich, daß der Bestand der Opponitzer Schichten in reich entwickelten Profilen von der Liegendrauhwacke und einem gelegentlich gipshältigen Liegenddolomit über geringmächtigen Kalk zu einer mächtigen Folge von Opponitzer Mergeln, schließlich über ein mächtiges Opponitzer Kalkniveau zu den Hangendrauhwacken bzw. dem Hangenddolomit, der zum Hauptdolomit überleitet, emporreicht. Daneben gibt es — gerade auch z. B. im kartierten Bereich, sehr einförmige, gebankte bis massige, graubraune dunkle Opponitzer Kalkzüge.

Aus dem Ostteil des untersuchten Gebietes sei zu den bisher bekannten Fossilfundpunkten im Opponitzer Kalk (vgl. Zusammenstellung bei E. SPENGLER 1931, S. 44—48) noch der neue Punkt „Kögelplatz“ in der verkehrten Serie im Annaberger Fenster E vom Ödhof hinzugefügt, wo am Jagdsteig in ungefähr 950 m Höhe auf der Südseite dieser Rückfallkuppe im braunen, geschichteten Opponitzer Kalk Lumachelle mit *Cardita gümbeli* PICHL. gefunden wurde. Im Schriff führen diese Kalke reichlich *Agathammina*.

4. Hauptdolomit

Der in allen Einheiten des untersuchten Gebietes mächtige Hauptdolomit liegt im allgemeinen in der gewohnten Form eines dickbankigen, schmutziggrauen, grobgrusig verwitternden Typus vor. Dunkelgraue bis schwarze, gebänderte Varietäten, wie sie etwa in der Frankenfelder Decke

weit verbreitet sind, stellen sich selten ein — z. B. in der Sulzbachdecke im Inhalt des Annaberger Fensters auf der Ostseite des unteren Hohlgrabens (Stickelreithgraben) entlang der Waldstraße.

Auffällig sind Einschaltungen von Kalkbänken, Typus Plattenkalk, aber nicht im gewohnten Horizont am Oberrand des Hauptdolomites (Obernor), sondern auch mitten in der Hauptdolomitmasse. Solche eingeschaltete mittelgraue Kalkbänke stellen sich z. B. auf der linken Seite des eben erwähnten Hohlgrabens am Ostfuß des „Rothen Berges“ im Annaberger Fenster ein und sind ferner am Westrand der „Böden“ 1,5 km NE Gösing in der gleichen tektonischen Einheit (Sulzbachdecke) und nahe SW der „Böden“ an der Straße bei Kote 1101 anzutreffen, wo innerhalb des Dolomites außer einer 1,5 m dicken Kalkbank plattige gebänderte Mergelkalke inmitten des Hauptdolomites anstehen.

5. Plattenkalk

Die dickbankige obernorische Dolomit-Kalk-Wechselfolge, die als Plattenkalk bezeichnet wird, konnte im kartierten Raum (Taf. 1) nur in einem etliche Zehnermeter mächtigen Zug am Riesberg-NE-Hang, 2,5 km SSE Puchenstuben, angetroffen werden. Die Kalkbänke enthalten Thecosmilien-Stöcke. Ansonsten lagert das Rhät dem Hauptdolomit unmittelbar auf.

6. Rhät

Rhät tritt im kartierten Gebiet nur in der verkehrten Serie der Sulzbachdecke auf. Seine Mächtigkeit schwankt im Streichen in dieser Zone bedeutend — wohl aus tektonischen Gründen. Primär erreicht es aber in ungestörten Profilen eine beträchtliche Mächtigkeit. Im Verlauf der ganzen Zone zeigt das Rhät eine charakteristische Dreigliederung in Kössener Schichten im tieferen Abschnitt, Dunkelbankkalk im mittleren Rhät und helleren Oberrhätkalk im Hangenden.

a) Kössener Schichten. Diese lagern unmittelbar auf Hauptdolomit oder über dem gelegentlich entwickelten Plattenkalk (Riesberg). Sie stellen eine Wechselfolge von gut geschichteten bis gebankten dunklen Kalken mit Mergelzwischenlagen dar. Durch diese lithologische Ausbildung und ihre Fauna ist die Bezeichnung „Kössener Schichten“ gerechtfertigt. Im engen Untersuchungsbereich, wo ihre Mächtigkeit gering ist, sind die Makrofossilfundpunkte spärlich und die Schlammproben aus den Mergellagen liefern nur arme Mikrofaunen, was im nord-voralpinen Gebiet häufig ist.

Kössener Schichten sind im kartierten Abschnitt z. B. im Nordteil des Inhaltes des Annaberger Fensters im Türrnitzbachtal 150 m ENE Kote 872

anzutreffen, wo sich bis metermächtige Mergellagen in den geschichteten Kalken einstellen bzw. im SE und am Nordhang des Riesberges SSE Puchenstuben.

Die bisher aus den Kössener Schichten der weiteren Umgebung bekannt gewordenen Makrofaunen sind bei E. SPENGLER (1931, S. 53—59) zusammengestellt. Zu erwähnen ist, daß der klassische, reiche Fundpunkt von Kössener Fossilien auf der Voralpe im Königsbergzug, bereits von D. STUR 1871, S. 425—426 ausführlich beschrieben, in der westlichen Fortsetzung unseres Rhätstreifens liegt, wobei dieser Stirnteil der Sulzbachdecke im Königsbergzug allerdings noch eine zweite, interne Verfaltung erfährt.

b) Puchenstubener Kalk. Im Hangenden der Kössener Schichten stellt sich im mittleren Rhät in gut entwickelten Profilen der Sulzbachdecke in ihrer gesamten Längserstreckung ein von der Kössener Fazies abweichender Schichtstoß ein, der ausschließlich aus dunkelgrauen, manchmal schwarzgrauen, manchmal auch mittelgrauen dickbankigen Kalken ohne nennenswerte Mergelzwischenlagen besteht und bedeutende Mächtigkeit erreicht. Dieses Schichtpaket bildet die Hauptmasse des Rhät und wird im Hangenden noch von hellen, braunen oder grauen Oberrhätkalken überlagert. Es ist dies ein Schichtglied, das durch seine dunkle Farbe zwischen den Kössener Schichten einerseits und durch die regelmäßige dicke Bankung und das weitgehende Zurücktreten der Mergellagen dem Dachsteinkalk andererseits vermittelt. Es läßt sich durch seine Ausbildung aber weder dem einen noch dem anderen Schichtglied nach Definition und nach bisheriger Verwendung der Begriffe gleichsetzen.

In der Definition für Kössener Schichten (Begriff von E. SUSS 1852, S. 180), die M. V. LIPOLD (1852, S. 93) aufstellte, wird die Dünnschichtigkeit der Kalke und die Existenz der Mergelzwischenlagen hervorgehoben: „Die Kalke dieser Schichten sind in der Regel dunkelfärbig grau, bisweilen ins Braune ziehend, splittrig bis muschelig im Bruche, und treten meist in Schichten von 1 Zoll bis 1 Fuß auf, die gewöhnlich durch dünne, mergelige oder schiefrigthonige Zwischenlager getrennt sind.“ Das Säulenprofil, das die Ausbildung der Schichtfolge der Kössener Schichten der Typlokalität zeigt, ist bei E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1964, Taf. 1, Fig. 4) zu finden. Es finden sich zwar auch innerhalb von sehr mächtigen Profilen in Kössener Entwicklung gelegentlich Einschaltungen von dunkelgrauen, dickeren Kalkbänken (z. B. Kendelbachgraben/Osterhorngruppe), aber diese erlangen keine solche Selbständigkeit und sind nicht zur Charakterisierung der Kössener Schichten geeignet.

Andererseits läßt sich auch nicht die Bezeichnung „Dachsteinkalk“ (vgl. O. KÜHN, 1962, S. 100—104), die für hell- bis mittelgraue oder -braune

dickbankige norisch-rhätische Kalke angewendet wird, auf unsere dunkel- bis schwarzgrauen, im Handstück oft dem Annaberger Kalk gleichenden Kalke übertragen. Da nun diese dunklen dickbankigen Rhätkalke bedeutende Mächtigkeiten erreichen und keine lokale Ausbildung des Rhät darstellen, sondern in weiten Räumen der Kalkvoralpen und darüber hinaus im zentralalpinen Bereich anzutreffen sind, ist eine eigene Bezeichnung dafür von Wert. Als Name soll „Puchenstubener Kalk“ deswegen verwendet werden, weil das komplette Rhätprofil, in dem dieser Typus den Hauptteil ausmacht und zur Aufstellung des Begriffes führte, SE Puchenstuben (Riesberg) liegt.

Folgende Beispiele für den Typus „Puchenstubener Kalk“ seien hervorgehoben: Zunächst der gesamte Streifen des Rhät in der Sulzbachdecke. Im E, im Annaberger Fenster stehen diese dunklen Kalke in sehr typischer, grob gebankter Ausbildung in der verkehrten Serie im Türnitzbachgraben SW vom Gstettenhof an. In der gleichen verkehrten Serie am Riesberg 2,5 km SE Puchenstuben liegt dieser Kalk in großer Mächtigkeit zwischen Kössener Schichten und dem hier hellbraunen oolithischen Oberrhätkalk. Auch an der Güterstraße auf der Westseite des Hundgrabens SE Steiner bei Urmannsau ist derselbe Mittelrhätkalk nahe NNW der Übersetzung des Hundgrabens durch die Waldstraße gut aufgeschlossen. Im klassischen Profil des Voralpenzuges SW Gr. Hollenstein schließlich ist in der gleichen Groseinheit das Rhät in einer saiger stehenden Muldenfüllung bereits morphologisch deutlich gegliedert: An den obernorischen dickbankigen hellen Plattenkalk schließen in muldenförmiger Ausräumungszone mergelreiche Kössener Schichten, hierauf wieder markant aufragend der dunkle dickbankige Puchenstubener Kalk des mittleren Rhät und als Hangend heller Oberrhätkalk.

Während der Typus des Puchenstubener Kalkes gegen S hin schon in den hier durch Dachsteinkalkfazies gekennzeichneten voralpinen Einheiten ab Ötscherdecke verschwindet, ist er in den gegen N anschließenden Decken weiterhin beheimatet und auch noch in der Frankenfesler Decke anzutreffen (Beispiel: Lilienfelder Halbfenster: Schillerstein WNW Lilienfeld).

Auch durch diesen Kalktypus ergibt sich eine Anknüpfung an die einst nördlich an das kalkvoralpine Gebiet anschließenden Geosynklinalzonen, u. zw. sowohl an das einst unmittelbar dort benachbarte Mittelostalpin als auch noch an das gegen außen (N) folgende unterostalpine Faziesgebiet. Ganz ähnlich wie z. B. beim Plattenkalk, dessen Entwicklungsoptimum im nördlichen kalkvoralpinen Gebiet liegt, und der mit abnehmender Mächtigkeit und Bedeutung über das Mittelostalpin noch bis ins Unterost-

alpin nach N reichte, schickt auch der Puchenstubener Kalk aus seinem voralpinen Heimatgebiet Ausläufer in diese Räume — also solche können jedenfalls die Pakete von schwarzgrauen, dickbankigen bis massigen, gelegentlich Thecosmilienstöcke führenden Horizonte innerhalb des sonst als Kössener Schichtfolge oder sogar schon in Keuperfazies vorliegenden Rhäts der Zentralalpen betrachtet werden.

An Beispielen aus den Zentralalpen sei angeführt: Im Mittelostalpin des Stangalm-Mesozoikums wurde auf der Eisentalhöhe der schwarze, undeutlich gebankte bis gänzlich ungebankte Kalk in den höheren Partien des Profiles angetroffen (E. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964, S. 545, Taf. 1, Fig. 1, 3, Schicht 26, 27, 29, 34, 36). Hier scheint dieser Kalk seiner Position nach bereits dem Oberrhät anzugehören. Im Unterostalpin des Semmeringsystems ist dieser Typus „Puchenstubener Kalk“ trotz der hier bereits herrschenden Keuperfazies sogar noch erfassbar, so z. B. im Krenthaler Steinbruch und NE davon, im dunklen, Thecosmilien führenden Kalk S des Bärensattels und im Rhätkalk S des Hotels Panhans, der hier gegen oben (W) sogar in dunklen, dickbankigen bis massigen Rhätdolomit übergeht, der W hinter dem Hotel ansteht. Dieser dunkle, aus Rhätkalk hervorgehende Dolomit ist offenbar das Endglied des aus dem Puchenstubener Kalk sich gegen die randnahen Teile der Geosynklinale umwandelnden Gesteinstypus.

Die Fossilführung des Puchenstubener Kalkes in den Kalkvoralpen ist wesentlich geringer als jene der Kössener Schichten und besteht vor allem aus Thecosmilien und Brachiopoden.

Erwähnt soll noch werden, daß es sich bei dem von A. RUTTNER (1963, Taf. 1) NNW und E vom Sommersberg-Hof östlich der Urmannsau als „Kalk unbekanntes Alters“ verzeichneten Gestein um dunkle, graubraune bis mittelbraune Puchenstubener Kalke handelt. Das östliche Vorkommen dieser beiden Gesteinszüge, jenes an der Waldstraße etwa 100 m E des Hofes ist reich an Thecosmilienstöcken. Aber nicht alle mit dieser Signatur von A. RUTTNER auf seiner Karte eingetragenen Gesteinszüge sind einander gleichwertig: Der „Kalk unbekanntes Alters“ 350 m NNE Ober-Gaisstall an der Waldstraße in den Hundsgraben z. B. besteht im unteren Teil (verkehrte Serie!) aus dunklen Dogger-Kieselkalken und -Spatkalken, im oberen, an den Hauptdolomit grenzenden Teil aus hellbraunem, dickbankigem, glattbrüchigem Rhätkalk.

c) Oberrhätkalk. Mittelbraune bis hellbraune oolithische, gebankte Oberrhätkalke schließen sich in vollständigen Profilen in dem Rhätstreifen der Sulzbachdecke an (Riesberg-Nordfuß). Bei größerer Mächtigkeit nehmen sie hellere, reinere Farbtöne an, z. B. im Profil des

Hundsgrabens SE Urmannsau oder im Königsbergzug, wo bereits eine riffartige Entwicklung ansetzt.

d) Während die Rhätkalke im Ötschervorland im allgemeinen eine arme Mikrofauna aufweisen, ist auch hier die von anderen Profilen bereits bekannte Zunahme des Reichtums an Mikrofossilien gegen den inneren Teil der nordalpinen Geosynklinale, also gegen S hin, wieder erkennbar: Die rhätischen Dachsteinkalke des Südrandes der Ötscherdecke, die den schmalen Jura-Neokom-Streifen unmittelbar unter der Neuhauser Überschiebung W bei Neuhaus unterlagern, führen in den graubraunen, dicken, oft oolithischen Bänken massenhaft *Triasina hantkeni* MAJZON, in einer bunten, roten Einschaltung von *Starhemberger Schichten* neben dieser Art auch häufig *Glomospirella friedli* KRISTAN, *Angulodiscus tumidus* KRISTAN, *Trocholina granosa* FRENTZEN und eine weitere Trocholinen-Art. Die Zusammensetzung dieser Mikrofauna entspricht ebenfalls jener der Starhembergsschichten der Typlokalität.

F) Jura-Neokom

Nur in der verkehrten Serie der Sulzbachdecke liegt im betrachteten Raum eine vollständige, von der Obertrias bis ins Neokom reichende Serie vor (Taf. 1). In weithin gleichbleibender Ausbildung folgt über dem Rhät der in seinen tiefen Teilen vielleicht noch dem Lias, in der Hauptmasse aber sicherlich bereits dem Dogger angehörige Komplex aus dunklen kieseligen Spatkalke im Liegenden und dunklen, mächtigen, düstergrauen bis schwarzen, auch roten Kieselschiefern im Hangenden. Die Spatkalke des Liegendteiles nehmen, wo sie größere Mächtigkeit erreichen, etwas hellere Färbung an, gehen durch Zunahme des Crinoidengehaltes in Crinoidenkalke über, lokal Belemniten führend. Sie enthalten nicht nur Hornsteinknollen, sondern auch die Grundmasse ist stark verkieselt. Diese Verhältnisse sind sehr schön an der Waldstraße W Kote 1074 im obersten Höllrießgraben erschlossen.

Das Alter dieser vielleicht vom Oberlias bis in den tieferen Malm reichenden, dem Rhät übrigens konkordant und ohne sichtbare Schichtlücke auflagernden Serie ist mangels entscheidender Fossilfunde in der gesamten Erstreckung dieser Züge, also bis hinüber zum Königsberg und der Voralpe nicht sicher festzulegen (vgl. F. TRAUTH 1922, S. 204--205). Lithofazielle Vergleiche über zu weite Strecken hinweg, etwa zu den bereits im Detail studierten Allgäuschichten der westlichen Kalkalpen (V. JACOBSHAGEN 1965, S. 67) geben hier nur Hinweise auf Einstufungsmöglichkeiten, aber keine Sicherheit für Horizontierung. In lithologischer Hinsicht würde bei einem solchen Vergleich etwa die Spatkalk-Hornstein-Assoziation der

„Obersten Jüngeren Allgäuschichten“, die den Zeitraum Mittel-Bajocien bis zum obersten Dogger umfassen, mit unseren Spatkalktypen am besten übereinstimmen.

Über der außerordentlich mächtigen, düster gefärbten Kieselschiefermasse schließt der mehrere hundert Meter mächtige Tithon-Neokom-Aptychenkalk an, besonders in den basalen Teilen Lamellaptychen führend (Waldstraße 700 m WNW Hühnerkogel-Gipfel). Der Neokom-Anteil der Aptychenschichten wird zunehmend mergeliger.

Das jüngste, noch dem Neokom zuzuordnende Schichtglied dieses Streifens stellt der Roßfeldsandstein dar, der SSE und NW vom Gaisenberg angetroffen wurde. Dieser dunkelgraue, braun verwitternde, auf der NW-Seite des Gaisenberges in 930 m Höhe anstehende, dort etliche Zehnermeter mächtige Sandstein zeigt Schalenreste mariner Mollusken, daneben auch Kohlenreste. Die Einschaltung von eckigen und auch von völlig gerundeten kalkalpinen Geröllen zeigt die Bodenunruhe während einer tiefneokomen Phase an.

Fazies

A) Faziesräume

Der Abschnitt der Kalkvoralpen E der Weyerer Bögen gehört fünf verschiedenen Faziesräumen an, deren Eigenheit aus dem jeweils zentralen Gebiet ihrer Entwicklung abzuleiten ist, und deren Übergänge in manchen noch nicht tektonisch oder erosiv zerstörten Abschnitten studiert werden können. Diese bekannte Faziesgliederung beruht vor allem auf der Entwicklung der Trias. Ohne weit ausgreifen zu wollen, wird im folgenden nur die Abgrenzung und Eigenart der Hauptfaziesräume skizziert werden, wird auf die Eigenart der Faziesübergänge, auf die streckenweise so weit verfolgbaren Gemeinsamkeiten bestimmter Zonen und andererseits auf auffällige, lokal bedingte Fazieswechsel hingewiesen werden, wobei dieser Überblick im wesentlichen auf den auf Tafel 3 dargestellten Raum beschränkt wird.

Folgende fünf Hauptfaziesräume sind zu unterscheiden:

1. **Frankenfels Fazies.** Es liegt eine in der Trias der Lunzer Fazies ähnliche Serienausbildung vor, die im Ostteil der Kalkalpen im wesentlichen auf den Raum der Frankenfels-Ternberger-Decke beschränkt bleibt. Die Eigenart dieser 1963 aufgestellten Fazies habe ich (1963, S. 171; 1965, S. 379) bereits des näheren erörtert, wodurch hier darauf verwiesen werden kann.

2. **Lunzer Fazies.** Sie bildet die Hauptfazies — aber nicht ausschließliche Fazies — der Lunzer und Sulzbach-Decke und reicht auch noch

ein Stück in die Reisalpendecke. Die Eigenart gegenüber den benachbarten Faziesräumen tut sich besonders in der Entwicklung der Mitteltrias und der tieferen Obertrias kund: Auf mächtige Gutensteiner, Annaberger und Reifflinger Kalke, welche beide letzteren den Steinalm-Wettersteinkalk der Nordtiroler Fazies ersetzen, folgt unmittelbar mächtiges Karn in Form von Lunzer und Opponitzer Schichten. Die höhere Obertrias in dieser der Hauptdolomitüberfazies angehörenden Teilfazies beherrscht Hauptdolomit und unmittelbar oder unter Vermittlung von Plattenkalk auflagerndes mergelig-kalkiges Rhät. Bezeichnend ist das Auftreten von Puchenstubener Kalk **anstelle von Dachsteinkalk**.

Gegenüber der bei E. SPENGLER (1959, Taf. 4) vorgenommenen Abgrenzung des Lunzer Faziesraumes sind folgende Abänderungen nötig geworden: Von W her reichen zufolge des vor der nachgosauischen Eindrehung der Frankenfesler und Lunzer Decke an der Weyerer-Bogen-Störung ursprünglich bestehenden Zusammenhanges der Elemente noch die Ausläufer der Nordtiroler Fazies, gekennzeichnet vor allem durch mächtigen Wettersteinkalk in der Mitteltrias, in zwei Zungen weit in das Gebiet der Lunzer Fazies (Darstellung bei A. TOLLMANN 1964 c, Taf. 7, Fig. 4 und in grundsätzlich gleichem Sinne bei P. STEINER 1965, Abb. 1). Im Norden ist gegenüber E. SPENGLER das Gebiet der Frankenfesler Fazies ausgedehnter als bisher dargestellt. Die Berge um das Annaberger und Mühlfelder Fenster mit ihrem mächtigen Annaberger Kalk sind noch in diesen Faziesraum einzubeziehen, so daß die Faziesgrenze in der Reisalpendecke etwa an die Naht zu liegen kommt, die sich in der Türnitzer Schuppung bei Türnitz ein Stück gegen SW verfolgen läßt. Natürlich ist die Grenze keine absolut scharfe, sondern auch noch W davon ist der aus dem Bereich der Rohrer Fazies herüberreichende Wettersteindolomit lokal noch gelegentlich entwickelt.

3. Nordtiroler Fazies. Diese Entwicklung mit bedeutendem Wettersteinkalk, geringmächtigem Karn und einer der Hauptdolomit-Überfazies entsprechenden höheren Obertrias reiht sich an den angegebenen Grenzen im Westen an.

4. Im S folgt die Dachsteinkalk-Fazies in der Ötscherdecke W vom Ötscher, durch die Folge Ramsaudolomit, geringmächtiges bis vollkommen reduziertes detritisches Karn, hier noch Hauptdolomit und durch Dachsteinkalk markiert,

5. In der gleichen Decke E vom Ötscher, aber auch noch in die davorliegende Reisalpendecke vorgreifend, stellt sich die dolomitreiche Rohrer Fazies ein, in der bei weitgehender Unterdrückung der anderen Trias-

schichten Wettersteindolomit und Hauptdolomit die Landschaft beherrschen.

B) Faziesübergänge

Neben der weite Räume beherrschenden Fazieskonstanz interessieren uns vor allem auch Abschnitte mit Faziesübergängen in den Grenzregionen dieser Großräume, wo sich der Fazieswechsel in bestimmten Horizonten unmittelbar beobachten läßt.

Eine solche Beobachtung der Faziesübergänge kann naturgemäß nur dort erfolgen, wo noch tektonisch unzerrissene Sedimentplatten innerhalb ein und derselben Decke in verschiedener fazieller Ausbildung erhalten sind, zugleich aber durch die Erosion ein genügend tiefer Einblick gewährt wird. Solche Abschnitte liegen vor allem im Raum der fingerförmig im Streichen gegen E vorgreifenden Wettersteinkalk-Zungen der Nordtiroler Fazies vor, sie sind ferner im W- und im E-Abschnitt der Reisalpendecke im Grenzgebiet zwischen Lunzer und Rohrer Fazies gegeben, sie lassen sich schließlich in untergeordnetem Maß auch in der Ötscherdecke am Ostrand der Dachsteinkalkfazies beobachten.

Der Übergang zwischen Nordtiroler und Lunzer Fazies spiegelt sich im wesentlichen nur in der Mitteltrias und im Karn wider. Im einzelnen vollzieht sich dieser Wechsel derart, daß sich im Lunzer Faziesbereich die hangendsten Partien der Annaberger und Reiflinger Kalkmasse (Beispiel: verschiedene Abschnitte der Sulzbachdecke) ganz allmählich abändern: Die obersten Teile der Reiflinger Kalke werden dickbankig, heller, der wellig-schichtige Charakter bleibt hierbei zunächst noch gewahrt. Es hat sich der Raminger Kalk als Überleitung zum Wettersteinkalk herausgebildet. Oder es setzt, in der Mächtigkeit rasch zunehmend, im Hangenden der Reiflinger Kalke Wettersteinkalk an, dessen oberste Partie ebenfalls durch Schichtung und Hornsteinführung, ferner auch in der Mikrofazies dieses vermittelnde Glied des Raminger Kalkes repräsentiert.

Hierbei gelangte in solchen Räumen des Ansatzens eines Faziesüberganges dieser Art noch Karn in beträchtlicher Mächtigkeit darüber zur Ablagerung. Erst dort, wo die Wettersteinkalkbildung dann bereits im zusammenhängenden Nordtiroler Faziesraum gegen unten hin mehr und mehr die geschichteten dunklen Mitteltriaskalke verdrängt, wird auch das sandig-schiefrige Karn im Hangenden reduziert. Bereits G. GEYER (1910, Fig. 1, S. 34 und S. 38) hatte diesen Fazieswechsel mit dem Auskeilen bzw. Einsetzen des Wettersteinkalkes über Reiflinger Kalk und den diesem verbundenen Partnachsichten (Klein Reiflinger Gebiet) sein Augenmerk zugewendet.

Auch der Übergang von der Lunzer zur Rohrer Fazies läßt sich in demselben Niveau (Ladin/Karn) am besten erfassen. Innerhalb der Reisalpen-
decke ist weiter im Osten in dem schon von E. SPENGLER wiederholt
erwähnten Abschnitt im Fenstergraben SSW Kleinzell die schrittweise
Verfolgung des Faziesüberganges in klassischer Weise möglich. In diesem
Fall schiebt sich im (höheren) Ladin Wettersteindolomit anstelle des
Reiflinger Kalkes ein. Die Abnahme der Mächtigkeit des sandig-schief-
rigen Lunzer Unterkarn vollzieht sich hier gegen die Rohrer Fazies hin
wesentlich rascher als beim oben erwähnten Übergang gegen die Nord-
tiroler Fazies. Die Opponitzer Kalke schließlich werden vom Hangenden
und vom Liegenden her durch graue Opponitzer Dolomite verdrängt,
keilen relativ rasch zungenförmig zwischen diesen aus, so daß dann der
Dolomit mit dem auflagernden Hauptdolomit bald zu einer nicht näher
gliederbaren, einheitlichen Masse verschmilzt: SW-Teil des Fenstergrabens
(vgl. E. SPENGLER 1931, S. 43).

Ebenso wie die Grenzen zwischen den Faziesräumen zwar häufig, aber
nicht immer die Nähte liefern, an denen die Ablösung und Überschiebung
der Decken erfolgt ist (A. TOLLMANN 1963, S. 158 f.), so ist auch die Fazies-
konstanz im Streichen vieler tektonischer interner Decken-Elemente, also
z. B. Mulden- und Sattel-Zonen, häufig erstaunlich, aber sie muß des-
wegen keineswegs immer gegeben sein. Wenn ein Faziesgebiet beim seit-
lichen Übergang in ein anderes sich verschmälernd endet, dann muß beim
Weiterlaufen der Antiklinalen logischerweise ein Fazieswechsel im
Streichen der einzelnen Falten erfolgen.

Beispiele für eine solche Erscheinung finden sich mehrfach. Ein ein-
drucksvolles Beispiel hierfür ist im Fazieswechsel im Streichen der Sulz-
bachdecke gegeben, die im W, im Gamssteinzug, noch Nordtiroler Ent-
wicklung zeigt, dann in der gleichen Deckeneinheit in Fortsetzung dieser
Zone bei Lunz reine Lunzer Fazies und weiter im E (Brandmauer), wieder
im Streichen der Zone, nochmals mächtigen Wettersteinkalk und auch
primär bereits geringer mächtiges und schichtgliederärmeres Karn als
Hinweis auf nochmaliges Aufflackern der Nordtiroler Fazies.

Es ist also keineswegs als „Mangel“ im Sinne von P. STEINER (1965,
S. 284) zu bezeichnen, wenn ich bei der von seiner Auffassung betreffs
des Südbereiches abweichenden Darstellung der Parallelisierung der
voralpinen Faltenzüge W und E der Weyerer Bögen im Falle der Kombi-
nation Sengsengebirge und Frenzbergantiklinale Fazieswechsel im Strei-
chen in der heute in der Tiefe unter dem Weyerer Ostflügel verdeckten
Zone (1964, Taf. 7, Fig. 4) annehme. Gleichgültig, welche Verbindungen
man hier im Südflügel der Lunzer Decke und Sulzbachdecke auch immer

annehmen mag, werden immer Abschnitte mit einem solchen in das Schema nicht „passenden“ Fazieswechsel im Streichen sich einstellen. Von P. STEINER selbst mußten ja auch bei seiner Kombination solche „Mängel“ des Fazieswechsels im Streichen der Faltenzüge in Kauf genommen werden, da sie eben offenbar in der Natur selbst gegeben sind. In seiner Deutung (1965, Taf. 1) sind diese Faziesabänderungen im Streichen, die z. T. ohne tektonische Störungen unmittelbar verfolgbar sind, ebenfalls reichlich enthalten, so in der Trias des Ebenforst-Königsbergmuldenzuges, in der Gamsstein-Sulzbachantiklinale, in der Maierock-Maiszinkenhalbantiklinale und, von ihm nicht erwähnt, aber doch nicht zu vergessen, im Jura zwischen Königsbergmulde, der im gesamten aufgeschlossenen Südschenkel der Hierlatzkalk absolut fehlt, und der als Westfortsetzung gedeuteten Ebenforstmulde, in welcher — auch im Südschenkel — der Hierlatzkalk nach G. GEYER (1910, S. 47—48) z. B. im Alpsteinzug „mächtige Massen“ bildet, durch *Terebratula punctata andleri* OPP. fossilbelegt.

Ebenso wie das Durchlaufen bestimmter Fazieselemente über weite Strecken im Streichen vielerorts ganz evident ist, darf andererseits auch nicht die abschnittsweise vorhandene „Unabhängigkeit der Falten- und Bruchzonen sowohl von bedeutenden Faziesdifferenzen (Hierlatzkalk, Fleckenmergel), als auch von stratigraphischen Abweichungen (Wettersteinkalk- und Lunzer Typus der Trias) oder Lücken (Juratransgression)“ — G. GEYER 1910, S. 89 — in ihrer Bedeutung unterschätzt werden.

C) Fazieskonstanz

Als ein Wesensmerkmal der alpinen Geosynklinale mit ihren Teiltrögen ist der Umstand hervorzuheben, daß im Gegensatz zum außermediterranen Bereich hier während langer Zeiträume im Mesozoikum relativ zu ihrer Länge schmale Zonen mit gleicher Entwicklungstendenz bestanden; Großzonen, aus denen später Decken herausgeschnitten wurden, kleinere Teilzonen, Teiltröge, die entweder auch zu eigenen Schuppen oder Teildecken umgestaltet wurden oder aber auch im Zusammenhang mit den Nachbarzonen heute innerhalb einer tektonischen Einheit als lange, schmale, nur faziell individualisierte Streifen verfolgt werden können.

Wird eine solche Großzone, wie wir sie etwa in der Nordtiroler Fazies von der Westgrenze Tirols bis zur Enns im mittleren Kalkalpenstreifen verfolgen können, etwa im Streichen von einer anderen abgelöst, in unserem Falle also durch die Lunzer Fazies, so geschieht dies zwar manchmal auf kurzer Strecke, meist aber nicht abrupt meridional, quer zum Streichen des Troges, sondern es tritt — und dafür ist unser Beispiel

geradezu ein Modellfall — eine zungenförmige Verzahnung der beiden Faziesbereiche in der Längsrichtung ein, indem aus einem Faziesraum in den anderen lange, nur sehr langsam zu Ende gehende fingerförmige Ausläufer entsendet werden. Die Aufdeckung dieser Triasfazies-Verzahnung über die heutige Querstruktur der Weyerer Bögen hinweg, das sich Fortsetzen der auch hier sich abwechselnd ineinanderschiebenden Keile von Nordtiroler und Lunzer Fazies beiderseits dieser nachgosauisch auseinandergerissenen und verdrehten Abschnitte der Kalkalpen, hat es mir (1964 c, S. 115, Taf. 7, Abb. 4) erstmals ermöglicht, die alte Frage nach der „großen Entstörung der Weyerer Struktur“ auf solider Basis zu lösen, nachdem noch E. SPENGLER (1959, Taf. 4) bei seiner paläogeographischen Abwicklung ohne Berücksichtigung dieses Umstandes es nicht wagte, die bedeutenden Konsequenzen, die sich bei einer Rektifizierung der Weyerer Bögen ergeben, auf sich zu nehmen. Hier hat die Klärung der Fazieskonstanz im Kleinbereich, die sich eben bei dieser Verzahnung doch noch über weite Strecken bemerkbar macht, die notwendige Grundlage geschaffen. P. STEINER hat sich (1965, Taf. Abb. 1) dieser Auffassung von dieser ursprünglichen Faziesgroßverteilung im wesentlichen angeschlossen und damit auch der Auffassung der ursprünglich geradlinigen West-Ost-Orientierung der Teilfazieszone über den nachgosauisch gestörten Raum der Weyerer Querelemente hinweg beigepflichtet: Über 60 km weit ist der nördliche Wettersteinkalksporn der Nordtiroler Fazies vom Gr. Dirn zum Ennsberg hinüber verfolgbar, weiter im S, jenseits des Lunzer Fazieskeiles, wird eine ebensolange Wettersteinkalkzunge vom Sengengebirge und Maierreck im Westen zum Gamsstein und Schwölleck im E entsendet.

Nunmehr konnte, wie erwähnt, bei der Weiterverfolgung der Elemente ein nochmaliges Ansetzen der Nordtiroler Fazies in Form einer Schwellenzone im Ladin in der Ostfortsetzung des südlichen Zuges konstatiert werden. Trotz des vorübergehenden Erlöschens der Nordtiroler Fazies in der Sulzbachdecke im Raum von Lunz taucht sie weiter im E in der gleichen Zone, im Falkenstein E Urmannsau bescheiden wieder ansetzend, neu auf. Viele Zehner von Kilometern ist der Fazieseinfluß der Nordtiroler Entwicklung noch inmitten der Lunzer Fazies in solchen schmalen Streifen zu spüren.

Ein vielleicht noch eindrucksvolleres Bild liefern die Fazieszonen des Jura im gleichen Raum W und E der Weyerer Bögen. Ähnlich wie durch die oben besprochene Faziesverzahnung innerhalb der Trias die Rekonstruktion der Verhältnisse vor der tektonischen Umgestaltung im Bereich der Weyerer Querstruktur mit zu sichern war, konnte im Abschnitt der

südlichen Lunzer Decke und Sulzbachdecke P. STEINER (1965, S. 274) den durch bedeutende Blattverschiebungen gestörten Verlauf der Faltenelemente im gleichen Sinne wie E. SPENGLER (1959, S. 254) rekonstruieren, durch Beachtung der Jurafaziesunterschiede aber über die auf tektonischer Grundlage allein beruhende Rekonstruktion hinaus besser fundieren.

Im folgenden sollen die Faziesstreifen des Gesamtraumes mit bestimmter nachtriadischer Fazieskonstanz unter einem Stichwort, das dem Leitgestein dieses Streifens entlehnt wurde, Erwähnung finden.

1. **Fleckenmergelfazies.** Die nördlichste, klar individualisierte Teilzone der Jurasedimentation deckt sich noch mit einer räumlich gleichen Triasfazieszone, und zwar jener der Frankenfesler Fazies. Diese zieht mit einer einheitlich ausgebildeten Schichtfolge von der Ternberger Decke über die Frankenfesler Decke bis zu deren Ostrand bei Wien bzw. im Wiener Becken-Untergrund verborgen noch weiter gegen Osten. Charakteristika der nachtriadischen Schichtfolge sind: Rote Schattwalder Schichten im Rhät-Lias-Grenzbereich; im tieferen Lias gelegentliches Auftreten von Kalksburger Schichten, das sind sandig-kalkige, von Kalksburg bei Wien derzeit bis Waidhofen nachgewiesene, ausschließlich auf diese Fazies beschränkte Glieder. Der Hauptteil des Lias, und zwar Unter- bis Oberlias, bzw. sogar noch Aalenien, wird in der gesamten Längserstreckung aus Fleckenmergel gebildet; Adneter Kalk fehlt hier im Westen generell, Hierlatzkalk fehlt ebenfalls — mit Ausnahme eines einzigen angeblichen, fossilbelegten Vorkommens am Grestener Schwarzenberg (F. TRAUTH 1922, S. 149), dessen genauer Fundpunkt aber unbekannt geblieben ist. Ein selbständiges Klauskalkniveau fehlt. Vilserkalk, ein heller Crinoidenkalk, ist das Leitgestein des Doggers dieser Fazies. Obgleich er nicht nur auf die Frankenfesler Fazies beschränkt ist, erreicht er hier eine die südlicheren Zonen so wesentlich übertreffende Bedeutung, daß ihm erhöhte Beachtung zukommt. Stratigraphisch damit verknüpft, ihn zum Teil bereits unterlagernd, mächtig aber dann im Hangenden bis in den Oberjura empor anschließend, reiht sich der Hornstein-Kieselkalk und kieselige Plattenkalk des höheren Jura in dieser Zone an. Rosa, bunte und helle, reine Kalke können ab Callovien aufwärts anstelle dieser Hornsteinkalke besonders den Malm (Steinmühlkalk) repräsentieren. Bedeutendere rote Diphyakalke (crinoidenhältige Mühlbergkalke) des Tithon und die sie begleitenden tithon-neokomen Aptychenkalke schließen im Hangenden an.

Durch *Terebratulina (Pygope) diphyia* COL. belegte tithonische Diphyakalke, also rote, dichte, Crinoidenstreu in wechselndem Verhältnis enthaltende, wellig-schichtige, gelegentlich Ammoniten führende Kalke, für die F.

TRAUTH (1922, S. 165, S. 249) nach der von G. GEYER (1910, S. 58) angegebenen klassischen Lokalität am Mühlberg bei Waidhofen die Bezeichnung Mühlbergkalk verwendet hat, sind bei G. GEYER (1910, S. 58) von vielen Stellen der Kalkvoralpen fossilbelegt angeführt worden, die sämtliche in der Frankenfelder Fazieszone (Frankenfelder und Ternberger Decke) liegen. Ebenso beschränkte F. TRAUTH (1922, S. 257; 1950, S. 206) ihr Auftreten auf diese Einheit und deren westliche Fortsetzung in der Langbathzone. Zu den von G. ROSENBERG wiederholt aus dem südlich anschließenden Raum (Lunzer Fazies) erwähnten Diphyakalken fehlt vorderhand noch der Fossilbeleg.

Als Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu der nächstfolgenden südlicheren Zone ist also von diesem Jura-Faziesstreifen die Existenz oder zumindest die bedeutendere Mächtigkeit folgender Schichtglieder hervorzuheben: Schattwalder Schichten, Kalksburger Schichten, Liasfleckenmergel ohne Hierlatzkalk, Fehlen von typischen mangankrusten-hältigem Klauskalk, mächtiger Vilserkalk, Diphyakalk; in der Kreide mächtige Sandsteine des höheren Neokom und Cenoman anstelle von Gosau.

2. Hierlatzkalkfazies. Die nächste Zone, die Zone mit Dominanz des Hierlatzkalkes gegenüber dem Fleckenmergel im Lias, wird durch den Vorderteil von Reichraminger und Lunzer Decke repräsentiert. Diese Zone ist sowohl hinsichtlich des tektonischen Aushaltens der Elemente als auch betreffs der faziellen Konstanz variabler und nicht so scharf individualisiert. Für diese Zone zwischen dem Nordrand der erwähnten Decken und der Schneebergmulde (W) und Schrabachaumulde (E) als südliche Begrenzung ist als Gemeinsamkeit hervorzuheben: die Dominanz von Hierlatzkalk trotz gelegentlichen Herüberreichens von Fleckenmergel im Lias (nach den Untersuchungen von G. ROSENBERG ist die Bedeutung des Hierlatzkalkes zugunsten höher jurassischer bunter Kälke im Gegensatz zu G. GEYER allerdings geringer); die Bedeutung des darüber folgenden Kiesel-Hornsteinkalkes des mittleren und höheren Jura, ferner rote Tithonkalke und tithon-neokome Aptychenkalke.

Der Hierlatzkalk liegt in seltenen Fällen noch auf Kössener Schichten, meist aber — oft mit Basalbrekzien — nach Schichtlücke unmittelbar dem Hauptdolomit auf (G. GEYER, 1910, S. 47, 49). Auch darin äußert sich eine gewisse, auch in vielen anderen Abschnitten der Kalkalpen zu beobachtende, über die Trias-Jura-Grenze hinwegreichende Fazieskonstanz, nämlich die Bindung von Liasfleckenmergel an mächtige Kössener-Fazieszonen bzw. von Hierlatzkalk an schon obertriadisch angelegte Schwellenzonen, die in zentraleren Teilen der nordalpinen Fazieszone bereits innerhalb des unterlagernden Dachsteinkalktypus Unterschiede erkennen

lassen (vgl. A. TOLLMANN, 1960, S. 85; 1962b, S. 496; V. JACOBSHAGEN, 1965, S. 82 mit weiteren Literaturangaben).

Dieser Faziesstreif läßt demnach Beziehungen nach N und S deutlich erkennen. Von N her reichen herein: Liasfleckenmergel und Vilserkalk bis in die südlichere Zone der Schneeberg-Fahrenbergmulde der Reichraminger Decke (G. GEYER, 1910, S. 54; F. TRAUTH, 1922, S. 202), bunte Oberjurakalke (Steinmühlkalk, Diphyakalk) im Stubau-Falkensteinmassiv NW Weyer (G. ROSENBERG, 1960, S. 35, Abb. 2). Von S her macht sich bereits der Einfluß des in der nächstfolgenden Zone in typischer Ausprägung vorliegenden Klauskalkes geltend: er wird vom Kühberg SSW Kl. Reifling (Schrabachmulde der Lunzer Decke) von F. TRAUTH (1922, S. 224) angegeben.

3. **Klauskalkfazies.** Klar individualisiert ist wiederum die dritte Zone, die Oisbergmulde, die sich in der Zürnerbergmulde gegen E fortsetzt. P. STEINER (1965, S. 275) hat die fazielle Eigenart der Jurafüllung dieser Mulde klar charakterisiert. Über geringmächtigem Rhät transgrediert hier allgemein nach charakteristischer Schichtlücke, die Lias und Unterdogger umfaßt, der stellenweise sehr fossilreiche Klauskalk in sehr typischer Ausbildung, der außer Bathonien noch das ganze Callovien (G. GEYER, 1910, S. 53) bis zu dessen oberer Abteilung beinhalten kann (F. TRAUTH, 1922, S. 205, 214, 216—224). Allerdings muß ergänzend bemerkt werden, daß gelegentlich doch aus der Zürnerbergmulde Hierlatzkalk (F. TRAUTH 1922, S. 213) und Klauskalk-ähnliche Typen des obersten Lias bis tiefsten Dogger erkannt wurden (l. c., S. 153).

Die Schichtlücke ist eben in verschiedenen Abschnitten verschieden groß und kann, wohl durch Abtragung in der hochalpinen Phase des Unterdogger bedingt, maximal bis zum Hauptdolomit hinunterreichen. Juraradiolarite und Aptychenkalke und -mergel beschließen die Schichtfolge im Hangenden.

4. **Hierlatzkalk-Klauskalk-Kombination.** Stets nur in Schürflingen, dafür aber sehr konstant ist die nächste Zone nachweisbar, die, heute begraben, unter verkehrt lagernder Schichtfolge unter der Stirn der Sulzbachdecke durchziehen muß. Man trifft im gesamten Raum vor der Stirn der Decke tektonisch stark beanspruchte Schürflinge, in denen als „leitend“ Hierlatzkalk, zurücktretend auch Klauskalk zu erwähnen ist. P. STEINER (1965) berichtete über solche Schürflinge im Westabschnitt der Sulzbachdeckenfront, F. TRAUTH (1922, S. 213) beschrieb die kleine, verkehrt lagernde Serie SW Pfaffenschlag mit Hierlatzkalk, *Lytoceras* führendem Klauskalk und Malm-Neokom-Aptychenkalk, eine Serie, die auch jetzt noch E der Mühle von Bodingbach aufgeschlossen ist;

weitere Schürflinge von Hierlatzkalk sind im Talabschnitt E Pfaffenschlag aufgeschlossen. Ganz im Osten wurde ein solcher Hierlatzkalkschürfling noch 450 m E Puchenstuben im Trassenanschnitt der Mariazellerbahn kartiert (Taf. 1).

Die fazielle Konstanz auch dieser Schürflingszone ist um so überraschender, da man diese Schürflinge nur aus dem verdeckten, normal lagernden Teil der Mulde beziehen kann, deren verkehrter Schenkel den Stirnrand der Sulzbachdecke darstellt und in diesem heute zugänglichen Südflügel der einstigen Mulde diese Gesteine nirgends vorhanden sind! Das Phänomen, daß im Nordteil offenbar derselben Mulde eine andere Fazies als im Südteil herrschte, ist noch dazu in der gesamten Länge der Sulzbachdeckenstirn vorhanden, also über eine Strecke von mindestens 60 km (wahrscheinlich noch wesentlich weiter, da die Sulzbachdeckenfazies bis zum Inhalt des Schwechatfensters am Ostrand der Kalkalpen durchzieht, aber hier, unter den höheren Decken verborgen, sich einer unmittelbaren Beobachtung entzieht).

5. Radiolaritreiche Fazies. Der verkehrt liegende Muldenschkel, der heute die Stirn der Sulzbachdecke bildet, ist wiederum über die ganze, rund 60 km weit frei und unverdeckt liegende Erstreckung faziell klar individualisiert. Die aus dem Westabschnitt (Königsbergmulde und Analoga) von P. STEINER (1965, S. 275) geschilderte Schichtfolge ist in ganz der gleichen Art auch im Ostteil der Decke anzutreffen (Taf. 1). Über recht gut entwickeltem Rhät folgt hier unmittelbar die mächtige, düsterfarbene Hornsteinkalk-Spatkalk-Radiolaritserie, über der die umfangreiche tithon-neokome Aptychenkalkmasse folgt, nur untergeordnet Linsen anderer Kalktypen enthaltend. Roßfeldsandstein schließt die Folge gegen oben hin ab.

Die Eigenart dieses Jurafaziesstreifens liegt demnach in dem Umstand begründet, daß über Rhät vollkommen konkordant, aber bisher ohne sicheren Nachweis von Lias unmittelbar die Spatkalk-Radiolarit-Serie erscheint, so daß dieser Zone sowohl Hierlatzkalk wie Adneterkalk und Klauskalk fremd sind, ferner aber nirgends eine Diskordanz zwischen dem Rhät und Jura erfaßbar ist.

6. Dieser Überblick über die Jurafazieszonen der Kalkvorpalen in einem Abschnitt E der Enns zeigt in aller Deutlichkeit: Es gibt neben Zonen mit leicht schwankender und aus den Nachbarräumen verschieden stark beeinflusster Faziesentwicklung Streifen, die trotz sehr geringer Breite über sehr lange Strecken anhalten (Oisbergmulde, von Königsbergmulde heute nur 4 km entfernt, allerdings tektonisch angenähert; Faziesgegensatz und interne Konstanz hingegen auf 60 km Länge aufgeschlossen,

wahrscheinlich noch wesentlich weiter darüber hinausreichend. Faziell selbständiges Frankenfesler-Ternberger Deckensystem bei nur rund 5 km oder noch geringerer sichtbarer Breite 180 km weit verfolgbar und auch dann — ebenso wie die Sulzbachdecke — nicht endigend, sondern nur in der Tiefe unter anderen Einheiten begraben weiterlaufend). Es liegt also hier nicht nur, wie oben geschildert, in der Triasentwicklung, sondern auch im Jura das aus der alpinen Geosynklinale zur Genüge bekannte Phänomen der langen Fazieströge vor (A. TOLLMANN 1966 b). Daß neben diesen, für die Geosynklinale typischen Sedimenttrögen auch abschnittsweise breit-flache Sedimentbecken vorkommen (z. B. Rohrer Faziesraum) sei aber nochmals vermerkt. Es ist selbstverständlich, daß bei tektonischen Rekonstruktionen im alpinen Gebiet neben den tektonischen Daten die in den versetzten Teilstücken wiedererkennbaren Fazieszonen-Abfolgen mitberücksichtigt werden müssen, hierdurch aber auch zu wirklich gut fundierten tektonischen Abwicklungen zu gelangen ist.

Regionale Tektonik

A) Überblick über die tektonischen Einheiten im Raum zwischen Enns und Traisen

1. Cenoman-Randschuppe

Von Osten her reicht in den betrachteten Raum (Taf. 3) bis S Plankenstein zusammenhängend die Kieselkalkschuppe als tiefstes kalkalpines Element unter der Frankenfesler Decke und über dem Flysch herüber. Nach ihrer Fazies bildet sie eine Stirnabspaltung der Frankenfesler Decke. Ihre Äquivalente weiter im W liegen in einzelnen Schollen und Streifen von Kieselkalk und Cenoman führenden Serien vom Hauptdolomit an aufwärts vor und werden hier im W entweder als Kieselkalkschuppe oder eher als Cenomanrandschuppe bezeichnet.

2. Frankenfesler Decke

Sie zieht im Norden als ein wenige Kilometer breiter, aber zusammenhängender Streifen dahin, mit einem Schichtumfang von Opponitzer Rauhacke bis zum Cenoman, basal an der Stirn durch Schrägzuschnitt tektonisch abgeschert, im Südrahmen des Brettlfensters auch noch tiefere Schichtglieder bis zum Aniskalk aufweisend. Die gesamte Länge dieser an der Oberfläche stets nur wenige km breit erschlossenen Decke, die sich obertags von den Wurzeln der Weyerer Bögen W der Reiflinger Scholle bis nach Wien verfolgen läßt (aber im Untergrund des Wiener Beckens weiterzieht) beträgt über 150 km! Die Ternberger Decke stellt ihre direkte westliche, erst nachgosausch abgerissene Fortsetzung dar.

Auch im bisher noch unklar gebliebenen Abschnitt zwischen Hainfeld und Alland ist unter Mitberücksichtigung der Fazies eine Abgrenzung von Frankenfesler Decke und höheren Einheiten durchaus möglich. In diesem Raum wird die Lunzer Decke vorübergehend durch die weiter vorrückende Reisalpendecke völlig überwältigt, so daß die gesamte Randzone dieses Abschnittes nur der Frankenfesler Decke angehört und erst W Alland die Lunzer Decke mit NE streichender Stirn, sich N des Ortes gegen Osten rasch verbreiternd, wiederum auftaucht. Tafel 4 zeigt diese Verteilung der Decken.

Die Frankenfesler Decke ist in einen engen Wurf überkippter bis liegender, nordvergenter Falten gelegt, die streckenweise übereinanderliegende Deckfaltenstruktur zeigen. Bei Übersichtsbegehungen konnte in der Frankenfesler Decke ein in seinem Ausmaß doch überraschender Bau aus liegenden Falten ermittelt werden, der stellenweise solches Ausmaß annimmt, daß km-breite, flach ausgewalzte Deckfalten übereinanderlagern (Beispiel: Schloßalpen- und Höllgraben-Deckfalte am Goganz S Gresten — vgl. Taf. 3). Ein anderes eindrucksvolles Merkmal der Frankenfesler Decke ist das lange Anhalten der einzelnen Faltelemente im Streichen. Teile solcher Falten waren bisher unter verschiedenen Namen in den Einzelabschnitten bekannt geworden und konnten nun durchverfolgt werden. So z. B. die 25 km langen ausgewalzten Faltenzüge zwischen Erlauf und Traisen, die auf Taf. 3 skizziert sind.

Zur Darstellung der liegenden Falten auf Tafel 3 ist folgendes zu bemerken: Auf der Tafel mußte die Ausbissstelle der sehr flach liegenden und sehr tief reichenden Mulden- und Antiklinalkerne eingetragen werden, so daß im Schnitt mit der Geländeform sich vielfach im Kartenbild starke Schlingen ergeben. Daß hier nicht ein bogenförmiger Verlauf, der ja in ihren Kernen gerade durchziehenden Faltelemente vorliegt, konnte durch die hierfür entworfene Signatur der subparallel angeordneten, an der Austrittsstelle der Kerne der Faltelemente ansetzenden Bewegungsstricheln dargestellt werden, während bei einem bogenförmigen Verlauf liegender Falten diese Bewegungsstricheln jeweils rechtwinkelig an die längsverlaufende Linie angesetzt gezeichnet werden würden. So läßt sich bereits im Kartenbild bei liegenden Faltelementen mit subparallelen Bewegungsstricheln der Mindesttiefgang durch die Distanz zwischen Vorder- und Hinterrand der Wellenlinie erkennen.

In den Fenstern und Halbfenstern der Frankenfesler Decke kann als tektonische Unterlage Flysch und darunter Helvetikum (Grestener Klippen mit ihrer Buntmergelhülle) erkannt werden. Das Doppelfenster von Brettl SSE Gresten erweist bei Berücksichtigung der vorgelagerten Knogldeckscholle eine sichtbare Überschiebungsweite der Frankenfesler Decke auf den Untergrund von 3,5 km. Durch das schmale Kraxenreith-Halbfenster hängt der Inhalt des Brettlfensters beinahe mit dem Vorland zusammen. Im Gressingfenster S Planckenstein, das ebenfalls ein Doppelfenster darstellt, kommen unter einem

inneren Flyschrahmen im Zentrum noch Buntmergelserie und Grestener Klippen empor. Im Erlaufhalbfenster S Scheibbs wird die horizontale Unterlagerung der Klippen durch Flysch und Helvetikum in einer Breite von drei km erschlossen. Auch dieses Fenster bildet eigentlich ein „Doppelhalbfenster“.

Daß von Ybbsitz und Waidhofen an bis zu den Weyerer Bögen und darüber hinaus eine flache Unterlagerung durch Flysch in breit geöffneten Halbfenstern oder flachen Fenstern nicht mehr sichtbar ist, ist kein Zufall, sondern steht in unmittelbarem Zusammenhang mit der durch E-W-Schub und gleichzeitigen nachgosausischem Nord-Vorschub erzielten pressenden und stauenden Bewegung der Kalkalpenfront im Raum der Weyerer Bögen. Dadurch entstand die von G. ROSENBERG mit Recht aus diesem Abschnitt so hervorgehobene „steile Schichtung der verdrifteten“ Sedimentstreifen, die sogar dem Landschaftsbild einen auffallenden Zug aufprägen (vgl. die verschiedenen „Mauern“ in den einheimischen Bezeichnungen, die aus senkrecht stehenden Gesteinsplatten bestehen).

Daß die Frankenfesler Decke primär flach unter die im S anschließende Lunzer Decke abtaucht, wird in den nicht sekundär gepreßten Räumen, also wiederum im vom Weyer-Abschnitt entfernten Ostteil durch Fenster in der Lunzer Decke erwiesen. Das Jeßnitzfenster E von St. Anton (Taf. 3) zeigt die tiefe Kreide der Frankenfesler Decke unter einem Rahmen der ausgewalzten Pielachschuppe (s. S. 152) und der Trias der Lunzer Decke. Das Jeßnitzfenster, das ja in der Lunzer Decke stirnnahe liegt — nur knapp zwei km Überschiebungsweite wird hierdurch unmittelbar belegt — kann praktisch als Fenster und nicht als Halbfenster angesprochen werden, da trotz des bereits erosiv in Schollen zerlegten Nordrahmens aus Lunzer Decke darunter durch den zweiten Rahmen aus Pielachschuppe eine allseitige Abtrennung des „Frankenfesler“ Inhaltes des Fensters von seinem Vorland im Norden gegeben ist — abgesehen von einem ganz schmalen Korridor aus Neokomsandstein an der NE-Ecke des Fensters. Ein ungleich bedeutsameres Fenster gleicher Stellung bildet das Fenster von Urmannsau E Gaming, in dem man die oberstjurassisch-neokomen Schichtglieder der Frankenfesler Decke und Reste der Pielachschuppe, unter dem Muschelkalkrahmen der Lunzer Decke und einem noch höheren Halbrahmen der Sulzbachdecke (s. S. 168) erkennen kann. Daß der Inhalt des Fensters der Frankenfesler Decke und nicht etwa einer tieferen Teildecke der Lunzer Decke angehört, wird ebenfalls (S. 168) gezeigt werden. Die durch das Urmannsau-Fenster erwiesene sichtbare Unterlagerung der Lunzer Decke durch die Frankenfesler Decke beträgt 5 km.

Der dritte Abschnitt, in dem die flache Überschiebung dieser Decke aufgeschlossen ist, ist im **Traisenhalbfenster** zwischen Traisen und Lilienfeld gegeben, wo in der Tiefe des Halbfensters 2 km vom Stirnrand einwärts die Frankenfesler Decke und in ihrem Hangenden wiederum die Pielachschuppe erschlossen ist.

Daß die Unterlagerung der höheren kalkalpinen Decken durch Flysch und durch Späne von Frankenfesler Decke weit im W noch bis über zwei Drittel der Breite der Kalkalpen einwärts reichen und damit die Allochthonie dieses Deckenstapels auch so erwiesen wird, zeigen die zahlreichen Schürflingsfenster von Flysch in Oberösterreich an der Grünau-Hengst-Teichl-Linie, die seit R. BRINKMANN (1936, S. 436 f.) exakt erfaßt sind. An derselben Störung sind auch Schürflinge vom Frankenfesler (bzw. dort Ternberger) Deckenverband stammend hochgeschleppt, nicht nur im Gunstberg, sondern auch noch weiter im Süden nahe vor der hochalpinen Mürzalpendecke an der Hengstlinie (B. PLÖCHINGER, 1963, S. A 38). Im Ostteil der Kalkalpen geben die Frankenfesler Schürflinge, die an den Deckenbasen bis zur Gölledercke empor in vielen Abschnitten hochkommen, Zeugnis von einem Frankenfesler Reibungsteppich auf der großen Überschiebungsbahn des Kalkalpenkörpers (G. HERTWECK, 1961, S. 69).

3. Pielachschuppe

Als eigene, regional verfolgbare Einheit wird hier die sich zwischen Frankenfesler und Lunzer Decke im Mittelabschnitt der Kalkvoralpen östlich der Weyerer Bögen einstellende, stark zerrissene Schuppe abgliedert und nach ihrer Hauptverbreitung entlang des Pielachtales als Pielachschuppe bezeichnet (Taf. 3, Signatur P). Sie liegt mit tektonisch stark zerrissenen Serien vom Hauptdolomit über den hauptsächlich vertretenen höheren Jura bis ins Neokom reichend ganz überwiegend in verkehrter Lagerung vor. Ein Musterbeispiel für das Auftreten dieser Schuppe liefert der Rahmen des Traisenhalbfensters, wo sie auf der Westseite im Liegenden der Lunzer Decke z. B. W oberhalb des Obermeier (Gsangerer), W ober Markt und im Jungherrental am Nordrand des SW-Zipfels des Halbfensters als verkehrte Serie schön erschlossen ist.

Das zweite Verbreitungsgebiet der Pielachschuppe liegt entlang der Pielach und in der östlichen Fortsetzung unter dem Lunzer Deckenstirnrand (bereits auf Taf. 3 ersichtlich). Klar ist diese Schuppe ferner im N- und S-Rahmen des Jeßnitzfensters erfaßbar, wo sie Hauptdolomit, Vilserkalk, hellen Malmkalk, Diphyakalk und tithon-neokome Aptychenkalke führt (Taf. 3). Ferner rechne ich den Hauptdolomitspan „eigen-

artiger“ Stellung unter dem Südrahmen des Fensters von Urmansau hierher, den bereits A. RUTNER (1963, S. 9) erwähnt hat.

Nach der faziellen Entwicklung mit bedeutendem Vilsenkalk und Diphyakalk (z. B. an der Jeßnitz) könnte man diese isolierte verkehrte Schuppe eher als einen umgeschlagenen verschleppten Südteil der Frankenfeser Decke als einen eingerollten ausgewalzten Stirnteil der Lunzer Decke werten, in welchem letzterem Fall man ja dann doch auch eine Beteiligung der übrigen Trias in nennenswertem Umfang erwarten müßte. Während die zahlreichen Schürflinge der Frankenfeser Decke im Inneren der Kalkalpen dem bei der Hauptüberschiebung abgesplitterten Vorder- rand dieser Decke entstammen (vgl. G. HERTWECK, 1961, S. 71, A. TOLLMANN, 1964c, S. 111) gab deren aufgekrempter und verfrachteter Hinterrand Anlaß zur Bildung der Pielachschuppe, die demnach besser so erklärt werden kann, als als „Lunzer Liegendschenkel“.

4. Lunzer Decke

Die Lunzer Decke in der herkömmlichen Fassung mußte zufolge einer zwischen Nord- und Südabschnitt ohne Unterbrechung durchziehenden bedeutenden Überschiebung, die das Ausmaß einer Schuppung bei weitem übersteigt, in zwei Decken aufgespalten werden, von denen die südliche, nur im Westen der niederösterreichischen Kalkvorpalen an der Oberfläche vorhandene Decke — in Erweiterung des von E. SPENGLER für diesen von ihm bereits richtig abgegrenzten Teil verwendeten Begriffes „Sulzbachschuppe“ — als Sulzbachdecke zu bezeichnen ist, während für den größeren, nördlicheren, den gesamten östlichen Kalkvorpalenraum bis Wien durchziehenden Abschnitt der in der Literatur eingebürgerte Name Lunzer Decke (s. str.) beibehalten werden soll.

Diese Lunzer Decke im eingeschränkten Sinn zeigt einen im ganzen Bereich ihrer Ausdehnung gleichbleibenden Baustil, auf den schon L. KOBER (1912, S. 360) bei Aufstellung dieser Decke verwiesen hat: starke, weit im Streichen verfolgbare Schuppung und langgestreckte Faltenzüge in meist nordvergent überkippter Ausbildung herrschen vor. E. SPENGLER (1928a, Fig. 1, S. 60) hat diesen Bau im Mittelabschnitt der Lunzer Decke in vorbildlicher Weise analysiert, auch vielfach das seitliche Übergehen von Schuppen in Antiklinalen und umgekehrt erwiesen (vgl. hierzu Taf. 3). Diese Schuppen konnten aus dem von E. SPENGLER untersuchten Raum nunmehr noch weiter gegen W verfolgt werden, so daß ihre Länge vielfach mehrere Zehnerkilometer übersteigt.

Der enge Falten-Schuppen-Bau dieser Decke hängt ursächlich mit der im Bereich der Lunzer Fazies gegebenen Plastizität des Materials zusammen, da die Mitteltrias aus gut geschichteten Kalken, die tiefere

Obertrias aus schieferreichen Serien besteht. Im Abschnitt W Kaumberg bis Alland wird durch den Vorschub der Reisalpendecke die Lunzer Decke vorübergehend ganz überfahren, so daß sie in der Tiefe verdeckt, verschwunden ist und der oberflächliche Zusammenhang gegen E hin unterbrochen erscheint (Taf. 4). Aber gerade in diesem Abschnitt ist eine breite Unterlagerung der Reisalpendecke durch die Lunzer Decke im Zusammenhang mit dem weiten Vorschub zu erwarten.

5. Sulzbachdecke

Diese, den südwestlichen Teil der Lunzer Decke im alten Sinne umfassende Einheit stellt in ihrem Ostabschnitt den Typus einer „verkehrten Decke“ dar. Die im W zunächst auf den Stirnrand (Königsbergüberschiebung) beschränkte Überkipfung und verkehrte Lagerung der Trias-Neokom-Folge nimmt im Raum E Lunz bei der Ablösung der höheren Reisalpendecke solches Ausmaß an, daß die Decke in ihrer gesamten Breite (im Osten 10 km Breite aufgeschlossen!) aus einer vollkommen verkehrt lagernden Serie besteht. Es ist dies ein in den Kalkalpen einzig dastehendes Phänomen einer so weiten Umkehrung einer mächtigen Schichtfolge, zu der auch noch, wie bisher nicht erwartet, der Inhalt des südlichsten Fensters dieses Raumes, des Schmelzfensters, gehört (vgl. S. 175). Deckenmulden und -sättel gliedern dieses breite, verkehrt liegende Deckenland weiter unter. Wo es hier lokal zu nochmaliger Reversion in jüngerer Phase kam, gibt es Schollen mit der paradoxen Situation einer normalen Lagerung, die ihre Entstehung einer doppelten Inversion verdankt.

Die Sulzbachdecke ist, wie E. SPENGLER mit Recht wiederholt betont hat, aus dem im Hangenden und Liegenden abgesicherten Mittelschenkel einer überdimensionalen liegenden Falte hervorgegangen, deren Liegendschenkel den Südrand der Lunzer Decke und deren Hangendschenkel mit wiederum aufrechter Serie die Reisalpendecke bildet.

Im W gehört das Lunzer Musterfaltenland zum Hinterteil dieser Decke, die an der Göstling-Blattverschiebung gegenüber ihrer westlichen Fortsetzung nordwärts versetzt ist (E. SPENGLER, 1959, S. 255, 265), und zwar mitsamt ihrem Untergrund (P. STEINER, 1965, S. 276).

Im Ötschervorland entwickelt sich vom Stierhalkkogel gegen E hin aus einer großen nordvergenten liegenden Falte der Sulzbachdecke durch Abscherung des Hangendschenkels die Reisalpendecke (die hier im W von E. SPENGLER einst als Annaberger Decke bezeichnet worden ist). Die Durchscherung, die zur Ablösung der höheren Decke führt, ist bereits im Abschnitt der Vorderen Tormauer und nicht erst ab Hochstadelberg (wie A. RUTNER, 1963, S. 14, angenommen hatte) vollzogen, wie die

diskordante Überschiebung der Reiflinger Kalke der Reisalpendecke im Abschnitt Ochsenburg und in der Brandgegend sowie die Position der Gösinger Deckscholle zeigen.

In diesem Abschnitt S Puchenstuben nimmt die verkehrte Serie der Sulzbachdecke bereits enorme Breite an: Sowohl Brandmäuer als auch Weißmäuerl bilden einen Teil der verkehrten Serie, wenn sie auch gegenüber dem Untergrund eine gewisse Verschleppung erfahren. Im Gösinger Fensterkanal, im Kobichl-Fensterkanal, in den Teufelskirchenfenstern, im Arzriedel- und Kollerfenster, im Mühlfelder Halbfenster, Schmelzfenster und Annaberger Fenster sowie in den kleinen Türnitzer Fenstern (Taf. 3) ist die verkehrte Serie der Sulzbachdecke unter der Reisalpendecke oder anderen Einheiten gegen E ziehend weiter zu verfolgen.

Die Überschiebungsweite der Sulzbachdecke auf die Lunzer Decke wird auf Grund des in der gesamten Länge völlig verdeckten, durch den Gehalt an Hierlatzkalk vom Mittelschenkel faziell sogar unterschiedenen Liegendschenkels bedeutend sein. E. SPENGLER (1959, S. 254) nahm als hierfür erforderliche Mindestbreite im W (Königsberg) 4,5 km, im E (südlich der „Pielachursprungmulde“ — S. 257) 3 km an. Durch die nunmehr genau bekannte Nordbegrenzung der Sulzbachdecke kann als Überschiebungsbetrag an der Stirn im Steinwandhalbfenster bei Urmannsau 2 km, im Nattersbach- und Pielachursprung-Halbfenster bzw. an der Gaisenberg-Halbklipe ein ebenso großer Betrag unmittelbar abgelesen werden, der natürlich dem wahren Überschiebungsbetrag auch nicht annähernd vergleichbar ist.

Besonderes Interesse beansprucht das weitere Schicksal der Sulzbachdecke, die gegen E hin in der gesamten Breite, d. i. bis zum Schmelzfenster eine Breite von 10 km, tunnelförmig untertaucht. Zunächst erscheint nochmals nach 2,5 km in den kleinen Türnitzer Fenstern Jura und Neokom der Sulzbachdecke. Dann aber kann man weithin nichts Unmittelbares, das für eine Fortsetzung der Decke in der Tiefe unter der auflagernden Reisalpendecke spricht, erkennen. Licht in dieses Problem aber kann die Einbeziehung der jüngst durch G. HERTWECK (1964, S. 232) geklärten Verhältnisse des Schwechatfensters W Baden bringen. Bereits L. KOBER, der das Schwechatfenster 1908 entdeckt hatte, stellte (1911, S. 87 f.) im Liegenden der „Ötscherdecke“ (Göllerdecke) eine verkehrte, Juraradiolarit führende Serie fest, die er für den Liegendschenkel der „Ötscherdecke“ hielt. Aber schon A. SPITZ (1920, S. 108, Abb. 12, Fig. b) hat aus faziellen Gründen (S. 111) diese verkehrte Folge als überkippten Hangendschenkel einer Mulde der Lunzer Decke angesehen. Die Schicht-

folge des Fensterinhaltes ist nunmehr durch G. HERTWECK im Detail studiert und zeigt Aptychenkalk, bunten, roten und grünen radiolaritreichen Doggerkalk, schließlich noch „grauen Hierlatzkalk“ — grau, nicht rot — und das ist kein Zufall! Diese „grauen Hierlatzkalke“ entsprechen genau jenem grauen, wohl schon in den tieferen Teil des Doggers reichenden Spatkalk und Crinoidenkalk, wie er in der auch im übrigen vollkommen übereinstimmenden Jurafolge der Sulzbachdecke mit so überraschender Konstanz von den Weyerer Bögen weg bis zu ihrem Untertauchen im E beobachtet werden kann.

Es muß demnach der Deutung dieser Schichtfolge als überkippter Hangendschenkel einer Mulde vom Südrand der Lunzer Decke im Sinne von A. SPITZ und G. HERTWECK zugestimmt werden, mit der kleinen, aber für das Gesamtbild wesentlichen Ergänzung, daß dieser Abschnitt vollkommen der im W tektonisch selbständig gewordenen Sulzbachdecke entspricht und so ein klarer Hinweis auf das weitere Schicksal dieser Decke im E gegeben erscheint. Nun fügen sich auch die von E. SPENGLER (1928, S. 110) beschriebenen Aptychenkalkschuppen unter der Reisalpendecke im Raum der Reisalpe als Schürflinge aus dieser in der Tiefe verdeckten Sulzbachdecke harmonisch in dieses Bild ein (vgl. Taf. 4).

Es ist bewundernswert, daß E. SPENGLER bereits 1927b (S. 53) den Inhalt des Annaberger Fensters sofort nach seiner Entdeckung mit dem Inhalt des Schwechatfensters verglichen hatte — zurecht, wie sich nun nach der genaueren Erfassung der Fazies zeigt: „Es ist dadurch das Fenster von Annaberg ein vollständiges Gegenstück zu dem von L. KOBER entdeckten Fenster des Schwechattales bei Baden, welches sich nach A. SPITZ gleichfalls aus einer vorgosauischen liegenden Falte entwickelt hat.

Betreffs der Schürflinge, die in den östlichen Kalkalpen Niederösterreichs weit verbreitet sind, ist noch zu bemerken, daß zwar der Hauptteil von ihnen im Sinne von G. HERTWECK (1961, S. 71) als Schürflinge der Frankenfesler Decke zu beurteilen ist — auf Grund typischer Faziesglieder wie Kalksburger Schichten, Gryphäenkalke, Liasfleckenmergel u. a. Diejenigen Schürflinge aber, die in kleinen Fenstern SW Türrnitz auftreten, sind — nach eigener Begutachtung des Berghoffensters — eher als Abkömmlinge der unterlagernden Sulzbachdecke, denn als Schürflinge der Frankenfesler Decke zu betrachten.

6. Reisalpendecke

Die Reisalpendecke entwickelt sich an ihrem Westende aus einer liegenden Falte der Sulzbachdecke im Abschnitt des Stierhaltkogels durch Durchscherung des Antiklinalkernes (Taf. 2, Fig. 9; Taf. 3). Das Ausmaß der Zunahme der Überschiebungsweite wird auf S. 180 erörtert.

Die Deckennatur der Reisalpendecke ist hier in ihrem Westabschnitt in beispielgebender Weise durch die große Zahl der Fenster, Halbfenster und Fensterkanäle erwiesen. E. SPENGLER hat in den zwanziger Jahren bei seiner Kartierung die Hauptfenster im Westteil der Reisalpendecke (Annaberger Decke SPENGLERS) entdeckt: Gösinger Fensterkanal, Mühlfelder Halbfenster, Annaberger Fenster, Schmelzfenster und die Türnitzer Fenster. Durch die Neukartierung kam eine Reihe weiterer, allerdings kleinerer Fenster dazu: die beiden Teufelskirchenfenster, Arzriedel- und Kollerfenster, das Schießwand-Halbfenster und der Kobichl-Fensterkanal.

Ferner wurde Ausdehnung und Existenz der Deckschollen um Gösing revidiert, wobei sich ergab, daß Brandmauer und Weißmauerl keine Deckschollen der Reisalpendecke sind, sondern dem Untergrund angehören, während die Gösinger Deckscholle, die beiden Böden-Deckschollen und die Hochstadel-Deckscholle allseits isolierte Deckenreste der Reisalpendecke darstellen. Letztere ist nicht, wie noch E. SPENGLER (1931, Karte) wähnte, über den Kobichl-Fensterkanal mit der Reisalpendecke in Verbindung, sondern zur Gänze abgetrennt.

Mustergültig ist in diesem von Fenstern durchbrochenen Abschnitt der Reisalpendecke in der Groß- und Kleinfaltung eine Vergitterung der Achsen- und Aufwölbungszonen zu erkennen, was die Ursache für die eigenartige, schmale und hakenförmige Gestalt der Fenster darstellt. Auf S. 197 f. wird hierüber ausführlich referiert.

Die Stirneinrollung der Reisalpendecke ist hier im W durch den unter den Annaberger Kalk einfallenden Steinalm- und Wettersteinkalk im Schwarzenberg und am NE-Rand der Hochstadel-Deckscholle noch erhalten geblieben. Beispielhaft kann hier demnach noch der Übergang in die verkehrte Serie, die heute im Liegenden als Sulzbachdecke so weit gegen S reicht, beobachtet werden. Die Zuordnung des Schmelzfenster-Inhaltes zur unterlagernden Sulzbachdecke ist durch die Feststellung der — entgegen E. SPENGLER (1928, S. 103—104, S. 139) — verkehrten Serie im Fensterinhalt notwendig geworden. Dadurch vergrößert sich die sichtbare Überlagerungsweite von Reisalpen- und Sulzbachdecke auf 10 km (vgl. S. 178).

Der Westabschnitt der Reisalpendecke W von Türnitz war von E. SPENGLER seit 1927b (S. 53) als selbständige Einheit gewertet worden, die er als Annaberger Decke bezeichnet hatte. Da aber E. SPENGLER (1931, Karte) selbst nur eine unvollständige Trennung von Reisalpen- und Annaberger Decke an einer internen Schuppung W Türnitz vorgefunden hatte, da ferner SE dieses Fensters — vom Reiftalbruch abgesehen —

eine „Decke“ in die andere übergeht (auch E. SPENGLER kann S der Burgstall-Deckscholle keinerlei Trennung angeben), ist es nicht zugänglich, die Annaberger Decke weiterhin von der Reisalpendecke getrennt zu halten — auch in nomenklatorischer Hinsicht. E. SPENGLER (1928a, S. 126 bis 127) hatte ja auch das verschiedene Alter von Annaberger und Reisalpendecke als Argument für eine Trennung angeführt: Für die Annaberger Decke wird ein vorgosauisches oder tertiäres Alter angenommen, für die Reisalpendecke ein ursprünglich gleiches Alter der Bildung, aber ein jüngerer Nachschub, der die Abtrennung verursachen soll. Es ist zutreffend, daß die verkehrte Lagerung der Serien an der Stirn der „Annaberger Decke“ E von Türnitz an der sekundären Schuppung durch eine normale Lagerung an der Front der „Reisalpendecke“ abgelöst wird; was aber wesentlich wäre, daß nämlich die „Reisalpendecke“ im Sinne SPENGLERS weiterhin durch die „Annaberger Decke“ in nennenswerter Ausdehnung unterlagert wird — die Hauptforderung für eine deckentektonische Trennung zweier Einheiten, die z. B. bei dem Deckenpaar Sulzbachdecke-Reisalpendecke trotz seitlichem Verschmelzen voll erfüllt ist — ist hier mit Sicherheit nicht vorhanden. Die Grenzen werden nur ein Stück durch eine lokale, steile, rasch endende Aufschuppung gegeben und es liegt auch dann keine deckenmäßige Trennung vor, wenn man im Sinne von G. HERTWECK (1961, Taf. 4) die Schuppungsfläche im Raum SW Türnitz vom Eibelberg, von wo E. SPENGLER (1928, S. 126, Fußnote 1) eine Spur von Werfener Schiefen angab, bis zum Annaberger Fenster durchzieht. Eine solche Verbindung ist im erwähnten Raum trotz des — im Gegensatz zur SPENGLERSchen Karte — am Berghoffenster vorbei und weiter gegen S streichenden Werfener Schieferzuges nicht aufgeschlossen, wenn sie auch sehr wahrscheinlich ist. Unabhängig davon ist auch der erwähnte Versuch von G. HERTWECK, die beiden Decken durch Angliederung des gesamten Südteiles der „Annaberger Decke“ SPENGLERS an dessen Reisalpendecke und einer Grenzziehung in Längsrichtung über die Fenster hinweg, zu retten, abzulehnen, da nirgends ein nennenswerter Überschiebungsbetrag zwischen den „Decken“ vorhanden ist und unter dem Südrahmen von Annaberger und Mühlfelder-Gösinger Fenster nirgends eine Spur der Scholle, die den Nordrahmen dieser Fenster bildet, existiert.

Der Hauptkörper der Reisalpendecke zieht dann, nach Vollzug des Fazieswechsels im Raum Türnitz (wo ja der Fazieswechsel für das Einreißen des Stirnrandes verantwortlich ist) als breite, intern nicht mehr weiter gestörte Masse über Reisalpe, Hocheck ins Triestingtalgebiet und endet dort durch die Überlagerung der im Osten weit vorstoßenden Göllerdecke (vgl. G. HERTWECK, 1961, Taf. 1, 4).

7. Ötscherdecke

Diese überschiebt mit morphologisch markanter Stirn die davorliegende Sulzbachdecke (W) bzw. Reisalpendecke (E) und wird selbst wiederum von der Göllerdecke im S überschoben (Taf. 3). Der Abschnitt W des Ötscher wurde nicht neu begangen. Von hier hat A. RUTNER (1949, S. 102) bereits die Verhältnisse geschildert. Einem älteren S-N-Vorschub entsprechen die W-E orientierten Faltenachsen und die eng damit verbundenen, bedeutend markanteren Quersfalten mit N-S-Achsen. Jünger und nachgosausch ist ein zweiter Hauptvorschub, nunmehr in Richtung NW bzw. NNW, der SW-NE bzw. WSW-ENE orientierte Quetschungs-zonen, Faltungen und die Stirneinrollung schuf. Hierbei sind Stirnspäne der eigenen Decke vom nachschiebenden Hauptkörper nochmals eingequetscht bzw. randlich überfahren worden (Stirnschuppenbildung): „Wo die Stirn der Ötscherdecke ganz stecken blieb, wurde sie, wie z. B. im Gebiet des Großkopfes, von dem nachrückenden Hauptkörper dieser Schubmasse an sekundären Flächen selbst wieder überschoben“ (A. RUTNER, 1949a, S. 102).

Die gleiche Erscheinung ist im Abschnitt vor dem Großen Ötscher selbst für die hier im Abschnitt Ranek-Bärenlacke-Trübenbach herrschenden Verhältnisse verantwortlich. Auch hier ist der höhere Teil der Decke diskordant über die basalen Glieder sekundär vorgerückt, hierbei die „Ötscherstirnschuppe“ prägend. Während weiter im E bei Reith (Taf. 1) eine normale Abfolge der Schichtglieder an der Stirn der Ötscherdecke vom Haselgebirge aufwärts zu beobachten ist, löst sich der höhere Teil der Schichtfolge dieser Decke bei konstantem Westfallen im Raum des Erlaufquertales bei Erlaufboden ab, so daß gegen W hin stets jüngere Glieder — unter der Grieswand z. B. bereits der Hauptdolomit — auf die Werfener Schiefer zu liegen kommen.

Über das Schmelzfenster hinweg, das durch den verschiedenartigen Rahmen als Doppelfenster zu bezeichnen ist, gewinnt der Frontalteil der Ötscherdecke gegen E hin mehr und mehr eine flache Lagerung, so daß hier Überschiebungsbeträge bereits deutlicher, allerdings auch noch in bescheidenerem Ausmaß, abgelesen werden können (Burgstaldeckscholle, Halbfenster S der Rabenmauer W St. Ägyd, Thorhof-Halbfenster NE dieses Ortes).

Auch die Ötscherdecke wird an ihrem Ostrand im Raum der Triesting ähnlich wie die Reisalpendecke von der Göllerdecke überwältigt. Wie das Schwechatfenster zeigt, ist hier keine weite Überlagerung der Ötscherdecke durch die Göllerdecke zu erwarten, sondern diese vorderen Teildecken des Tirolikums sind abschnittsweise --- wie dies z. B. muster-

gültig im Rahmen des Schmelzfensters zu studieren ist — durch die Front der nachrückenden höheren Decke an ihrem Hinterrand abgequetscht worden.

8. G ö l l e r d e c k e

Die Göllederdecke bildet die höchste voralpine Decke N der hochalpinen Mürzalpendecke. Da diese südlichste voralpine Einheit nicht mehr in die Untersuchung einbezogen wurde, wird hier auf sie nicht weiter eingegangen. Vergleichsbegehungen aber haben gezeigt, daß die von E. SPENGLER 1931 in einem Teilabschnitt (E) dargestellte Nordgrenze dieser Decke sich in der „Neuhaus-Rothwalder-Überschiebung“ gegen SW fortsetzt (Taf. 3), so daß diese Decke von der Ötscherdecke durchaus getrennt ist. An der Typlokalität der Neuhauser Überschiebung findet man W Neuhaus Ramsadolomit der Göllederdecke über dem schmalen Streifen von mikrofossilreichem Rhät, von Jura und Neokom der Ötscherdecke mittelsteil aufgeschoben.

B. Die Nomenklatur der voralpinen Decken

Mit dem Wechsel in den Vorstellungen über Abgrenzung und Verbindung der verschiedenen tektonischen Einheiten der östlichen Kalkvoralpen ist auch eine Änderung in der Nomenklatur dieser Einheiten einhergegangen. Da nun durch die Untersuchung des noch ausständigen Abschnittes im Ötschervorland der Zusammenhang der entsprechenden Einheiten im W und E mit Sicherheit klargestellt werden konnte, ist auch in nomenklatorischer Hinsicht eine Klarstellung von Wert.

Bei der Benennung der Einheiten sind zwei Grundsätze zu beachten: 1. Das Gesetz der Priorität, welches zum Festhalten an bestehenden Bezeichnungen verpflichtet, solange sich der Inhalt des Begriffes nicht wesentlich ändert; 2. Berücksichtigung von eingebürgerten Namen, wonach sich ein Festhalten an schon lange im Gebrauch stehenden, eingebürgerten Namen empfiehlt, auch wenn in älterer Literatur gelegentlich andere Bezeichnungen für das betrachtete Objekt verwendet worden sind, die sich aber nicht durchgesetzt haben. Die Priorität gilt in der gesamten Naturwissenschaft generell, allerdings mit wechselndem Maß an Strenge in den einzelnen Disziplinen. Bei der geologischen Nomenklatur soll jedenfalls doch auch der zweite erwähnte Umstand mitberücksichtigt werden — der ja sogar in der Paläontologie mit ihren überaus strengen Richtlinien gelegentlich Anwendung findet.

1. C e n o m a n - R a n d s c h u p p e

Der Begriff „Cenoman-Randschuppe“ stammt von H. LÖCTERS (1937 a, S. 101). Diese Bezeichnung wird für die an Cenoman reiche, faziell den

Kalkalpen, genauer der Frankenfesler Fazies zuzuordnende Randschuppe verwendet, mit einer Maximalschichtfolge vom Hauptdolomit bis zum Cenoman. Sie liegt in einzelne Schollen ganz verschiedener Größe zerrissen unter der Frankenfesler Decke und über der ihr faziell fremden, parautochthonen pienidischen Grestener Klippenzone.

Sie entspricht ihrer Position nach als abgerissener, selbständig gewordener Stirnteil der Frankenfesler Decke weiter im E der „Kieselkalkschuppe“ von A. SPRIZ 1910, S. 357. Diese Bezeichnung bürgerte sich im Osten zufolge der dort mächtigen Lias-Kieselkalke ein. Auch die Kieselkalkschuppe ist eine Riesenschollen-Zone, in sich oft weiter geschuppt, so daß im östlichsten Abschnitt der Kalkalpen in dieser Randzone Schuppen mit Dominanz des Kieselkalkes und solche mit bedeutendem Cenoman — jeweils neben anderen Schichtgliedern — neben- bzw. übereinander auftreten können.

Kieselkalkschuppe und Cenoman-Randschuppe — beides Bezeichnungen für die gleiche Randschuppenzone — werden in der Literatur nebeneinander verwendet, da es sich ja um faziell etwas abweichende, nicht in direktem kontinuierlichem Zusammenhang stehende Bereiche handelt. Die Bezeichnung „Kieselkalkschuppe“ besäße bei Gleichsetzung der Begriffe die Priorität.

2. Frankenfesler Decke

wird weiterhin in der Fassung von L. KOBER 1912 a, S. 360, der dort den Begriff aufstellte, gebraucht.

3. Pielachschuppe

wird als neuer Begriff in dieser Arbeit, S. 152, eingeführt.

4. Lunzer Decke

Dieser Name wird hier für die in ihrer Ausdehnung gegenüber der ursprünglichen Definition eingeschränkte Einheit verwendet, nämlich — nach Abgliederung der Sulzbachdecke vom Südteil der ehemaligen Lunzer Decke s. l. — nur mehr für deren nördlichen, aber bis in den Raum von Wien durchziehenden und hier auf der Hauptstrecke nicht veränderten Hauptteil. Der Name stammt von L. KOBER 1912 a, S. 360: „Wir unterscheiden in der voralpinen Decke folgende scharf geschiedene Teildecken, von Norden gegen Süden: Die Frankenfesler Decke, die Lunzer Decke, die Ötscherdecke... Die Lunzer Decke ist schon bedeutend mächtiger und läßt sich als breiter Zug bis an den Abbruch gegen das Inneralpine Becken nachweisen.“ S. 362: „Die Lunzer Decke liegt südlich der obigen Linie und wird im S selbst wiederum längs der Linie Brühl-Altenmarkt-Lunz von der Ötscherdecke überschoben.“

Nachdem F. TRAUTH (1934, S. 95 und 1937, S. 502—503) zunächst die Abgliederung der von E. SPENGLER weiter im E aufgestellten Annaberg-Reisalpendecke in ihrer gesamten Erstreckung von der von TRAUTH als „eigentliche Lunzer Decke“ oder „nördliche Lunzer Decke“ oder „Puchentubener Decke“ bezeichneten restlichen Lunzer Decke vorgenommen hatte, gelang A. RUTTNER (1949, Taf. 1) die Untergliederung dieser „eigentlichen Lunzer Decke“ zunächst in einem Teilabschnitt, E. SPENGLER schließlich (1959, S. 252) durchgehend in einen südlichen Teil („Sulzbachschuppe“ SPENGLER) und einen nördlichen Teil („nördliche Schuppe der Lunzer Decke“). A. RUTTNER verwendete 1963 (S. 14, Abb. 1) für den Nordteil die Bezeichnung „Lunzer Decke I“, P. STEINER (1965, S. 272) „Opponitzer Teildecke der Lunzer Decke“.

Da nach der Abgliederung der höheren Decken vom südwestlichen Abschnitt der „Lunzer Decke“ im Sinne von L. KOBER der übriggebliebene „Rest“ der Lunzer Decke im Mittel- und Ostabschnitt ohne jegliche Abänderung noch der von KOBER gegebenen Definition entspricht und auch im Westteil noch die Hauptmasse der ursprünglich damit angesprochenen Einheit umfaßt, erscheint es am günstigsten, den Namen „Lunzer Decke“ doch auch für diese im SW verkleinerte, sonst aber gleich gebliebene Einheit beizubehalten, da er im Schrifttum wohl eine der markantesten tektonischen Bezeichnungen aus dem Bereich der Kalkvorpalen zwischen Wien und den Weyerer Bögen darstellt.

Einen Schönheitsfehler stellt der Umstand dar, daß gerade der namengebende Ort Lunz bereits in der abgegliederten Sulzbachdecke liegt: Nomenklatorisch spielt dies keine Rolle, wie eine große Zahl von geologischen Namen zeigt, die eingebürgert sind, aber durch den Wandel der geologischen Auffassung oder aus anderen Gründen nicht mehr auf die namengebende Lokalität selbst bezogen werden können (vgl. O. KÜHN, Strat. Lexikon, 1962, S. 531).

5. Sulzbachdecke

Auf Grund seiner eigenen Untersuchungen und den Vorarbeiten von F. TRAUTH und A. RUTTNER gelangte E. SPENGLER 1959, S. 254 zur richtigen Abtrennung dieser von ihm noch als „Sulzbachschuppe“ bezeichnete Decke durch Einbeziehung des Streifens S der Königsbergüberschiebung im W (S. 253) und des Abschnittes bis zur „Pielächursprungmulde“ im E (S. 257), zunächst nur vermutungsweise, gewann aber mit dem Fortschreiten der Analyse bereits in derselben Arbeit im Abschnitt „Annaberger Decke“ Sicherheit in dieser Kombination (S. 264).

Als Bezeichnung dieser nunmehr als Decke (und nicht als Schuppe oder Teildecke) erkannten Einheit muß daher der von E. SPENGLER 1951 ge-

wählte Name „Sulzbachschuppe“ in erweiterter Form („Sulzbachdecke“) Verwendung finden.

Die Abtrennung dieser Einheit in ihrem Mittelabschnitt war bereits von F. TRAUTH (1934, S. 96) im Raum von Pfaffenschlag unter der Bezeichnung „Hochkogel-Bachlerwald-Schuppe“ (non: Stockgrundschuppe!) vorgenommen worden. Der Name „Sulzbachschuppe“ wurde von E. SPENGLER 1951, S. 371, damals ebenfalls erst für den Mittelabschnitt dieser Einheit, geprägt. A. RUTTNER bezeichnete die Sulzbachdecke 1963 (S. 14, Abb. 1) als „Lunzer Decke II“, P. STEINER (1965, S. 272) als „Göstlinger Teildecke der Lunzer Decke“.

Da heute auf Grund der durchgehenden Abtrennung dieser Einheit von der Unterlage und durch die bedeutende, im W schon von E. SPENGLER erkannte, aber durchwegs vorhandene Überschiebungsweite kein Zweifel an der Deckennatur mehr vorliegt, gelangt der oben verwendete Name zur Anwendung.

6. Reisalpendecke

Diese Bezeichnung wurde von E. SPENGLER 1926, S. 19, eingeführt, anstelle des schon für die gleiche Einheit vorhandenen Begriffes „Hoheckschuppe“ A. SPITZ (1920, S. 2) bzw. „Hoheck-Kieneck-Scholle“ L. KOBER (1926, S. 50). Obgleich die früheren Bezeichnungen Priorität besitzen, soll der von E. SPENGLER gegebene Name für die von ihm in ihrem weiteren Verlauf gegen W auskartierte Einheit Verwendung finden, da er im Schrifttum eingebürgert ist (vgl. G. HERTWECK 1961, S. 33).

Die Gründe für die Einziehung des Namens „Annaberger Decke“, der von E. SPENGLER 1927 b, S. 53 für den Westteil der Reisalpendecke eingeführt worden war, wurden S. 158 dargelegt. Daß die „Annaberger Decke“ keine selbständige Einheit darstellt, hat bereits F. TRAUTH (1934, S. 503) erkannt. Diesen Namen hatte E. SPENGLER zu einer Zeit aufgestellt gehabt, zu der ihm zwar die Türnitzer Schuppung und der Reifthaler Bruch bekannt waren, aber von ihm noch nicht der Zusammenhang der beiden „Decken“ im äußersten Süden auskartiert war.

7. Ötscherdecke

Im Gegensatz zu L. KOBER, der 1912 a, S. 360, „jene Schubmasse, die zwischen der Linie Brühl-Altenmarkt-Lunz und der Linie Hernstein-Mariazell liegt“, als Ötscherdecke bezeichnet hatte, wird der Name auf die den Ötscher selbst enthaltende Decke eingengt, die von A. SPITZ (1920, S. 2) als „Schönschuppe“, von L. KOBER (1926, S. 51) als „Unterberg-Almesbrunnenscholle“ und von E. SPENGLER (1927, S. 20) als „Unterbergdecke“ bezeichnet worden war.

Die weitere Verwendung der Bezeichnung „Ötscherdecke“ in der von L. KOBER ursprünglich auf Grund des Baustiles gegebenen Fassung als Überbegriff für das Decken-Ensemble Reisalpen-, Unterberg- und Göllerdecke ist deshalb nicht mehr günstig, da die nördlichste Decke dieser Dreierheit, die Reisalpendecke, noch mit der baustilmäßig ganz der Lunzer Decke gleichenden und von der Ötscherdecke (Unterbergdecke) durch ihren Stil klar unterschiedenen Sulzbachdecke zusammenhängt und in ihrem Westteil vor der Front des Ötschers selbst noch diesen Baustil aufweist.

8. Göllerdecke

„Göllerdecke“ als Bezeichnung für die höchste voralpine Decke geht auf E. SPENGLER zurück, der 1928 a, S. 122, die südlichste Einheit des Tirolikums als „Göllerschuppe“ bezeichnet hat, wobei damals (S. 124) noch die Frage nach der regionalen Bedeutung dieser „Schuppe“ offen geblieben war. Da diese abschnittsweise kräftig überschobene Einheit aber gegenüber der unterlagernden Ötscherdecke und anderen Einheiten stets mit klarem, teils bedeutende Förderungsweite anzeigendem Überschiebungskontakt auflagert und namentlich durch die Weiterverfolgung der Überschiebungsgrenze im W in Form der Rothwald-Neuhauser Überschiebung auch dort die tektonische Selbständigkeit gewahrt ist, so ist es angebracht, nicht mehr von einer „Göllerschuppe“ oder „Göller-Teildecke“, sondern von einer „Göllerdecke“ zu sprechen.

C. Regionale tektonische Analyse

Nach diesem Überblick über die großtektonischen Einheiten des Raumes sei in Kurzform nur noch auf die wesentlichsten Punkte lokaltektonischer Fragen als Beitrag zur tektonischen Analyse des Ötschervorlandes eingegangen, wobei keine durchgehende systematische Beschreibung des Baues dieses Streifens vorgenommen werden soll.

1. Das Westende der Reisalpendecke und die Fortsetzung der ihr entsprechenden Zone nach Westen

Von Osten kommend ist die Überschiebung der Reisalpendecke über die Sulzbachdecke bis zu den Vorderen Tormauern sehr klar sichtbar. W der Vorderen Tormauer hingegen endet im Raum des Stierhalkogels allmählich die Durchscherung der großen liegenden, nordvergenten Falte, aus der diese Decke hervorgeht. Auf der Nordseite des Stierhalkogels (9 km ENE Lunz) ist das Karn der verkehrten Serie zwischen Muschelkalk der Reisalpendecke und dem Hauptdolomit der Gfälleralm bereits weitgehend tektonisch reduziert (A. RUTTNER, 1949a, Taf. 1, S. 116). Die Kartierung des Polzberges W davon zeigte bereits eine zusammenhängende

verkehrte Serie, die bis zum Muschelkalk der Reisalpendecke überleitet, u. zw. vom Hauptdolomit im Liegenden (Polzberg-W) über Opponitzer Rauhwacke, Opponitzer Kalk (Polzberggipfel), Lunzer Sandstein, Halobienschiefer, Wettersteinkalk (NE vom Polzberggipfel) zum Annaberger Kalk reicht.

Die nordvergente liegende Antiklinale des Polzberges wird an der NW-SE streichenden „Polzbergstörung“ gegen NW in die Schindelberg-Antiklinale versetzt. A. RUTTNER (1949a, S. 114) nimmt als Ursache hierfür eine Blattverschiebung an, wobei die westliche Scholle gegen NW versetzt wäre. Für die von A. RUTTNER (1949a, S. 115) aus dem gestörten Bereich E der Polzbergstörung angeführte Auffassung: „Die Schichten sowohl des Hauptdolomites wie des z. T. mylonitisierten Opponitzer Kalkes des Polzberges beschreiben eine enge, gegen NW geöffnete Schlinge mit fast senkrechter Achse“, spricht nicht der Geländebefund. Die am Polzberggipfel anstehenden Opponitzer Kalke heben über der unterlagernden Opponitzer Rauhwacke flach gegen SSW aus, 200 m weiter südlich heben sie steil gegen W aus, 400 m S des Gipfels notiert man flaches N-Fallen, 700 m SSE des Polzberges flaches SW-Fallen, erst 250 m NE Kote 1001 ein steiles S-Fallen. Im Hauptabschnitt des Polzberges herrscht wechselnde, aber vorwiegend flache Schichtlagerung. Insgesamt ist die Lagerung des Opponitzer Kalkes und der Opponitzer Rauhwacke an der Grenzfläche zum Hauptdolomit flach bis mäßig steil gegen S geneigt, genau wie es dem regionalen Südfallen dieser Serie entspricht und bildet nur im Kartenbild eine Schlinge, da der morphologische Abschnitt am Westabhang des Bergzuges einen vorübergehenden N-S-Verlauf der sonst in Übereinstimmung mit dem orographischen Streichen gegen W ziehenden Gesteinsgrenzen bewirkt.

Im Schindelberg, W der Polzbergstörung, teilt sich die bis dorthin einfach gebaute nordvergente Antiklinale in zwei Äste: Der Hauptast mit der starken und markanten Überkipfung und dem verkehrten Schenkel im Liegenden streicht gegen NW und läßt N von Kote 1014, Föllbaumberggipfel, den stark überschlagenen Nordschenkel erkennen. Der südliche Ast zieht vom Schindelberg gegen SW zur „Sag“ an der Ybbs und stellt eine symmetrische, steile Aufpressungszone dar.

Hier wird an einer gegen NW verlaufenden Störung abermals der Verlauf der Antiklinalzone unterbrochen, von A. RUTTNER (1949a, S. 115) ebenfalls als eine Blattverschiebung betrachtet, wobei der Westflügel aber nach A. RUTTNER entgegen der Polzbergstörung nach S versetzt sei. Nun ist aber zufolge des Auslaufens der Störung vor Erreichen des Stirnrandes der Sulzbachdecke und dem ununterbrochenen Zusammenhang des

überschlagenen Schenkels der nördlichen Teilantiklinale und zufolge des Wiederauftauchens der südlichen, symmetrisch gebauten Teilantiklinale im Lunzberg selbst (F. TRAUTH, 1948b, Taf. 6: ENE Kote 822 und in Fortsetzung der Zone nach der Hauptdolomit-Auflagerung auch noch weiter im E!) deutlich, daß der Verstellungssinn der Störung gleichgerichtet ist wie jener der Polzbergstörung, da die Fortsetzung der beiden Teilantiklinalen im W gegen N gedrängt erscheinen (vgl. Taf. 3). Ganz wesentlich für diese Auffassung ist, daß der verkehrte Schenkel der Polzberg-Schindelberg-Antiklinale ohne Unterbrechung — und daher mit Sicherheit verfolgbar — in den verkehrten Schenkel des Ostendes der Sulzbachantiklinale zieht. Ebenso spricht für den Vorschub der Westscholle W der Schindelbergstörung, daß die Nestelberg-Halbantiklinale, die, von E kommend, im Raum Lackenhof unter dem Vorstoß des der Ötscherdecke angehörenden Schwarzen Ötschers verschwindend, nun wiederum in der Maiszinken-Halbantiklinale an die Oberfläche kommt.

Als wesentliches Argument für die von ihm angenommene Südbewegung der Scholle W der Schindelbergstörung führte A. RUTTNER (1949a, S. 115) ein Verschleppen „isolierter Schollen von Opponitzer Kalk innerhalb des Hauptdolomites westlich der „Sag“ im Ybbstal an. Die Überprüfung dieser „Schollen“ hat gezeigt, daß die Darstellung der Taf. 1 von A. RUTTNER folgenderweise zu modifizieren ist:

1. Der an Horsteinknollen reiche Reiflinger Kalk am rechten Ybbsufer bei der Brücke SE des Wh. „Sag“ zeigt nicht ein Heranstreichen an die Störungszone, das den Eindruck des Abschneidens vermittelt (A. RUTTNER, 1949a, Taf. 1), sondern dreht von SE-Fallen im E in schön aufgeschlossenem Bogen auf SW-Fallen im W westlich der Brücke ($240/30^\circ$), wodurch das Abtauchen der Antiklinale gegen SW angedeutet wird.

2. Der überlagernde Lunzer Sandsteinzug konnte im hügeligen Wiesengelände am linken Ybbstalboden SSE des Wirtshauses „Sag“ ebenfalls weiterverfolgt werden und ist nicht abgeschnitten. Nur der tiefere, ebene Wiesenboden ist noch mit jungen Terrassenaufschüttungen der Ybbs bedeckt. Im SW anschließenden Abschnitt hinter dieser Terrasse aber zeigen die weit verbreiteten Lunzer Sandstein-Rollstücke den Untergrund an. Dieser Lunzer Sandstein links von der Ybbs ist auch tatsächlich am Ybbsufer NW Kote 643 eine Strecke weit aufgeschlossen.

3. Der Opponitzer Kalk des Felsspornes Kote 643 endet nicht E vom Fluß, sondern setzt auf das linke Ufer über. Hier ist er in der direkten Fortsetzung dieser Rippe im Bahneinschnitt anstehend erschlossen, schwenkt hier ebenfalls wie der innere, aus Reiflinger Kalk bestehende Ring um und zeigt mit einem Einfallen von $240/30^\circ$ das Abtauchen des

Gewölbes, hier gegen SW, an. Zwei Harnische sind im Bahneinschnitt erschlossen und zeigen eine Südbewegung der westlichen, zertrümmerten Schollen, allerdings kann aus zwei Harnischflächen nichts Allgemeingültiges über die Bewegung abgeleitet werden. Auch am linken Flußufer ist der Opponitzer Kalk noch bis zum Lunzer Sandstein gegen N hin anstehend sichtbar. Seine Streichrichtung zielt direkt auf die von A. RUTTNER als verschleppte Schollen gedeuteten Opponitzer Kalke S der „Sag“, die demnach die Fortsetzung dieses Zuges darstellen.

Zusammenfassend ergibt sich, daß das Vorkommen von Opponitzer Kalk S der „Sag“ nicht isolierte Schollen innerhalb des Hauptdolomites darstellt, daß es nicht als eine von dem Opponitzer Kalk des Hirschwandzuges abgerissene und durch den Ostflügel nach N verschleppte Anhäufung von Spänen gedeutet werden kann, an der etwa ein Bewegungssinn der Schindelbergstörung abgelesen werden könnte. Vielmehr taucht in diesem Abschnitt die südliche Teilantiklinale des Schindelberges gegen SW ab, von Reiflinger Kalk, Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk umrandet.

Aus dem zusammenhängenden Abschnitt an der Stirn der Sulzbachdecke und aus den übrigen Ausführungen ergibt sich klar, daß die liegende Antiklinale, aus deren Hangendschenkel im E am Stierhaltkogel die Reisalpendecke sich entwickelt, mit ihrer verkehrten Serie in der verkehrten Serie S Pfaffenschlag weiterzieht und daß der Kern dieser Antiklinale einerseits im Schindelberg, andererseits im Sulzbachgraben auftaucht, verbunden durch den Karnaufbruch, der über den Grubbergsattel und den Lunzberg hinüberzieht.

Will man den weiteren Verlauf dieses Antiklinalzuges gegen W verfolgen und hält man sich an die Auffassung von E. SPENGLER (1959, S. 254, 264) und — über die Weyerer Bögen hinweggreifend — an jene von P. STEINER (1965, S. 290), so ergibt sich, was auch vor der sicheren Klärung des dazwischen liegenden Abschnittes um Göstling, schon als naheliegend erschien: Die Herauentwicklung des Sengsengebirgsvorstoßes als Stirn des Tirolikums im W einerseits und der Reisalpendeckenfront als Stirn des Tirolikums im Osten andererseits aus ein- und demselben Antiklinalzug. Trotz der von mir ursprünglich unrichtig beurteilten Bedeutung des Frenzbergzuges für den Verlauf dieser Gesamtantiklinale, in der statt der Frenzbergantiklinale im Sinne von E. SPENGLER und P. STEINER der Königsbergsattel im Teilstück W der Göstlinger Störung einzusetzen ist, hat sich nach Prüfung des Mittelabschnittes doch meine bereits 1964c, S. 113 auf Grund des regionalen Bildes ausgesprochene Auffassung von der Herauentwicklung der Tirolikumsstirn W und E

der Weyerer Bögen aus dem gleichen Antiklinalzug bewährt — entgegen der Darstellung von P. STEINER (1965, S. 290) der die Ablösung von Decken aus demselben Antiklinalzug in diesem speziellen Fall ablehnt, unter vorbehaltlicher („noch keine endgültige Entscheidung“) Anführung der RUTTNER'schen Verbindung der Faltelemente beiderseits der Schindelberg-Störung — welche aber, wie gezeigt, nicht zutrifft. Heute jedenfalls ist, unter Berücksichtigung der Versetzung an der Schindelberg-Störung, der Göstlinger Störung und den Weyerer Störungen das Phänomen der Bildung zweier homologer Decken aus der gleichen Antiklinale klar-gestellt.

In historischer Hinsicht soll zum alten Problem des Westendes der Reisalpendecke („Annaberger Decke“) hervorgehoben werden, daß F. TRAUTH (1934, S. 94) der erste war, der auf Grund eigener Feldbeobachtung die älteren Hypothesen durch die nunmehr bewährte Darstellung ersetzt hat.

2. Die Stellung des Fensters von Urmannsau

L. KOBER hat 1923 (S. 171, Fig. 80 und S. 172) als erster das Fenster von Urmannsau erkannt und sogleich zutreffend als Fenster der Frankenfesler Decke unter der Lunzer Decke bezeichnet. Von den unrichtigen Deutung des Fensters durch O. AMPFERER (1930, S. 64, Fig. 21 u. 66) und E. LAHN (1933, S. 221) abgesehen, hat sich seit F. TRAUTH (1934, S. 96), H. VETTERS (1938b, Profiltaf.), F. X. SCHAFFER (1941, S. 38), A. RUTTNER (1949a, S. 113), E. SPENGLER (1951, S. 370; 1959, S. 247) u. a. die von KOBER begründete Meinung durchgesetzt. Die vor dem Krieg durchgeführten Ölbohrungen in der Urmannsau (vgl. F. X. SCHAFFER, 1941, S. 37) haben außerdem im Fensterinhalt unter den Aptychenkalken mächtige Vilserskalke angefahren, die in diesem Ausmaß für die Frankenfesler Decke charakteristisch sind.

Die Klärung des Rahmens des Fensters ist A. RUTTNER (1963, Taf. 1) zu danken. Außer dem allseits geschlossenen Rahmen aus der aufrechten Serie der Lunzer Decke und einem noch darunter liegenden Span von Hauptdolomit konnte A. RUTTNER (1963, S. 12) einen zweiten, im S, N und E vorhandenen Rahmen der nächsthöheren tektonischen Einheit, in unserem Sinne der Sulzbachdecke, erfassen. Die verkehrte Lagerung dieses Rahmens auch im halbklippenartig gegen W vorspringenden Zug Sommersberg—Hochkogel wurde durch die Einstufung der „Kalke unbekanntes Alters“ RUTTNERs, die ich auf Grund von Thecosmilienfunden und zufolge der charakteristischen Lithologie E und NW Sommersberg vornehmen konnte (S. 137), noch weiter gestützt. Es bildet demnach der Rahmen des Fensters von Urmannsau, der der Lunzer Decke angehört,

selbst wiederum ein gegen W geöffnetes Halbfenster (Steinwandhalbfenster auf Taf. 3). Die den äußeren Rahmen bildende verkehrte Serie SE des Fensters erfährt W des Hundsggrabens an steiler Schuppung noch eine lokale Verdopplung, die an der Waldstraße SE vom Steiner gut erschlossen ist.

3. Das Schollenland südlich von Puchenstuben

Südlich von Puchenstuben erstreckt sich bis zur Stirn der Ötscherdecke ein Land mit außerordentlicher tektonischer Komplikation, ebenso aber mit besonderer geologischer Schönheit: Die mächtige Schichtfolge der Sulzbachdecke liegt zur Gänze verkehrt, flach, ja sogar abschnittsweise mehr als 180° überschlagen und verkehrt nordtauchend. Deckschollen liegen darüber hingestreut als Erosionsreste der einst zusammenhängenden Reisalpendecke. Verkehrtlagernde, aber verschleppte parautochthone Deckschollen der Sulzbachdecke einerseits, eine sekundäre Schuppung, die zur Stirnschuppenbildung an der Ötscherstirn führte, andererseits, und eine Bruchtektonik und Schollenverkipfung in jüngerer Phase geben weitere Komplikationen.

Hinzu kommt, daß dieser Abschnitt in dem von A. BITTNER aufgenommenen Blatt Gaming—Mariazell liegt, jenem Blatt, das wohl die unzutreffendste geologische Aufnahme von allen in Gebrauch stehenden Kalkalpen-Blätter enthält. Dadurch gibt jede einzelne dieser Schollen S Puchenstuben Probleme, deren Lösung in der Literatur in verschiedener Art versucht worden war.

Betreffs des Sockels der Deckschollen, der Sulzbachdecke, ist hervorzuheben, daß die Kartierung ein überraschend weites Vorgehen dieser verkehrten Masse entgegen der Darstellung von E. SPENGLER (1928a, Taf. 1, Fig. I; 1931, Karte) ergab: Der Gaisenberg E des Nattersbachtals gehört nicht der zweittieferen, die Sulzbachdecke unterlagernden Schuppe (Schwarzenbachschuppe) an, sondern ist Halbkuppe der Sulzbachdecke selbst, mit der Hauptmasse der Sulzbachdecke durch den hohen Bergkamm S davon verbunden. Das ganze Land „liegt verkehrt“ in einem Ausmaß, das seinesgleichen in den Kalkalpen sucht. Durch die beiden angrenzenden neuen Halbfenster, das Nattersbach- und Pielachursprung-Halbfenster, wird hier die flache Überschiebung der Sulzbachdecke direkt erwiesen.

In einem isolierten Deckschollenrest, der kleinen Fuchsriegel-Deckscholle (die zu besuchen ich allerdings nicht Gelegenheit hatte) liegt auf der Südseite des Fuchsriegels noch Hauptdolomit und Aptychenkalk als Rest der Sulzbachdecke innerhalb des Pielachursprung-Halbfensters vor. E. SPENGLER (1928 a, S. 81 u. Prof. 2, Taf. 1) hatte diesen Rest,

der sich ja nur durch die Klärung der Verhältnisse im Raum des anschließenden Kartenblattes sinnvoll deuten läßt, noch nicht richtig eingeschätzt: „Merkwürdigerweise tritt am Südabhang des Fuchsriegels eine Spur Aptychenkalk und Hauptdolomit fensterartig zwischen dem Muschelkalk der Fuchsriegelschuppe hervor.“

Das Massiv der Brandmauer gehört ebenfalls zur verkehrten Serie, zur Sulzbachdecke (vgl. S. 155). Es ist interessant zu beobachten, wie bereits A. BITTNER (1891, S. 321) dieses ihm schon sichtbare Lagerungsproblem zu lösen versucht hatte: Er wußte einerseits, daß diese „Gyroporellen führenden Kalke“ stratigraphisch ins Liegende der Lunzer Schichten gehören, sah aber deren Aufragen über diesen Schichten am Fuß des Bergzuges; er behalf sich mit einer Erklärung einer „linsenförmigen Einschaltung“, wagte es nicht, im Profil (S. 323) eine Auflagerung also eine verkehrte Serie oder wenigstens eine linsenförmige Interkalation zu zeichnen, sondern ließ den Wettersteinkalk unter der Obertrias des Umlandes hervorkommen. Es mutet eigenartig an, wie damals die Profile so gezeichnet wurden, daß keine tektonischen Komplikationen sichtbar wurden. Der so prächtig bei Puchenstuben am Kamm und beiderseits in den Gehängen gegen S unter die Trias einfallende Aptychenkalk, der von A. BITTNER in stratigraphischer Hinsicht natürlich richtig erfaßt worden war, ist einfach als Auflagerung gezeichnet worden (S. 323), um den Komplikationen auszuweichen — obwohl zu dieser Zeit schon alle stratigraphischen Voraussetzungen zur Lösung des Problemes gegeben gewesen waren.

Aber auch noch bei O. AMPFERER (1930, S. 60, Fig. 16 usf.) trifft man — verschiedene Abschnitte unseres Raumes betreffend — ähnlich abgeänderte Profile mit Deutungen, die in seiner Auffassung von der Fernüberschiebung der Lunzer Decke über die Ötscherdecke wurzeln und die in ganz wesentlichen Punkten den Lagerungsverhältnissen in der Natur widersprechen.

In jüngerer Zeit fanden die Brandmauer verschiedene Bewertung. E. SPENGLER (1928a, S. 60, Fig. 1 u. S. 135; 1928b, S. 57) hat die Brandmauer ebenso wie O. AMPFERER (1930, S. 62, Fig. 18) als Teil der „Annaberger Decke“ gewertet. A. RUTTNER (1962, S. A 57—58; 1963, S. 13) hat für die Stellung der Wettersteinkalkscholle der Brandmauer eine Zwischenlösung angenommen, die der verkehrten Lagerung und der Bewegung an der Basis gegen die Lunzer Schichten des Sockels Rechnung tragen soll. Diese Scholle wurde von der verkehrten Serie im Liegenden (unserer Sulzbachdecke) abgetrennt und als „inverses Stück der Annaberger Decke“ bezeichnet. Für die zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit liegenden

Lunzer Schichten wird entschieden, daß deren Zuordnung dem persönlichen Geschmack überlassen wird.

Es ist aber nun nach der weiteren Aufgliederung der verkehrt lagernden Serie gerade in diesem Raum S Puchenstuben, wo nicht nur der an der Ladin-Karn-Grenze vermittelnde Raminger Kalk gefunden wurde (vgl. S. 125, und vgl. A. RUTTNER, 1962, S. A 58: Brandmüer-N), sondern auch innerhalb des Karn eine geschlossene verkehrte Serie vom Reingrabener Schiefer über Lunzer Sandstein zum Opponitzer Kalk überleiten (Taf. 1), evident, daß die Brandmüer und ihre Analoga (Florkogel, Weißmüerl) zur Sulzbachdecke gehören, auch wenn gerade diese Wettersteinkalkmassen noch selbst unter der Last der Reisalpendecke über der plastischen nunmehrigen Unterlage, dem Karn, ein Stück gegen N verschleppt erscheinen, so daß man sie als parautochthone Deckschollen bezeichnen muß (S. 188). Bereits E. SPENGLER (1928a, S. 101) hat ja berichtet, daß dieser Wettersteinkalk der Unterlage in den Fenstern weiter im Osten in Form von Spänen abgerissen und verschleppt ist.

Auch den Bergzug des Weißmüerl, im wesentlichen aus Wettersteinkalk bestehend, rechne ich trotz seiner diskordanten (den Brandmüern analogen) Basis zur verkehrten Serie des Sockels, nur lokal nordverschleppt. E. SPENGLER hatte noch 1928 a, S. 107, einen raschen Faziesübergang zwischen dem Muschelkalk der Gösinger Deckscholle und dem Wettersteinkalk dieser, von ihm (1928 b, S. 57) ebenfalls zur Annaberger Decke gestellten Scholle vermutet — aber es ist in den eng benachbarten Schollen gar keine Andeutung hierfür vorhanden.

Die Gösinger Deckscholle hingegen ist eine echte Deckscholle der Reisalpendecke mit aufrechter Schichtfolge von Saalfeldener Rauhwacke an der Basis über Gutensteiner und Annaberger Kalk zum Reiflinger Kalk, der in zwei N—S-Einfaltungszonen den Aniskalken aufliegt und nicht diese unterlagert. Die Auffassung von A. RUTTNER (1962, S. A 58), daß auch diese Scholle verkehrt lagere, trifft auf Grund der festgestellten Schichtfolge nicht zu. Dadurch ist auch keine ursprüngliche Nachbarschaft zur verkehrt liegenden Weißmüerlscholle gegeben — wie zuvor gegenüber E. SPENGLER bereits festgestellt worden ist. Echte Deckschollen der Reisalpendecke mit aufrechter Schichtfolge sind auch jene Schollen auf den „Böden“ und die Hochstadel-Deckscholle, die im N bereits eine Stirneinrollung erkennen läßt.

Die Hochstadel-Deckscholle liegt mit prächtiger tektonischer Diskordanz auf dem Jura, auf Rhät, Hauptdolomit, Lunzer Schichten und Wettersteinkalk der verkehrten Serie der Sulzbachdecke. Ein Zusammenhang zwischen dieser der Reisalpendecke angehörenden Scholle und dem

Untergrund ist keinesfalls vorhanden, auch dort nicht, wo am Südrand der Scholle der Muschelkalk auf den Wettersteinkalk der Unterlage zu liegen kommt. Hier hatte A. RUTNER (1962, S. A 58) trotz der notwendigen großen Überschiebungsweite auf Grund der Verhältnisse rings um die Deckenscholle und trotz den Verhältnissen an den Überschiebungsgrenzen der Reisalpendecke ringsum lokal eine allmähliche stratigraphische Verbindung zwischen Deckenscholle und Untergrund („Annaberger Decke“ und „Lunzer Decke“) angenommen. Hier hat aber die gegen E mehr und mehr zunehmende Überschiebungsweite der im Raum der Tormauer schon abgelösten Reisalpendecke (besonders auch bei Berücksichtigung der nunmehr erkannten Zugehörigkeit des Inhaltes des Schmelzfensters zur Sulzbachdecke) bereits beträchtliches Ausmaß erreicht, so daß an der Basis einer solchen großen Überschiebungsmasse nicht mehr bestimmte Punkte, wo gleichaltrige oder einander altersmäßig benachbarte Gesteine tektonisch aufeinander zu liegen kommen, als Verbindungsstellen und Übergänge zwischen überlagernden Decken angenommen werden können.

Das hat ja bereits E. SPENGLER 1928 a und 1931 bei seiner Kartierung hinlänglich klargestellt: Es gibt naturgemäß immer wieder Abschnitte, in denen altersmäßig benachbarte oder gleiche Gesteine lokal aneinandergesetzt, aber hier bietet, wenn nicht sehr gute Aufschlüsse den Kontakt unmittelbar studieren lassen, die tektonische Gesamtsituation fast stets einen Hinweis auf die richtige Lösung.

4. Die „Trübenbach-Antiklinale“

Prächtige tektonische Komplikationen stellen sich vor der Stirn der Ötscherdecke im Abschnitt Erlafboden und im Bereich des „Trübenbacher Werfener Schiefer-Aufbruches“ (im Sinne von A. BITTNER 1891, S. 319) ein.

Der Ostrand des Westlappens der Reisalpendecke im Abschnitt Ochsenburg NW Erlafboden zeigt die Aufschiebung des Muschelkalkes mit konstantem Südfallen auf die Lunzer Schichten der Unterlage, der Sulzbachdecke. Dies erkennt man ebenso am Nordfuß des Molterkogels wie am Hohenauß und E Ochsenburg (Taf. 1). Diese Unterlagerung durch Lunzer Sandstein, in den dann weiter im NW, N der Vorderen Tormauer, diese Reisalpendeckestirn einspießt, ist bei den bisherigen Darstellungen meist übersehen worden: E. SPENGLER hatte 1928 a, S. 107, ebenso wie noch A. RUTNER (1963, S. 14) angenommen, daß hier noch keine Überschiebungsfläche die „Annaberger Decke“ und ihre Unterlage trenne. E. SPENGLER (1928 a, S. 107) sah in den Muschelkalken der Ochsenburg das mit dem Untergrund normal verbundene Glied einer verkehrten Serie, die hier gerade ihren Umschlagspunkt in eine aufrechte Serie besäße (Fig. 9,

S. 106). 1951, S. 372 hingegen erblickte SPENGLER in der sich von hier gegen W im Raum der Vorderen Tormauer erstreckenden Muschelkalkplatte eine der Lunzer Decke zugeordnete, aber selbständige „Tormäuerschuppe“ — eine Auffassung, die SPENGLER selbst 1959, S. 265 wieder revidierte, indem er nunmehr diesen Abschnitt zu Recht als Bestandteil der „Annaberger Decke“ (nun: Reisalpendecke) wertete.

Die Kartierung dieses Sektors hat gezeigt, daß entgegen dem Profil von E. SPENGLER 1928 a, S. 106, der Lunzer Sandstein des Untergrundes ohne Unterbrechung östlich der Muschelkalkplatte der Ochsenburg gegen S hin weiterverfolgt werden kann, ferner aber gab die Entdeckung der zwei Teufelskirchenfenster unter der Muschelkalkplatte des Hohenafß im W Sicherheit darüber, daß hier noch immer die Reisalpendecke mit aufrechter Serie über fremdem Untergrund liegt.

Die beiden Teufelskirchenfenster liegen am Eintritt der Erlauf in die Enge N Trübenbach. Im nördlichen Fenster taucht der Inhalt geradezu ideal nach allen Richtungen ringförmig ab (Taf. 1). A. RUTNER (1962, S. A 56) hatte hier im Sinne von E. LAHN (1933, S. 222) am Osthang des Nestelbergzuges in der Serie „Werfener Schichten (mit Gips), schwach bituminöser Dolomit mit Rauhwanke und darüber Gutensteiner Kalk“ eine normale Serie gesehen. Die Rauhwanke aber zeigt als Vertretung der Saalfeldener Rauhwanke unteres Hydasp an, hier folgt darunter NW vom Sommerer und ebenso im Taldurchbruch NW Trübenbach nicht nur der dunkle Gutensteiner Dolomit, sondern auch in Verbindung damit anisischer Kalk. Als weiterer Beweis für das Auftreten jüngerer Serien unter älteren stellt sich in Verbindung mit der Rauhwanke an der Basis der Reisalpendecke auch gipsreiches Haselgebirge ein, u. zw. dort, wo die Rauhwanke im südlichen Teufelskirchenfenster dessen Ostrahmen bildet (Taf. 1).

Sehr zutreffend ist von E. SPENGLER seit 1928 a, S. 135 die Stellung der Haselgebirgsmasse von Trübenbach beurteilt worden, die einerseits im N (Bärenlacke), andererseits im S (Einstandsmauer) ganz verschiedene Decken unterlagert. 1930 (S. 52, Fig. 7) gab O. AMPFERER diese Situation vom Abschnitt Nestelberg—Edelkopf—Ötscher wieder und griff aber zur Deutung dieses und anderer Werfener Schiefer-Aufbrüche im Raum der Ötscherdecke auf seine unzutreffende Vorstellung von 1922, S. 219 bzw. 1925, S. 53 zurück, die die Fernüberschiebung der Lunzer Decke über die Ötscherdecke enthält. E. LAHN (1933, S. 222) und F. TRAUTH (1934, S. 93) haben die gesamte Masse der Werfener Schichten (samt Haselgebirge) dieses Abschnittes der Annaberger Decke zugeordnet. Aber E. SPENGLER hatte bereits 1928 a, S. 135, die „eigenartige Schwierigkeit

der Werfener Schiefer-Antiklinale von Trübenbach“, nämlich die Unterlagerung zweier verschiedener Decken durch diese Werfener Schichten und Gipse erkannt und richtig gedeutet (ähnlich 1959, S. 265). Die Hauptmasse gehört, wie die Verhältnisse E des Teufelsriedel zeigen, auch hier der Basis der Ötscherdecke, sekundär als Ötscherstirnschuppe abgetrennt, an. Da aber die im N vorgelagerte Reisalpendecke vor der Ötschermasse in der tektonisch aufgerissenen Halbantiklinale von Nestelberg endet, kommen hier tatsächlich die basalen Glieder beider Decken in Kontakt (ohne daß man daraus natürlich im Sinne einer gebundenen Tektonik einen Zusammenhang der Decken konstruieren könnte!).

Ganz verschiedene Beurteilung fand auch bisher der „merkwürdige Querriegel Schießwand-Teufelsriegel“ (E. SPENGLER 1928 a, S. 135), der aus dickbankigem, nordfallendem Annaberger Dolomit besteht und durch Brüche im W und E begrenzt ist. Dieser Querriegel bei Erlafboden stellt nicht im Sinne von E. SPENGLER (1928 a, S. 135, Fußnote 4) eine an Brüchen eingesenkte Scholle der Ötscherdecke dar, da in deren Schichtbestand hier ja der Annaberger Dolomit mit nicht unbedeutendem Kalkgehalt gar nicht auftritt, er stellt auch nicht im Sinne von O. AMPFERER (1930, S. 55, Fig. 10; S. 60, Fig. 17; S. 61) ein Analogon zum Kollerberg, also Ötscherdecke dar, ferner nicht — wie der gleiche Autor in der gleichen Arbeit, S. 62, schrieb — die Fortsetzung der ja aus ganz anderem Gestein bestehenden Muschelkalkmasse N Trübenbach, also Reisalpendecke dar, sondern ist auf Grund der klaren Äquivalenz der Annaberger Dolomite zu jenen im benachbarten Kollerfenster als ein an Brüchen isolierter, halbfensterförmig auftauchender Bestandteil der Sulzbachdecke zu werten.

5. Das Annaberger Fenster

Betreffs dieses von E. SPENGLER (1927 b, S. 52) entdeckten Fensters, in dem die verkehrte Serie der Sulzbachdecke unter der aufrechten Muschelkalkplatte der Reisalpendecke prächtig erschlossen an die Oberfläche kommt, ist der von E. SPENGLER gegebenen, überaus klaren und zutreffenden Darstellung (1927 b, S. 52; 1928 a, S. 99—102, S. 129, Fig. 12; Taf. 1, Fig. 2—3 a und 1959, S. 262, Abb. 5) kaum mehr Neues hinzuzufügen, vor allem auch, weil dieser auf der vorzüglichen Karte von E. SPENGLER 1931 geologisch dargestellte Abschnitt nicht neu kartiert, sondern nur in Übersichtsbegehungen begutachtet wurde. Eine Ergänzung betrifft nur den NW-Rahmen, wo die Gipse, die beim Bergbauern im Steinbruch aufgeschlossen sind, auch noch S des Gruberkogels durch ein weites Dolinengelände erfaßt werden können, dazwischen aber aus dem Hangschutt noch beim Trebshof eine Reiflingeralkscholle aufragt, sodaß hier der Rahmen

des Annaberger Fensters — soweit eben die Schuttbedeckung erlaubt — als geschlossen zu betrachten ist.

Die interne Schuppung der Reisalpendecke im Ostrahmen des Fensters S der Ebenbauernspitze durchsetzt den gesamten Rahmen bis zum Rand des Fensters, hier durch Werfener Quarzite, -Konglomerate und Saalfeldener Rauhwaacke gekennzeichnet.

6. Das Schmelzfenster

Dieses von E. SPENGLER zugleich mit dem Annaberger Fenster (1927 b, S. 53) entdeckte und 1928 a, S. 57 als Schmelzfenster bezeichnete tektonische Fenster bot wohl eines der schwierigsten Probleme vor der Ötscherdeckenfront. Durch seine weit gegen S vorgeschobene Lage beansprucht seine Klärung besonderes Interesse im Zusammenhang mit der Beurteilung der Überschiebungsweiten in diesem Raum. Obgleich im Rahmen dieser Untersuchung, bei der der Bereich der Detailkartierung weiter im W lag, das Schmelzfenster nur in mehreren Übersichtsbegehungen studiert werden konnte, ergab sich doch zufolge neuer Beobachtungen eine neue Deutung des Fensterinhaltes gegenüber den verschiedenen bisherigen, von E. SPENGLER dargelegten Meinungen.

Unter einem heterogenen, flach gelagerten Rahmen aus Muschelkalk und untergeordnet Permoskyth kommt in der flachen Niederung S der Schmelz, SW von Annaberg, flächenmäßig Lunzer Sandstein mit Kohlenflözen als Fensterinhalt an die Oberfläche. Nur im Ostteil war Mitteltrias als Bestandteil des Fensterinhaltes in der Talenge des Lassingbaches SE Innere Schmelz bekannt. Juraschürflinge stellen sich dort ein — wie gezeigt werden wird, bereits außerhalb des Fensters.

Der Rahmen besteht im N aus der Reisalpendecke, im S aus der Ötscherdecke, in einer Abgrenzung, die im großen der von SPENGLER 1931 gegebenen entspricht. Die Überschiebung der beiden Decken des Rahmens ist hier gegeneinander sehr geringfügig, kaum 200 m breit (400 m WSW Kote der Hütte 886 SW Äußere Schmelz sichtbar erschlossen). Die eigenartige hakenförmige Gestalt des Fensters geht auf eine Vergitterung zweier verschieden alter, schräg zueinander stehender Aufwölbungsrichtungen zurück (s. S. 198).

Das Hauptproblem bildet die Lagerung des Fensterinhaltes: Liegt eine aufrechte oder verkehrte Serie vor? E. SPENGLER (1928 a, S. 139) hat sich zur Deutung des Inhaltes als aufrechte Serie mit Wettersteinkalk, Lunzer Schichten, Jura und Diabas entschieden. Er hat unter Beibehaltung der Annahme einer aufrechten Serie im Lauf der Zeit folgende drei Erklärungsmöglichkeiten zur Deutung des Fensters herangezogen:

1. 1928 a (S. 140, Fall 1, Fig. 14, Prof. 1—2): Der Fensterinhalt bildet die Fortsetzung der im Annaberger Fenster sichtbaren Serie der Lunzer Decke, die ganz allgemein aufrechte Schichtfolge aufweise und nur lokal im Annaberger Fenster in Form einer überschlagenen Falte verkehrt lagere. Diese Auffassung ist heute nach Zuordnung des Annaberger Fensterinhaltes zum regional verkehrt lagernden Sulzbachdecken-Osteil hinfällig geworden.

2. 1928 a (S. 140, Fall 2, Fig. 14, Prof. 3—4): Die verkehrte Serie des Annaberger Fensters als Mittelschenkel einer liegenden Falte endet bereits unmittelbar unter dem Südrand des südlichen Rahmens dieses Fensters in Form eines im Hangenden abgescherten Muldenschlusses, so daß im Schmelzfenster darunter mit aufrechter Serie zwei tiefere Einheiten emporkämen: eine hypothetische Zwischendecke zwischen Lunzer und Frankenfesler Decke und Reste der Frankenfesler Decke selbst. Diese Auffassung ist schon deshalb unzutreffend, weil wir auch nach näherer Kenntnis des Gesamttraumes keinen Hinweis auf die Existenz einer Zwischendecke mit aufrechter (!) Serie unter der Lunzer Decke haben.

3. 1959 (S. 265): Ähnlich der vorhergehenden Deutung, aber die Einheiten, die im Schmelzfenster auftauchen, werden der Frankenfesler Decke (Lunzer Schichten, Wettersteinkalk) und der pienidischen Grestener Klippendecke (Jura und Diabas) zugeordnet, da der Diabas als Leitgestein der pienidischen Klippenzone gewertet wird. Auch diese Deutung ist unzutreffend, da nach Überprüfung der Geländebeziehungen der Diabas nicht ein aus dem Untergrund stammendes Gestein darstellt, sondern sich über dem Haselgebirge als normales oberpermisches Glied der basalen Serie der Reisalpendecke erwies (s. S. 111).

Alle drei Deutungen aber sind nicht nur aus den angegebenen Gründen, sondern vor allem auch deshalb hinfällig, da im Schmelzfensterinhalt nicht eine normale aufrechte, sondern eine verkehrte Serie vorliegt! Dies ergab die Überprüfung der Lagerung der Mitteltrias E Innere Schmelz und ein Mitteltriasstreifen am „Sabel“. Die in der Talenge des Lassingbaches E Innere Schmelz anstehenden dunklen, sehr undeutlich dickbankigen, in Steinbrüchen erschlossenen und wandbildenden, steil SE fallenden Kalke sind nicht Wettersteinkalke im Sinne E. SPENGLERS, sondern typischer Annaberger Kalk des Anis. Gegen W hin werden sie S und W der Kote 995 von darunter einfallenden ($140/60^\circ$), dunklen bis schwarzen, wellig-schichtigen, knolligen Kalken mit Tonhäutchen-Zwischenlagen unterlagert, die trotz der dunklen Färbung nur als Reiflinger Kalk zu betrachten sind (s. S. 122). Diese dunklen Knollenkalke werden ihrerseits von hellgrauen, wolkig-suturig gezeichneten, 1,5 dm dick geschichteten,

wellig-knolligflächigen, an Hornsteinknollen reichen, typischen Reiflinger Kalken unterlagert, die in einer niederen Felsstufe, $140/40^\circ$ einfallend, rund 150 m W Kote 995 aus dem Schuttfuß dieses Höhenzuges herausragen. Erst die noch tiefer darunter gelegene Talniederung der Inneren Schmelz ist durch Lunzer Sandstein erfüllt. Da der Reiflinger Kalk im gesamten Raum stets an der Grenze der Mitteltrias zu den Lunzer Schichten auftritt, also stets den höheren Teil des Ladin oder Ladin, nie aber Anis repräsentiert, ist die verkehrte Lagerung evident. Mit gleichsinnigem, SE gerichtetem Einfallen folgt also von E gegen W, vom tektonisch Hangend gegen Liegend: Diabas und Haselgebirge des Rahmens, Annaberger Kalk (Anis), Reiflinger Kalk (Ladin), Lunzer Sandstein.

Eigenartig ist die Entdeckung von Lunzer Sandstein in Form von Hangschutt im Sattel E Kote 995, diskordant (nach der Verbreitungsgrenze) über dem Annaberger Kalk des Fensterinhaltes im N auflagernd und vom Haselgebirge des Fensterrahmens, der Reisalpendecke, überlagert. Wie ich mich durch eine Grabung überzeugen konnte, besteht der Hangschutt dort ausschließlich aus eckigen Brocken von Lunzer Sandstein, darunter auch solche von $\frac{1}{2}$ m Kantenlänge. Es kann sich hier demnach nicht um fluviatil verfrachteten Lunzer Sandstein handeln, wie solcher weithin SW von Reith vorgefunden wurde (s. S. 130), sondern im Untergrund zieht hier sicher ein Lunzer Sandstreifen in der angegebenen Position durch. Die sehr plausible Deutung dieses Lunzer Spans ist jene als Schürfling, da die Reisalpendecke, von S her kommend, im S anschließenden Raum zunächst an ihrer Basis weithin Lunzer Schichten vorfand — wie das übrige, gegen S hinziehende Schmelzfenster zeigt. Bei der Überschiebung wurde von diesem plastischen Untergrund ein Span mitgeschleppt, analog den verschürften Schollen aus Wettersteinkalk, die bereits E. SPENGLER aus dem Annaberger und Mühlfelder Fenster beschrieben hatte.

Einen zweiten Hinweis auf die verkehrte Lagerung des Fensterinhaltes gibt der Südrand des Fensters NW und N vom „Sabel“. Dort trifft man am horizontal vom Sattel gegen NW führenden Weg in 200 m Entfernung vom Sabel an der Grenze zum Karn die halobienführenden, auch dicke Partien von Partnachmergeln beinhaltenden knolligen Reiflinger Kalke des obersten Ladin u n t e r der Masse des Muschelkalkes, der die Büchleralpe aufbaut, in gegen S bis SE geneigter Lagerung an. Das im Liegenden angrenzende Karn besteht aus milden weichen, dunklen Schiefen (basales Karn), der Lunzer Sandstein (höheres Unterkarn) folgt erst weiter abwärts am Hang. Es ist hier ohne Zweifel ein Stück einer nicht zerrissenen verkehrten Serie vom Lunzer Sandstein über Halobien-schiefer zum

Partnachsichten führenden Reiflinger Kalk noch als Fensterinhalt, noch unter der überschobenen Masse der Büchleralpe erhalten, die unmittelbar NW beim „Sabel“ mit Gutensteiner Dolomit und im Hangenden rein kalkigen, dunkelgrauen (anisischen) mächtigen Annaberger Kalken über dem Karn und Ladin auflagert. Für diese Auffassung, daß der basale Anteil des „Muschelkalkes“, nämlich der Reiflinger Kalk, hier nicht mehr dem Rahmen angehört, spricht ferner, daß in der westlichen Fortsetzung dieses Randspanes E. SPENGLER auf seiner Karte 1931 noch einen Streifen aus Werfener Schiefen zeichnete, der über dem Mitteltriasstreifen des Fensterinhaltes verlaufend, die eigentliche Basis der Ötscherdecke bildet.

Auch am SW-Rand des Schmelzfensters stellt sich — abweichend von der Darstellung E. SPENGLERS (1931, Karte) ein Muschelkalkspan zwischen dem Lunzer Sandstein des Fensterinhaltes und dem hier mächtigen Werfener Schiefer des Fensterrahmens im Oberteil des Kleinen Lassingtales ein, der mit NE—SW-Verlauf gegen Kote 987 hinaufstreicht. Ob dieser Span durch Einspießung aus dem Rahmen oder als Randsaum des Fensterinhaltes aufzufassen ist, könnte nur durch Neukartierung geklärt werden.

Auf Grund der verkehrten Lagerung des Inhaltes des Schmelzfensters ergibt sich zur Deutung dieser Verhältnisse die Auffassung, daß es sich hier um die Fortsetzung der durch das Annaberger Fenster bereits 6,5 km weit vom Stirnrand am Gaisenberg zurück erschlossenen verkehrten Serie der Sulzbachdecke handelt, wodurch weitere 3,5 km Breite nach S einsichtig werden. Allerdings ist auf Grund des Auftretens von älteren Schichtgliedern als Lunzer Sandstein bereits im Südabschnitt des Annaberger und Mühlfelder Fensters eine Schuppung innerhalb der Sulzbachdecke anzunehmen, wie es in den Profilen 3—5 der Taf. 2 dargestellt wurde.

Obschon ich keine Reste von Werfener Schichten in der z. T. schutt erfüllten Rinne NW Kote 1024 SE der Inneren Schmelz finden konnte (welche E. SPENGLER 1931, Karte, anführte) und daher dort die Abgrenzung vom Fensterinhalt zum Rahmen nicht scharf gezogen werden konnte, zweifle ich nicht an der Zuverlässigkeit der Beobachtung SPENGLERS betreffs der Werfener Schiefer, die heute nicht mehr leicht auffindbar sind.

Der N—S ziehende Jurakalkspan aus rotem Malmkalk und tithonem Aptychenkalk, der E des Fensters am SW-Fuß des Rauchriegels bei der Betonbrücke der Lassingtalstraße ansteht, ist durch die E—W-Einengung an sekundärer Störungsfläche meridional streichend emporgeschuppt. Es ist interessant, daß auch hier, u. zw. am Nordende dieses Zuges in

der Quellmulde 100 m E Kote 888 Lunzer Sandstein hochgeschuppt mit emporkommt, hier bereits außerhalb des Fensters, ebenfalls als Schürfling, vom Schmelzfenster durch einen S—N streichenden Anisdolomitriegel S Kote 888 getrennt.

Die Kenntnis des Jura, der als Schürfling hochkommt, geht bereits auf A. BITTNER zurück. E. SPENGLER (1927 b, S. 53; 1928 a, S. 104; 1959, S. 265) beschäftigte sich näher damit, O. AMPFERER (1930, S. 58, Fig. 14, Sign. J) erwähnte außerdem Crinoidenkalke, Arkosen und Glimmerschiefer aus diesem Raum.

Die Jurakalke können jetzt unabhängig von den der Basis der Reisalpendecke angehörenden basischen permischen Eruptiva gedeutet werden. Ohne daß auf Grund der nichtssagenden Fazies des Malmkalkes eine Entscheidung über die Zuordnung möglich wäre, können sie entweder aus der verkehrten Serie der Sulzbachdecke oder aus der Lunzer oder Frankenfelsener Decke abgeleitet werden. Theoretisch kommt natürlich auch noch die Grestener Decke als Bezugsgebiet in Frage.

Deckentektonische Strukturen allgemeiner Art an Hand von Beispielen aus dem Ötschervorland

Der untersuchte Raum im Ötschervorland ist dank seines Reichtums an tektonische Bauformen, vor allem an gut überblickbaren Deckenstrukturen ein wahres Schulgebiet zum Studium tektonischen Geschehens im obersten Stockwerk des alpinen Orogens. Entstehen bzw. Auslaufen von Schuppen, ja von Decken, gut einsichtig durch ein Netz von darin angelegten tektonischen Fenstern, Entstehung einer riesigen verkehrten Decke — dieser so seltenen alpinen Bauform —, Schürflingsprobleme, Faltengitter, Querschub u. a. sind hier in klassischer Art erschlossen. Es soll daher nach der regional-tektonischen Schilderung des Raumes noch der Charakter der Hauptbauformen durch einen Überblick über die vorliegenden Strukturelemente in aller Kürze Darstellung finden — wobei hier die in ihrer Auswirkung unbedeutenden germanotypischen Spätbauformen (Bruchtektonik) keine, über den regionalen Rahmen hinausgehende Besprechung erfordern.

A) Abscherungsdecken

Unter „Decke“ ist eine großräumige, tektonisch weitgehend selbständige Überschiebungsmasse mit einer zumindest in einem Teilabschnitt beträchtlichen, nach Kilometern messenden, primär mehrweniger horizontal gerichteten Überschiebungsweite über einer fremden Unterlage

zu verstehen. Es muß betont werden, daß in dieser Definition absichtlich nicht der Begriff „allseitig frei schwimmende Masse ohne Zusammenhang zur Wurzelzone“ aufgenommen ist, wie manche Autoren fordern; denn dann würde es sich ja um eine Deckscholle, nicht um eine Decke handeln. Auch kann nicht ein fazieller Gegensatz zum Untergrund oder zur Überlagerung gefordert werden, da ja sonst nur der Spezialfall einer Faziesdecke gegeben ist u. a. Bei dem hier zunächst erwähnten Typus „Abscherungsdecke“ handelt es sich um eine an einer Abscherungsfläche abgerisene und überschobene Decke, die im Gegensatz zur Faltendecke steht, die als überdimensionale liegende Falte mit noch erhaltenem Mittelschenkel zu betrachten ist (wie wir sie z. B. im Semmeringsystem in klassischer Art vorfinden).

Abscherungsdecken können gleich von ihrer Stirn an aufrechte Schichtfolgen zeigen oder eine Einrollung des Frontalteiles aus verschiedenen Ursachen erkennen lassen. In unserem Raum sind als beste Beispiele für solche Abscherungsdecken die Frankenfelsei Decke, Lunzer Decke und Ötscher Decke anzuführen.

1. Die Entwicklung einer Decke

Am Beispiel der Reisalpendecke konnte die allmähliche Ablösung einer Decke aus einer Antiklinale des Untergrundes in beispielhafter Weise gezeigt werden — was in diesem Raum zuerst von F. TRAUTH (1934, S. 94) erkannt worden war. Die Einzelheiten dieser Ablösung sind S. 156 beschrieben. Für uns ist vor allem interessant, in welchem Ausmaß seitlich der Überschiebungsbetrag zunehmen kann. Dabei ist hier bei dem faziell nur wenig vom Untergrund (Sulzbachdecke) unterschiedenen Reisalpendecken-Westabschnitt zu berücksichtigen, daß die Überschiebungsweite keinesfalls einfach der Überlagerungsweite gleichzusetzen ist, da die beiden Decken ja aus einer zerschnittenen liegenden Falte hervorgegangen sind.

Während im Meridian der Teufelskirchenfenster (Taf. 2, Fig. 7) schon eine nennenswerte diskordante Überschiebungsbahn an der Basis der Reisalpendecke festzustellen ist, kann hier das Ausmaß der Überschiebungsweite noch nicht mit Sicherheit angegeben werden. Erst im Abschnitt des Schmelz- und Annaberger Fensters (Taf. 2, Prof. 2—4), kann man eine bedeutende Schubweite ablesen. Bei einer Breite der Überschiebungsfläche von rund 10 km ist der Betrag der Überschiebungsweite der Reisalpendecke nach der heutigen Entfernung der korrespondierenden Schichtgrenzen in Decke und Unterlage hier etwa mit 6,5 km zu bemessen (vgl. E. SPENGLER 1959, S. 264, allerdings noch vor Klärung der Zugehörigkeit des Schmelzfensterinhaltes zur Sulzbachdecke). Demnach hat die Reis-

alpendecke 20 km E von ihrem Ursprungspunkt einen Überschiebungsbetrag von 6,5 km erreicht — wodurch an Hand dieses anschaulichen Beispiels die allmählich, nicht sprunghaft erfolgende Vergrößerung des Überschiebungsbetrages einer Decke erwiesen werden kann. Die Annahme von E. SPENGLER, daß die Überschiebung dieser Decke erst E der Hundsgabenstörung sprunghaft zunimmt, trifft nicht zu.

Die Bezeichnung „Decke“ steht der Reisalpendecke demnach wohl zu, auch wenn hier der seitliche Verband mit dem Mutterland noch erhalten ist. Obgleich sonst meist der Fall vorliegt, daß die Decken nicht in ihrer ganzen Länge vorliegen, sondern abschnittsweise verdeckt oder erodiert sind, muß ja grundsätzlich jede durch tangentialen Kraft entstandene Decke sich allmählich seitlich aus einer anderen Einheit herausentwickeln und die Bezeichnung „Decke“ ist natürlich auch dort anzuwenden, wo dieser seitliche Verband durch Zufall noch erhalten geblieben ist.

Gerade dieses Beispiel der ja seitlich mit ihrem Untergrund verbundenen Decke lehrt aber zugleich, daß in einem Abschnitt, wo durch allmähliche Zunahme der Überschiebungsweite bereits mehrere km Überschiebung über verschiedenen fremden Schichtgliedern nachweisbar ist — also z. B. an der Basis der Hochstadel-Deckscholle — diese Decke nicht wiederum punktförmig mit dem Untergrund zusammenhängen kann. Eine solche Auffassung wurde früher dort vertreten, wo bei der erwähnten Hochstadel-Deckscholle der Muschelkalk, der im Nordteil über sämtlichen Gliedern des Jura und der Trias des Untergrundes auflagert, im S auch auf Wettersteinkalk des Untergrundes zu liegen kommt. Zur richtigen Beurteilung eines solchen Punktes muß unbedingt ein etwas größeres Gebiet und nicht nur der unmittelbar ins Auge springende Abschnitt betrachtet werden. Es kann nicht verwundern, daß immer wieder der Fall eintritt, daß gleiche Schichtglieder auf gleiche überschoben werden, ohne daß man bei sonst klaren Verhältnissen auf einen Zusammenhang zwischen Decke und Untergrund schließen darf. Als weitere Beispiele seien aus dem untersuchten Gebiet angeführt: Haselgebirge der Ötscher-Stirnschuppe liegt W Trübenbach auf solchem der Reisalpendecke, deren Basis an der amputierten Nestelberg-Halbantiklinale aufgebrochen ist — dennoch ist es evident, daß hier nicht Ötscherdecke und Reisalpendecke zusammenhängen, wie schon E. SPENGLER (1928, S. 135) ausgeführt hat. Oder: Am Ostrand des Schmelzfensters stößt Muschelkalk der Ötscherdecke mit oder ohne Spuren von Werfener Schiefer-Zwischenschaltung an Muschelkalk der Sulzbach- und Reisalpendecke — Verhältnisse liegen vor die ebenfalls E. SPENGLER 1931 bereits zutreffend dargestellt hat.

2. Die Stirn der Decken

a) Stirnplatte ohne Schrägzuschnitt

Der Stirnrand der Abscherungsdecken ist in solchen Fällen, wo ein Gleithorizont an der Basis eines aufrechten Schichtstoßes als Bewegungsfläche benutzt wird — in unserem Falle z. B. das Haselgebirge des Oberperm — häufig weder basal abgeschert, noch eingerollt, sondern liegt als horizontal überschobene Platte vor, wobei natürlich das Ausmaß der Abtragung des Stirnrandes schwankt. Als Beispiel sei der Abschnitt der Ötscherdecke im Raum des Schmelzfensters angeführt, wo die unmittelbar an die Stirnnaht in gleichem Niveau anschließende Reisalpendecke auf eine nur unbedeutende Abwitterung des Stirnrandes schließen läßt.

b) Stirnplatte mit Basalabschürfung

Das großartigste Beispiel des durch Abschürfung ausgestalteten basalen, allerdings wohl auch schon bei der Anlage gegen den Stirnrand schräg aufsteigenden Zuschnitt einer Stirnplatte bildet einerseits das Frankenfels-Ternberger Deckensystem in seiner gesamten Längserstreckung, bieten aber andererseits die Kalkvoralpen in ihrer Gesamtheit: Die gesamte Platte der Kalkalpen wurde bei ihrem Nordtransport zunächst schräg zugeschnitten, dann aber die vorderste Zone schräg abgeschürft, so daß die heute in einzelne Schollen aufgelöste nördlichste Randzone, die Kieselkalk-Cenoman-Randschuppe meist mit Lias, selten mit norischem Hauptdolomit an der Basis einsetzt, die dahinter liegende, zusammenhängende Frankenfels-Ternberger Decke generell mit Hauptdolomit, selten mit oberkarnischer Opponitzer Rauhwacke einsetzt und ältere Glieder erst im hinteren Teil (Fenster von Brettl) aufscheinen.

Die anschließende Lunzer Decke hat durch den basalen Schrägzuschnitt an ihrer Basis noch das Oberperm und Skyth verloren, das erst in den hinteren Teilen und in den folgenden Decken erhalten blieb, während noch weiter im S an der Basis des Tirolikums bereits Paläozoikum der Grauwackenzone (am Kalkalpensüdrand in transgressivem Verband) erhalten blieb (vgl. A. TOLLMANN 1963, S. 179). Das ist wohl das grandioseste Beispiel für einen basalen Schrägzuschnitt im Raum der Ostalpen überhaupt.

Einen Hinweis, daß neben der Basalabschürfung (biseautage basale A. CAIRE 1963) an der Stirn der Frankenfels-Ternberger-Decke tatsächlich auch Basalabschürfung (rabotage basale P. FALLON 1944) eintrat, ergibt sich durch die auf der Schubbahn liegen gebliebenen Späne, Schürflinge dieses Deckensystems. Deren Verbreitung im Ostabschnitt der Kalkvoralpen ist zuletzt von G. HERTWECK (1961, S. 69,

Taf. 4) zusammenfassend dargestellt worden. Weiter im W sind solche Schürflinge auch jenseits der Weyerer Bögen an Störungen weit im Inneren der Kalkalpen emporgeschleppt worden, so z. B. an der Hengststörung und deren Fortsetzung, der Teichlstörung mit dem Gunstberg bei Windischgarsten (Taf. 4). So ist der indirekte Nachweis der flächenmäßigen Unterlagerung der Kalkalpen durch Schürflinge in Frankenfesler Fazies geglückt, ein Phänomen, das O. AMPFERER bereits 1911, S. 533 zutreffend als *Reibungssteppich* bezeichnet hatte.

Schürflinge geringer Transportweite aus der unmittelbar unterlagernden Decke sind im engeren Untersuchungsgebiet seit E. SPENGLER 1928 a, S. 101, aus dem Annaberger und Mühlfelder Halbfenster bekannt. Neu entdeckt wurde in gleicher Position ein Lunzer Sandstein-Schürfling am NE-Rand des Schmelzfensters an der Basis der Reisalpendecke (vgl. S. 177).

c) Stirnschuppen

Wird bei zweiphasiger Überschiebung der einstige Frontalteil einer Decke nach eventueller erosiver Reduktion durch den nachschiebenden Hauptkörper der Decke nochmals überfahren, so kann man diese so entstandene Basalschuppe, die aus der überlagernden Einheit hervorgegangen ist, als „Stirnschuppe“ bezeichnen. Ein vorzügliches Beispiel bildet in unserem Raum die Ötscher-Stirnschuppe W Erlafboden (vgl. S. 159), da ihre Entstehung durch die noch ungestörte Verbindung mit der Ötscherdecke SW Reith und die allmähliche Entwicklung der Schuppe gegen W unmittelbar erkennbar ist. Ein kleineres Pendant hierzu liegt in der Großkopf-Stirnschuppe der Ötscherdecke S Lunz vor (Taf. 3).

Ganz analoge Beispiele wurden bereits von der Stirn der Mürzalpendecke beschrieben (A. TOLLMANN 1964 a, S. 162—163), wo vor Klarstellung der Verhältnisse die streckenweise selbständige Zone an der Puchberg-Mariazeller Linie und in ihrer westlichen Fortsetzung N der Gesäuseberge verschiedene, oft sehr komplizierte Deutungen gefunden hatte.

d) Stirneinrollung

Eine der auffälligsten, in den Kalkalpen weit verbreiteten Erscheinungen an den Deckenstirnen ist die Einrollung, die Umschlagung der Stirnpartie einer Decke in Form einer basal abgeschnittenen liegenden Halbantiklinale. Die alte Frage nach dem Zeitpunkt der Entstehung dieser Stirn — ob bereits zu Beginn des Deckenvorschubes entstanden und mittransportiert oder erst, wie manche Autoren annehmen, zu Ende der Bewegung, als Stauungserscheinung gegen den Untergrund, als Reaktion auf eine verstärkte Reibung, die zugleich das Erlöschen des Vorschubes anzeigt — kann hier durch die Existenz sehr klarer Beispiele entschieden werden.

Es sind beide Fälle möglich und beide Fälle in unserem Gebiet verwirklicht. Ein Beispiel für die Entstehung der „Stirneinrollung“ im Frühstadium, vor dem Durchreißen und Weitertransport der Decke, stellt die Reisalpendeckenstirn in der Hochstadel-Deckscholle und im Hennesteckzug und seiner östlichen Fortsetzung dar. Hier kann die eingerollte Stirn mit Steinalmkalk, Wettersteinkalk und Lunzer Schichten unter dem Annaberger Kalk unmittelbar auf die als liegende Falte angelegte Urform zurückgeführt werden, da der verkehrte Mittelschenkel hierzu noch in der Annaberger Fenstergruppe aufgeschlossen und sichtbar ist, sowie die Decke gegen W in die liegende Falte ausklingt.

Der andere Fall, daß nach horizontalem Vers Schub, also nach einem primären Bau mit Stirnplatte, erst ein letzter Nachschubstoß (hier sogar in späterer Phase erfolgt) die Einrollung bewirkt, ist bei der Ötscherdeckenfront im Abschnitt des Ötscher und W davon gegeben: Die mit Haselgebirge flach über verschiedenem Untergrund vom Abschnitt Trübenbach gegen W sich erstreckende, nordvergent überschobene Ötscherstirnschuppe zeigt ebenso wie die Fortsetzung der Ötscherdecke weiter im E den primären Bau einer horizontal gelagerten, aufrechten Serie, in welcher im Ötscher selbst und W davon erst beim nachgosauischen Nachschub dieser Einheit (vgl. A. RUTTNER 1949 a, S. 102) die Stirnumbiegung gebildet wurde.

Noch schönere Beispiele für diesen Stirntypus bildet wiederum die Stirn der Mürzalpendecke im Abschnitt des Mitterberges an der Puchberg-Mariazeller Linie (A. TOLLMANN 1964 a, Taf. 16).

e) Steilschichtung

Eine eigenartige steile Tiefpressung und Steilschichtung der vorderen Deckenabschnitte bzw. schmaler Deckenkörper in ihrer Gesamtheit kommt im Abschnitt W und bes. E der Weyerer Bögen in der Frankenfesler bzw. Ternberger Decke zustande. Hier hat die nachgosauische, im gegen S einschwenkenden Flügel durch Querstau bewirkte, zugleich mit weiterem Vorschub verbundene, starke Einengungstektonik eine solche Steilschichtung, auf die besonders G. ROSENBERG in neuerer Zeit verwiesen hat, bewirkt. Mit zunehmender Entfernung von den Weyerer Bögen wird die Lagerung der Frankenfesler Deckenstirn flach.

3. Fenster und Klippen

a) Fenster

Eine Vielfalt tektonischer Fenster macht die Erforschung des weiteren Raumes des Ötschervorlandes so reizvoll. Fast alle bekannten Fenstertypen treten in diesem Raum auf.

Einfache tektonische Fenster. Als Beispiele normaler, allseits geschlossener tektonischer Fenster sind in diesem Abschnitt der Kalkvorpalpen anzuführen: Annaberger Fenster, Kollerfenster, Teufelskirchenfenster, Türnitzer Fenster.

Doppelfenster stellen jene tektonischen Fenster dar, deren Rahmen allseits geschlossen ist, aber in seiner gesamten Ausdehnung oder aber auch nur streckenweise durch zwei tektonische Einheiten, Decken oder Schuppen, gebildet wird. Beispiele für diesen Typus liegen vor im Brettlfenster SE Gresten, wo als innerer Rahmen unter der Frankenfelsler Decke Flysch und, beiderseits der Kleinen Erlauf NNE der Durlmühle, als tiefster Fensterinhalt Aptychenkalk der Grestener Klippendecke emporkommt. Das Gressingfenster S Plankenstein zeigt ebenso unter dem äußeren Rahmen aus Frankenfelsler Decke einen Ring von Flyschdecke und darunter als Inhalt Grestener Klippengesteine mit Buntmergelhülle. Das Jeßnitzfenster E St. Anton weist einen Rahmen aus Pielachschuppe und auflagernder Lunzer Decke auf, während der Inhalt aus Kreide und älteren Schichten der Frankenfelsler Decke besteht (und durch einen ganz schmalen Korridor an der NE-Ecke des Fensters mit der außerhalb liegenden Serie dieser Decke in Verbindung steht, so daß genau genommen ein **Doppel-Halbfenster** vorliegt). Auch das Fenster von Urmannsau ist eigentlich ein Doppelfenster, das zum Inhalt aus Frankenfelsler Gesteinen und Rahmen aus Lunzer Decke noch die zwischengeschaltete Pielachschuppe im Südteil erkennen läßt. Schließlich muß auch, wie bereits E. SPENGLER (1959, S. 265) anführte, das Schmelzfenster S Annaberg als Doppelfenster gewertet werden, weil der Rahmen aus verschiedenen Decken (Ötscherdecke, Reisalpendecke) gebildet wird, obgleich diese hier nur sehr gering übereinander greifen.

Scherenfenster. Hier ist auf den Unterschied von Doppelfenster und dem von B. SANDER (1921, S. 193) geprägten Begriff Scherenfenster zu verweisen. Nach der rein deskriptiven und nicht genetischen Originalbeschreibung dieses Begriffes durch B. SANDER („Fenster mit mehr als einer Decke unmittelbar auf dem Fensterinhalt“) müßte das Schmelzfenster als Scherenfenster und nicht als Doppelfenster bezeichnet werden. Da aber SANDER in seinem Typusbeispiel, dem Engadiner Fenster (allerdings zu Unrecht), einen gegeneinandergerichteten Zuschub durch die Rahmenteile annahm, haben auch alle späteren Autoren, die den Begriff Scherenfenster verwendeten, stets auch eine solche Entstehung des Rahmens durch gegeneinander bewegte Deckenteile mit diesem Ausdruck verbunden. So ist dieser Begriff in der geologischen Praxis auf Fenster mit gegeneinander bewegten Rahmenteilern eingeeengt worden.

Solche Fenster sind aber aus den Alpen bisher nicht bekannt geworden.

Als Scherlingsfenster, Schürflingsfenster oder verschleppte Fenster werden gelegentlich auch größere Schürflinge bezeichnet, wenn sie aus einer fremden, tieferen tektonischen Einheit stammen und an einer Bewegungsbahn an die Oberfläche geschleppt worden sind. Die berühmtesten Schürflingsfenster der östlichen Kalkvoralpen sind jene aus Frankenfesler Schürflingen, die sich bis über die Weyerer Bögen bis zu den Schollen an der Hengst- und Teichl-Störung verfolgen lassen (Taf. 4). Auch das Windischgarstener Flysch-Fenster gehört wohl dieser Art von Fenstern an.

Halbfenster. Unvollkommen, u. zw. nur auf drei Seiten von einer höheren tektonischen Einheit umrahmte Fenster werden als Halbfenster bezeichnet. In diesem Fall ist also der Zusammenhang zwischen Inhalt des Halbfensters und dem davor offen daliegenden tieferen Stockwerk unmittelbar sichtbar. Auch an diesem Fenstertypus ist der Abschnitt der Kalkvoralpen W der Traisen reich (Taf. 3): Traisen-Halbfenster, Erlauf-Halbfenster und das tief und schmal in die Frankenfesler Decke NE vom Brettlfenster reichende Halbfenster von Kraxenreith am Nordrand, Steinwand-Halbfenster bei Urmannsau, Nattersbach- und Pielachursprung-Halbfenster E Puchenstuben, und das lange Mühlfelder Halbfenster verdienen unter anderen hervorgehoben zu werden.

Fensterkanal. Schließlich ist noch eine Art kanalförmiger Fenster, zu dem z. B. die von E. SPENGLER (1928 a, S. 60, Fig. 1) als Gösinger Halbfenster bezeichnete Struktur gehört, zu erwähnen. Sie besteht aus einem langen, schmalen, kanalförmigen Erosionsaufschluß, in dem der Fensterinhalt zwischen den beiden langen, schmalen Rahmen sichtbar wird, wobei auf zwei Seiten eine Verbindung zwischen Fensterinhalt und Umland gegeben ist. Solche fensterartige Aufschlüsse großtektonischen Ausmaßes könnte man am besten als „Fensterkanal“ bezeichnen. Neben dem Gösinger Fensterkanal hat sich auch das von E. SPENGLER (1931, Karte) als Halbfenster aufgefaßte Gebiet E der Hochstadel-Deckscholle als ein nach N durchgehender Fensterkanal erwiesen (Kobichl-Fensterkanal, Taf. 3).

b) Deckschollen(klippen)

Das Gegenstück zu den Fenstern bilden die Deckschollen, also allseits isolierte Schollen verschiedenster Größe, die auf tektonisch fremdem Untergrund lagern und hierdurch ein Zeugnis für die einstige Ausdehnung der zugehörigen Decke geben. Bei kleinem Ausmaß werden solche Deckschollen als Deckschollenklippen bezeichnet. Beispiele für Deckschollen und Deckschollenklippen liefern sämtliche Decken unseres Raumes. Deckschollen der Frankenfesler Decke bzw. der von ihr abge-

splitterten Cenoman-Randschuppe sind in großer Zahl vor der Stirn dieser Einheit über Flysch und Buntmergelserie im Abschnitt zwischen Gresten und Waidhofen verstreut. Ihren Transportmechanismus habe ich 1962 c, S. 195 beschrieben. Die im Bereich des obersten Urbaches lang hinziehende Masse aus bisher verschiedenen, besonders als Eozän der Klippenzone, gedeuteten Brekzien, Konglomeraten und Sandsteinen, reich an exotischen Geröllen, aber auch an Hauptdolomit (!) habe ich bei mehreren Exkursionen (1965 gemeinsam mit W. SCHNABEL und G. LAUER, bzw. bei Institutsexkursion) ebenfalls als eine, sekundär eingequetschte Deckscholle des kalkalpinen Randcenomans gedeutet (Urldeckscholle, Taf. 3).

Vor der Lunzer Decke liegt über dem Nordrahmen des Jesnitzfensters, bestehend aus der Pielachschuppe, noch im Hackstock-Loidl und E gegenüber am Brettareck-NW-Sporn je eine Deckschollenklippe dieser Decke. Die beiden kleinen Deckschollen E der Erlauf S von Neubruck (Sulzgraben-Deckschollen), die F. TRAUTH (1948 b, S. 68, Taf. 9) als solche beschrieben hat, bestehen nach seinen Angaben aus grünlichen und rötlichen haselgebirgsartigen Schiefertönen in Begleitung von bedeutenden Gipsvorkommen. Da sie über Kreideablagerungen der Frankenfesler Decke liegen, scheint es sich bei diesen Gipsvorkommen doch eher um Deckschollen aus Haselgebirge zu handeln — obgleich dieses nirgends an der Stirn der gesamten Lunzer Decke erhalten geblieben ist (!) — als etwa um hochgepreßte karnische Gipse samt Begleitgesteinen der Frankenfesler Decke. Ich habe aber diese Schollen selbst nicht besuchen können, um ein abschließendes Urteil fällen zu können.

Eine der Sulzbachdecke zuzuordnende kleine Deckscholle liegt nur in Form der Fuchsriegel-Deckschollenklippe auf der Südseite des Fuchsriegels im Pielachursprungsgebiet vor (vgl. S. 169).

Die Reisalpendecke „überstreute“ den Abschnitt um Gösing mit einer Reihe großer Deckschollen (Taf. 3). Vor der Ötscherdeckenstirn lagert im engeren Untersuchungsbereich nur die Burgstall-Deckscholle SE des Annaberger Fensters.

Halbklippen. Als „Halbklippen“ möchte ich in Analogiebildung zu „Halbfenster“ jene tektonischen Deckschollenklippen bezeichnen, deren Verbindung zur Mutterdecke durch die Erosion noch nicht gänzlich durchgeschnitten ist, sodaß sie mit einem mehrweniger breiten Stiel noch mit dieser zusammenhängen. Als Typus hierfür sei in unserem Raum die Gaisenberg-Halbklippe gewählt, die als Stirnteil der Sulzbachdecke E Puchenstuben über der Lunzer Decke auflagert, wobei der breite Hauptteil dieser Masse nur über den schmalen Bergkamm zwischen Gaisenberg und Hinterem Hühnerkogel mit der Sulzbachdecke in Verbindung steht.

Ein weiteres Beispiel für diese Struktur liefert die Hochkogel-Halbklippe, der gleichen Decke angehörend, die den Nordrahmen des Steinwand-Halbfensters der Urmannsau bildet (Taf. 3).

Parautochthone Deckschollen. Eine eigene, unter dieser hierfür gewählten Bezeichnung einzuordnende Deckschollentypologie liegt in der Brandmauer- und Weißmauerl-Scholle SSW Puchenstuben vor. Obgleich diese Schollen keine fernher überschobenen fremden Elemente darstellen, sondern aus dem verkehrt liegenden Verband der Sulzbachdecke stammen, also noch auf eigener Unterlage liegen, sind sie durch eine Basalabscherungsfläche von ihrem ursprünglichen Sockel gelöst und eine Strecke weit nach N passiv unter der einst überschiebenden Reisalpendecke verschleppt worden, so daß sie nunmehr mit beträchtlicher Diskordanz dem heimatlichen, aber doch nicht unmittelbar primären Untergrund auflagern (vgl. S. 170 und Taf. 3).

Unter „parautochthoner Deckscholle“ wird demnach eine tektonisch selbständige, durch eine Abscherungsfläche vom Untergrund allseits getrennte Scholle verstanden, die gegenüber dem Heimatgebiet nur eine geringe Verfrachtung im Ausmaß von mehreren hundert Metern bis vielleicht wenigen Kilometern erfahren hat und noch der gleichen Einheit aufrucht, aus deren Verband sie gelöst worden ist. Diese parautochthonen Deckschollen stellen also eine Art von Schürflingen dar, die aber nicht aus einer tieferen Einheit hochgeschleppt wurden und die nicht zwischen verschiedenen Einheiten eingeklemmt vorliegen, sondern allseits frei der Unterlage aufruhend oder höchstens sekundär weiter tektonisch beansprucht worden sind.

4. Schrägzuschnitt der Decken und Verkeilung

a) Basal- und Hangendschrägzuschnitt

Während normalerweise die Decken an einer horizontalen, schichtparallelen Gleitbahn abgeschert und fortbewegt werden, kommt es doch gar nicht selten zu einem Schrägzuschnitt an Unter- und Obergrenze von Decken durch primäres schräges Durchscheren (also biseautage basale et sommitale im Sinne von A. CAIRE 1963, S. 299). Der schräge Basalzuschnitt der Kalkalpenmasse als Ganzes, also in der Phase der Abscherung der Kalkalpen als Gesamtplatte vor Bildung der Decken ist bereits S. 182 als ein eindrucksvolles Beispiel besprochen worden.

Aber auch bei Decken des engeren Untersuchungsbereiches ist diese Erscheinung in klassischer Form ausgebildet. Der Hangendschrägzuschnitt der Sulzbachdecke ist im Annaberger Fenster und seinen Nebenfenstern prächtig erschlossen (Taf. 2, Fig. 1—9). Als Beispiel für Basalzuschnitt kann

die Sohle der Reisalpendecke in bestimmten Abschnitten des Ötschervorlandes dienen, z. B. in den auf Profil 6—7 (Taf. 2) gezeichneten Schnitten. Dies wird z. B. dadurch belegt, daß die Reiflinger Kalke bei Obergösing z. B. bis fast an die Basis der Reisalpendecke herankommen. Der Basalzuschnitt der verkehrt gelagerten, verschleppten, parautochthonen Schollen aus Wettersteinkalk in den Brandmäuern (O. AMPFERER 1930, S. 62, Abb. 18 und A. RUTTNER, 1962, S. A 57) und des Weißmäuers (vgl. S. 171) ist durch das einheitliche mittelsteile Südfallen der Wettersteinkalkbänke gegen die ursprünglich ebene und erst sekundär verbogene Basisfläche ein anschauliches Beispiel für den Basalzuschnitt an einer internen Schuppungsfläche.

b) Verkeilung

Verkeilung tritt z. B. bei Verschleppung von Spänen ein, die durch die überfahrende Decke losgerissen und in einem vorderen Abschnitt wiederum keilförmig in den Untergrund, wo dieser gerade aus weicherem Material besteht, gebohrt werden. Das Phänomen der Verkeilung, das für die Bestimmung der Relativbewegung von Gesteinspaketen mit Vorteil herangezogen werden kann, ist keineswegs in der Literatur nirgends erwähnt worden, wie V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (1959, S. 67) bei Beschreibung dieser Erscheinung aus den Allgäuer Alpen anführten. Vielmehr ist die Verkeilung, seit früh als Richtungsanzeiger ausgewertet, gerade in den Ostalpen ein gut studiertes tektonisches Phänomen. Die schönsten und bedeutendsten Verkeilungen (bis zu Kilometer-Dimensionen) finden sich in der mittelostalpinen Sockelmasse der Stubai Alpen, in deren metamorphes Mesozoikum die oberostalpinen paläozoischen Quarzphyllitkeile nordvergent bei der Hauptüberschiebung des Oberostalpin über dem Mittelostalpin eingetrieben wurden. Aus dieser klassischen Lokalität hat bereits F. KERNER 1909 (S. 260—264) das Einpressen dieser Phyllitkeile als Unterschiebungsphänomen bezeichnet und in seiner Hauptarbeit über die Quarzphyllitkeile im „Rhät“ (recte Jura) des Gschnitztales 1911 (S. 385—452) ausführlich deren tektonisches Verhalten erörtert und für die eingeschobenen fremden Massen dort die Begriffe „Keil“ (Abb. 3, S. 400; Abb. 8, S. 423; S. 449, 451 usf.) oder „Einschiebungskeil“ (S. 450, 452) verwendet. O. SCHMIDEGG (1956, S. 281—282 und Taf. 1) beschrieb die spanförmig in den Sockel eindringenden Keile dieser Region neuerlich.

Auch im Mühlfelder Halbfenster liegt eine in dieser Hinsicht klassische Lokalität vor. Bereits E. SPENGLER (1928 a, S. 101) berichtete von hier über 40—50 m lange Schubschollen aus Wettersteinkalk, die W Ottoreith im Annaberger Fenster aus der verkehrten Serie abgerissen und nord-

vergent bis in das Terrain aus Lunzer Schichten verschleppt worden waren und zeichnete 1931 Schollen gleicher Art und noch größerer Dimension auch im Mühlfelder Halbfenster. Er bemerkte richtig, daß man daran die Bewegungsrichtung der „Annaberger Decke“ von S gegen N ablesen könne. Die Revision dieses Abschnittes zeigte, daß z. B. der schmale, linsenförmige Span aus Wettersteinkalk NE Karnerreith im Mühlfelder Halbfenster mitten im Lunzer Sandstein steckt, verschleppt, hineingepreßt, ebenfalls als Verkeilung — hier von härterem Material in weichem — zu bezeichnen.

5. Internstrukturen der Decken

Schon bei einem Vergleich in groben Zügen unterscheidet sich der interne Baustil von Frankenfesler Decke, Lunzer Decke (samt Sulzbachdecke) und Ötscherdecke in vielen Merkmalen; die Reisalpendecke nimmt hierbei eine vermittelnde Stellung zwischen den beiden letztgenannten Deckengruppen ein. Auf diese zum guten Teil materialbedingten verschiedenen Internstrukturen hat ja schon L. KOBER (1912 a, S. 360) bei Aufstellung der Hauptdecken klar Bezug genommen. Heute sind die internen Bauformen durch die fortgeschrittene Kartierung wesentlich besser zu erfassen und kann zugleich nach Abgrenzung der Faziesgebiete der Materialeinfluß besser beurteilt werden, wie gerade das Beispiel der Reisalpendecke mit ihrem verschiedenartigen Ost- und Westteil lehrt.

Überkippte, liegende Falten mit teils bedeutender Amplitude dominieren in der Frankenfesler Decke, ein weiter gespannter Faltenwurf und kräftige Schuppentektonik prägen Lunzer- und Sulzbachdecke, das Prinzip wenig gefalteter, relativ starrer Platten und Massen herrscht im „Tirolikum“ vom Reisalpendecken-Ostteil gegen S hin. Die Bauformen des Bajuvarikums mit ihrem freien Faltenwurf, der Ausbildung liegender Falten, verkehrter Decken und Deckfalten erinnern — rein stilmäßig — in manchem an das Bild der Formung des Helvetikums der Schweizer Alpen.

a) Deckfalten

Im Gegensatz zu den Deckenausmaß erreichenden Faltendecken sollen unter „Deckfalten“ jene kleineren, nur bis ein oder wenige km breiten Strukturen verstanden werden, die sich als interne Bauformen in Decken entwickeln können. Diese Bauform der Deckfalte und ihre Vorform, die überkippte bis liegende Falte, sind bezeichnend für die Frankenfesler Decke. Die weiten, kilometerbreiten Deckfalten überlagern oft einander (N- und W-Rahmen des Brettlfensters). Die plastische Verformbarkeit des Materials, auch des Hauptdolomits, in so hohem Stockwerk verblüfft

immer wieder, besonders auch ihr außerordentlich langes Anhalten im Streichen, 30 km überschreitend (Taf. 3).

b) Schuppen

Die Schuppen, diese in der Lunzer Decke E der Erlauf so bezeichnenden Bauformen, die ja in diesem Raum E. SPENGLER (1928a, 1931) mit großer Sorgfalt untersucht und dargestellt hat, zeigen ebenfalls überraschende Konstanz auf weite Strecken. Daß diese Schuppen aus überkippten Falten unter Durchreißen des Antiklinalkernes hervorgehen, in ihrem Verlauf sich auch wieder streckenweise zu überkippten Falten zurückentwickeln, ist in einer Vielzahl von Fällen nachweisbar (Hammerlmühlschuppe, Hohensteinschuppe usf., Taf. 3).

c) Falten

In der Sulzbachdecke dominieren ebenso wie im Westteil der Lunzer Decke die leicht überkippten bis symmetrischen Falten als Internelemente. Den schönen, im Gelände so gut überblickbaren symmetrischen Faltenwurf W Lunz hat bereits A. BITTNER (1888, Abb. 2, S. 76) als „Lunzer Musterfalte“ bezeichnet.

6. Deckenhinterrand-Strukturen

Normalerweise bekommt der kartierende Geologe das Hinterende einer Decke nicht zu sehen, sondern dieses liegt wohl verdeckt mit seiner „theoretischen Wurzel“ (H. P. CORNELIUS, 1940, S. 239) irgendwo in der Tiefe unter den höheren Decken begraben. Auch in dieser Hinsicht bietet das an tektonischen Strukturen so reiche untersuchte Gebiet die Möglichkeit, zwar nicht die „tiefsten Wurzeln“ der Decken zu sehen, aber doch mehr als sonst über den Hinterrand der Decken zu erfahren. Zwei Erscheinungen sind es, die sich hier gut studieren lassen: Das Aufkrepfen, Umschlagen und Verschleppen des Hinterrandes einer Decke durch die nachfolgende höhere und die Amputation des Hinterteiles einer Decke durch die überschiebende Decke.

a) Aufkrepfen des Deckenhinterrandes (Retroussement)

Durch den in dieser Studie erstmals geführten Nachweis der regionalen Zwischenschaltung einer zwar vielfach gestörten, zerrissenen, auch verschuppten, im wesentlichen aber verkehrt liegenden Serie mit Gesteinen, die am besten der Frankenfesler Fazies zuzuordnen sind, zwischen Frankenfesler und Lunzer Decke, ist es nun möglich, sich eine Vorstellung über die Art des Hinterrandes der Frankenfesler Decke zu machen. Nach dem Schichtbestand nämlich, vor allem aber auch nach dem stratigraphischen Umfang dieser Zwischenschuppe, der stets nur vom Hauptdolomit bis maximal zum Neokom reicht, wird nahegelegt, diese „Pielachschuppe“

(vgl. S. 152, Taf. 3) nicht von der allenthalben mit Muschelkalk einsetzenden Lunzer Decke als „Lunzer Liegendschenkel“ abzuleiten, sondern darin eben den aufgekrempten, überschlagenen, abgerollten und schließlich verschleppten Hinterrand der Frankenfesler Decke, deren Schichtbestand ja allgemein nicht so tief in der Trias hinabreicht (wenn auch im Südteil dieser Decke noch Mitteltrias zu erwarten ist), zu erblicken.

Ein ähnliches Prinzip — allerdings dort noch in Form einer ursprünglich zusammenhängenden liegenden Falte einsetzend — ist ja auch im Verhältnis Hinterrand Lunzer Decke zum Vorderrand Sulzbachdecke gegeben. Weit im Osten aber, in Fortsetzung der Sulzbachdecke im Inhalt des Schwechatfensters kommt auf jeden Fall nochmals die überschlagene, aufgekrempte, dem einstigen Südrandbereich der Lunzer Decke entstammende Serie zutage, gleichgültig, ob man nun annimmt, daß hier die Sulzbachdecke noch tektonische Selbständigkeit aufweist, also durch eine Abscherungsfläche gegen unten begrenzt ist, oder bereits mit der Lunzer Decke zusammenhängt. Schon A. SPITZ (1920, S. 108, Abb. 12, Fig. b) hat entgegen L. KOBER, der in dieser Serie den Liegendschenkel der Ötscherdecke sah, hier nach der Fazies einen aufgekrempten, umgeschlagenen Südrand der Lunzer Decke gesehen — was nach Neukartierung durch G. HERTWECK (1964, S. 232) bestätigt worden ist. Auch hier herrscht das gleiche Prinzip wie beim Südrand der Frankenfesler Decke.

b) Amputation des Decken-Hinterrandes

Ein zweites Phänomen, das aber nur die „Sichtbare Wurzel“ der Decken im Sinne von H. P. CORNELIUS (1940, S. 289) betrifft, fällt im Ötschervorland vielfach auf. Es ist dies das abrupte und radikale Abquetschen des Hinterabschnittes einer Decke durch die nachschiebende höhere Decke, die dadurch unmittelbar auf denselben Untergrund wie die ihr vorgelagerte, tiefere Decke zu liegen kommt. Dieser Vorgang des völligen Abquetschens, der hier als „Amputation“ bezeichnet werden soll, führt praktisch zu einem „Nebeneinander“ von Decken, die sich in der streichenden Fortsetzung in anderen, nicht amputierten Abschnitten als weit überschoben zu erkennen geben. Beim Verschieben gewinnt so die Stirn der hinteren Decke unmittelbaren Kontakt mit der sichtbaren Wurzel der vorderen, und zwar in der ganzen Mächtigkeit oder es bleibt von der vorderen Decke nur ein plastisches basales Schichtglied — in unserem Fall Haselgebirge und Werfener Schiefer — noch unter der höheren Decke liegen.

Als Typusbeispiel hierfür sei das Verhältnis von Ötscherdecke und Reispalpendecke im Rahmen des Schmelzfensters gewählt (vgl. S. 175). Erst durch Klarlegung dieses Mechanismus an gut durchschaubaren Beispielen — z. B. solchen wie dem Typusbeispiel, wo die gemeinsame Basis der

beiden Decken in Form des einheitlich durchziehenden Lunzer Sandsteines unmittelbar einsichtig ist — wird auch das Verständnis für die Verhältnisse am Kalkalpensüdrand erleichtert, wo ja solche Amputationen der tieferen Decken in besonders ausgedehntem Ausmaß vorhanden sind und meist nur deren Permoskyth-Anteil nach S durchzieht, während die höheren Deckenpartien weitgehend abgequetscht wurden. Unter der Schneebergdecke wurden abschnittsweise z. B. zwei Decken abgequetscht, die Mürzalpendecke und das Tirolikum — allerdings in einem im Streichen wechselnden Ausmaß, so daß ihre ursprüngliche Anwesenheit immer wieder zwischendurch belegt werden kann. Diese Verhältnisse am Südrand der Mürzalpendecke — für die es nun hier in großer Zahl z. T. noch klarere Beispiele von Amputationen als Parallelerscheinungen gibt — wurden 1962, S. 25 f. (E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN) beschrieben und durch A. THURNER (1963, Abb. 2, S. 72) durch ein Längsprofil veranschaulicht.

Sehr markant tritt die Amputation beim Abquetschen der Decken entlang von Antiklinalen auf, wodurch in solchen Abschnitten auf weite Strecken die eigenartigen „Halbantiklinalen“ entstehen. Eine solche Halbantiklinale, die durch das austretende Haselgebirge an der Amputationsnaht früher ein lokales tektonisches Problem darstellte, ist z. B. die Nestelbergantiklinale vor der Ötscherdeckenstirn, die weiter im W — nach vorübergehender Überfahung — in der Maiszinkenhalbantiklinale sich weiter verfolgen läßt (Taf. 3). Weitere Beispiele solcher Halbantiklinalen vor Störungsflächen gab P. STEINER (1965, Taf. 11) aus dem westlich anschließenden Raum.

Die beiden Erscheinungen, die sehr deutlich die abquetschende und wegschiebende Kraft der nachdrängenden höheren Decken zeigen, geben über die lokale Bedeutung hinaus zumindest teilweise Antwort auf eine Grundfrage über die Art der Deckenüberschiebung. Es fällt auf, daß in weiten Abschnitten der Alpen und anderer alpinotyper Gebirge die Schichtfolgen der tieferen Decken zwar lokal gut erhalten sind, daneben aber innerhalb der gleichen Einheiten auf weite Strecken und in enormer Mächtigkeit verschwunden sind, zur Zeit des Deckenschubes oder schon vorher. Ist die Reliefüberschiebung im Sinne von O. AMPFERER (1925, S. 35), also die Überschiebung über ein Erosionsrelief, das Grundprinzip oder hat man mit bedeutenden tektonischen Abschürfungen zu rechnen. Fehlen von Erosionsschutt auf einer etwa überfahrenen Altlandschaft in weitesten Räumen des Deckenlandes schränken die Bedeutung der Reliefüberschiebungen ganz wesentlich ein, obgleich gerade die Überschiebung der Kalkalpen über Flysch und Helvetikum in der Spät-

phase als Reliefüberschiebung nachzuweisen war (A. TOLLMANN, 1964d, S. 87). Nachdem in unserem Raum in aller Klarheit die Bedeutung des Abquetschens von Decken und Deckenteilen durch den Überschiebungsvorgang selbst nachzuweisen ist, ist man berechtigt, diesem Vorgang eine nicht zu unterschätzende allgemeine Bedeutung bei der Orogenese beizumessen.

Hier kann entgegen O. AMPFERER (1930, S. 51), der auch im Ötschervorland allenthalben Reliefüberschiebungen zu sehen glaubte, keineswegs die Erosionswirkung verantwortlich gemacht werden, wenn gerade stets vor nachschiebenden höheren Decken oder Schuppen die Halbantiklinalen in oft überraschender Länge entstanden. Das kann nicht auf so eng und langhin lokalisierte Erosion zurückgeführt werden, sondern ist nur durch Amputation, vor den ja nicht zufällig dort andrängenden Deckenstirnen erklärbar. Auch eine zweite Beispielgruppe, die O. AMPFERER (1930, S. 56) für Reliefüberschiebung im Ötschervorland anführt, die Einlagerung von Werfener Schichten in ein Relief der Dolomitlandschaft E vom Ötscher, ist hier unzutreffend, da sich gezeigt hat, daß die Werfener Schiefer nicht im Sinne von AMPFERER als Basalbildungen der Lunzer Decke, die über die Ötscherdecke gegen N überschoben hätte sein sollen, abgeleitet werden können, sondern den lokal hochgepreßten Basalteil der Ötscherdecke darstellen. Als ein Beispiel für viele sei hier der von AMPFERER (1930, Abb. 11) gezeichnete Gr. Koller erwähnt, wo die Werfener Schiefer und der umgebende Gutensteiner Dolomit antiklinal aufgepreßt kartiert werden können und nicht Deckschollen bilden.

Das Hauptbeispiel einer Reliefüberschiebung in diesem Raum aber, das O. AMPFERER (1930, S. 63—66 und Abb. 20—22) ganz ausführlich erläutert, ist jenes (des Fensters) von Urmannsau, wobei er den Fensterinhalt aus Neokom und ein Stück des südlichen Rahmens aus Muschelkalk nicht als Fenster anerkennt, sondern als eine in ein altes, tiefes Erosionstal aus Lunzer Schichten eingelagerte Deckscholle darstellt. Diese Auffassung ist, wie die Vorkriegs-Bohrungen zeigten und wie die Neukartierung von A. RUTTNER wiederum ergab (vgl. S. 168), sicher unzutreffend. Kein einziges der zahlreichen von O. AMPFERER in dieser Arbeit von 1930 angeführten Beispiele von Reliefüberschiebungen ist nach der Neukartierung aufrecht zu erhalten, so daß bei der Beurteilung von in der Literatur angegebenen Reliefüberschiebungen große Vorsicht anzuwenden ist.

B) Verkehrte Decken

Verkehrte Decken sind sehr seltene alpinotype Bauformen. Ihre Entstehung wurde verschieden erklärt. Der Begriff („nappe renversée“)

stammt von M. BERTRAND, 1898, der an der Mimet-Decke NE Marseille in Südfrankreich als Typusobjekt diese Bauform erkannte. Es handelt sich bei dieser Art von Decken um tektonisch selbständige, überschobene, verkehrt liegende Serien ohne anschließenden aufrechten Schenkel. Sie wurden entweder als überdimensionale abgescherte Mittelschenkel einer liegenden Falte oder als erhalten gebliebener verkehrter Schenkel einer Überfaltungsdecke — deren aufrechter Schenkel durch eine verzögerte Abscherung im Sinne von E. B. BAILEY, 1938, reduziert wurde — oder schließlich als ein vor einer großen Deckenmasse gelagerter, von dieser beim Vorschub abgerollter Sedimentstreifen, betrachtet.

In den Ostalpen liegt als einziges Beispiel für eine verkehrte Decke außerhalb des untersuchten Gebietes die Quarzphyllitdecke in den Radstädter Tauern vor (bzw. vielleicht deren Gegenstück in der Innsbrucker Quarzphyllitdecke), wo die unterostalpinen Quarzphyllite und die Permo-trias vor der überschiebenden mittelostalpinen Kristallinmasse umgeschlagen und ausgewalzt wurden, also der Fall der Abrollung eines Sedimentstreifens gegeben ist.

Im Ötschervorland ist der Ostteil der Sulzbachdecke der Typus einer verkehrten Decke in geradezu idealer Ausbildung. Die Verhältnisse liegen hier insofern ideal, da ebenso wie bei der Reisalpendecke auch bei dem verkehrt liegenden Abschnitt der Sulzbachdecke die allmähliche seitliche Herauentwicklung aus einer normalen Decke zu beobachten ist, in diesem Fall dadurch, daß sich E vom Stierhalkogel der Hangendschenkel dieser als überdimensionale liegende Falte angelegten Struktur als Reisalpendecke tektonisch ablöst (s. S. 154). Dadurch entsteht aus dem Nordteil des symmetrisch gefalteten Lunzer Musterfaltenlandes im E die verkehrte Decke. Basal ist kein Zusammenhang mit dem Untergrund gegeben, sondern es ist eine klare Überschiebungsfläche über die gesamte Längserstreckung dieser Decke hin festzustellen, auch im W (E. SPENGLER 1959, S. 253, Profil Abb. 4). Die Überschiebungsweite der hangenden Decke, der Reisalpendecke, beträgt im Raum des Annaberger Fensters 6,5 km. Die Gesamtbreite der verkehrten Sulzbach-Decke beträgt im Meridian des Schmelzfensters vor ihrem Untertauchen nach E 10 km. Die verkehrte Decke zeigt bei ihrer enormen Breite interne Deckenmulden und -sättel.

Ihre Entstehung geht in unserem Fall klar auf einen im Hangenden und Liegenden abgescherten Mittelschenkel einer überdimensionalen liegenden Falte zurück. Erstaunlich ist, daß die Durchscherung nicht nur im nachdrängenden Antiklinalkern (Basis Reisalpendecke) erfolgte, sondern auch in der tieferen Ebene im Muldenkern, u. zw. dort bereits in einem

(westlicheren) Abschnitt, wo die Antiklinale noch nicht zerschert ist!

Als weiteres Beispiel einer in ihrer Gesamtheit verkehrt liegenden tektonischen Einheit, allerdings kleineren Ausmaßes und daher als „verkehrte Schuppe“ zu bezeichnen, sei nochmals an die S. 152 u. 191 beschriebene Pielachschuppe erinnert. Hier entstand, wie erwähnt, die verkehrte Lagerung durch Aufkrempen, Auswalzen und Abreißen des Hinterrandes der Frankenfesler Decke durch die Stirn der Lunzer Decke.

C) Faltensysteme

1. Querrfaltung, Faltengitter und doppelte Überkip- pung

Während in Annäherung an die Weyerer Bögen der beim Deckenvorschub durch Auswalzung des Materials in Längsrichtung erzeugte Querschub nicht zur Bildung eines Faltengitters von Querrfalten senkrecht auf Längsfalten führte, wie sonst üblich, sondern dort nach Durchreißen der großen Fuge an den jetzigen Weyerer Bögen ein Eindrehen der Stirnzonen des Ostflügels bei gleichzeitigem Vorschub den Längsüberschuß an Material kompensierte, wie 1964 c, S. 104 des näheren ausgeführt wurde, so ist bereits im Abschnitt von L u n z, weit genug von der Weyerer Struktur entfernt, Querrfaltung als Ausgleich für die Längsauswalzung des Materials gegeben. In diesem Sinne ist die von A. RUTNER (1949 a, S. 125—126) dargelegte Beobachtung zu interpretieren: Ein älterer Beanspruchungsplan mit Längsfaltung mit W—E-Achsen und in unmittelbarem Gefolge auftretenden N—S-Achsen wird von einem zweiten Bauakt überlagert, in dem SW—NE streichende Längsachsen und wiederum zeitlich unmittelbar anschließende Querrfaltung hierzu mit NW—SE verlaufenden Achsen herrschen. Es konnte durch ausgreifende regionale Übersicht über die Ostalpen gezeigt werden, daß sich diese Beobachtungen zu zahlreichen anderen harmonisch hinzufügen lassen und im Gegensatz zur Auffassung von O. AMPFERER (zuletzt 1939, S. 205), des Hauptvertreters der Selbständigkeit der Querrfaltung, die Querrfaltung nicht ein eigener, junger, etwa oligozäner Prozeß im Bau der Alpen gewesen war, sondern eine kausal stets an die Längsfaltung geknüpfte Erscheinung darstellt, die zu jeder Zeit dann auftritt, wenn durch Auswalzung der Decken beim Vorschub ein Materialüberschuß nicht nur in der Breite, sondern auch in Längsrichtung entsteht, der nicht durch Ausweichbewegungen an großen Meridionalfugen kompensiert werden kann.

In unserem speziellen Fall im R a u m e L u n z ist es schon lange aufgefallen, daß der „prachtvolle Querrfaltenbau“ mit N—S-Achsen besonders in der Stirn der Ötscherdecke, der älter als die postgosauischen Störungen ist, solches Ausmaß annahm, daß er durch seine Dimensionen bereits in

der Landschaft überblickt werden kann. Bereits O. AMPFERER (1930, S. 74, Fig. 31) hat dieses Bild der älteren Querfalten, das sich in der Ötscherfront dem Beschauer — z. B. vom Gipfel des Polzberges — so eindrucksvoll bietet, graphisch festgehalten. A. RUTTNER (1949 a, S. 105, Abb. 2) hat es wieder gezeichnet und (S. 108) eingehend beschrieben. Hier kann nun die Ursache dafür angegeben werden, warum diese — aus regionalem Vergleich als vorgosauisch einzustufende — Querfaltung so deutlich hervortritt, wesentlich stärker etwa als die NW—SE bis NNW—SSE orientierte nachgosauische Querfaltung: Es wurde 1964 c, S. 106 gezeigt, daß die Weyerer Bögen erst nachgosauisch entstanden waren, vorgosauisch aber die Faltenzüge über die nachmalige Hauptstörungszone ununterbrochen hinwegliefen. Daraus erhellt, daß in vorgosauischer Zeit, in der die Hauptfaltungsrichtung W—E verlief, für den Querstau keine Ausweichmöglichkeit wie in der nachgosauischen Zeit bestand, wo an den sich bildenden Weyerer Bögen der Ostflügel der Kalkvoralpen gegen W freientdigte! Deshalb die Entstehung der bedeutenden Querfalten zur Zeit als dieses Teilstück noch fest im E und W eingespannt war.

Bei der Beurteilung und Gruppierung der Faltenachsen im Raum Lunz ist noch einem Umstand Rechnung zu tragen: Bis hierher streichen, von E kommend, Sulzbach-, Reisalpen- und Ötscher Decke ungefähr E—W. Weiter gegen W aber schwenken die Einheiten gegen WSW bis SW um. Hierbei ist aber zu beachten, daß die heute in dieser Richtung streichenden Lunzer Musterfalten und äquivalente Hauptfaltenelemente, die sich in vorgosauischer Zeit über den Abschnitt der Weyerer Bögen gegen W weiter fortsetzten (vgl. A. TOLLMANN 1964 c, S. 100; P. STEINER 1965, Abb. 1), ursprünglich ebenfalls mit E—W-Richtung angelegt wurden und nachgosauisch als Ganzes in die jetzige Richtung eingedreht wurden. Die durch den nachgosauischen, gegen NNW abgelenkten Nachschub entstandenen Längsfalten müssen in diesem Raum zu der durch Einschwenken des Gesamtstückes erzielten WSW—ENE-Achsenrichtung noch hinzukommen. Erst im Raum E Lunz, wo die Verdrehung der alten, W—E streichenden Zonen aufhört, sind deshalb auch die alten N—S Faltenzonen unverdreht in ihrer einstigen Orientierung erhalten geblieben.

Noch interessanter als der Abschnitt Lunz ist der Raum von G ö s i n g - A n n a b e r g hinsichtlich des Faltenachsenplanes. Ein eigenartiges Faltengitter kam hier zur Entwicklung. Es erfolgte hier ja keine Verdrehung von Sulzbach-, Reisalpen- und Ötscher Decke in nachgosauischer Zeit, sondern die alten W—E streichenden Hauptfalten sind in ihrer ursprünglichen Orientierung ebenso wie die darauf senkrecht stehenden Querfalten erhalten geblieben. Aber das Fehlen der Einspannung des Westrandes des voralpinen Flügels bei Weyer in der Nachgosau hat sich bei

dem jüngeren, noch immer kräftigen Nachschub der Decken hier insofern ausgewirkt, als als Resultante von nordvergentem Druck und Ausweichmöglichkeit nach W eine NW orientierte Bewegung zustandekam. Die Verschneidung von alter W—E-Hauptfaltenachsenrichtung und jüngerer NE—SW-Faltenrichtung bewirkte das Zustandekommen eines eigenartigen Faltegitters, das sich schon im Großbild der tektonischen Karte markant zu erkennen gibt und das hier eben nicht, wie sonst bei rechtwinkelig zueinander vergitterten Läng- und Querfalten in einer Hauptphase zustande kam, sondern der Überlagerung zweier ungleich alter, schräg zueinander orientierter Längsfaltungen seine Entstehung verdankt! In der Großtektonik spiegelt sich diese Faltenvergitterung wider (Taf. 3): In den Fenstern, Halbfenstern und Fensterkanälen im Raum Annaberg zeichnen sich W—E und SW—NE-Richtung deutlich ab. Der älteren Richtung gehören z. B. an Großelementen die Reisalpendeckenstirn W Türnitz und die Front der Bruckhofer Schuppe an, ferner die inneren Linien des Annaberger Fensters, die auch am Verlauf des Nordrandes deutlich werden, der Verlauf des Südabschnittes des Mühlfelder Halbfensters, die Orientierung des Gösinger Fensterkanals, die Orientierung der Teufelskirchenfenster, der W—E gerichtete Balken am N- und S-Rand des Schmelzfensters. Durch die NW-vergente nachgosauische Komponente wurden geprägt: Die Türnitzer Schuppung innerhalb der Reisalpendecke, die Hauptachse (Längsrichtung) des Annaberger Fensters und in ihrer Fortsetzung die SW—NE gerichtete Hauptachse des Schmelzfensters, der innere Teil des Mühlfelder Halbfensters, der Kobichl-Fensterkanal u. a. Selten ist die Auswirkung einer Faltenvergitterung bereits so deutlich in den Großstrukturen erkennbar.

Trotz aller Komplikationen im Detail, auf die an Hand von Achsenmessungen A. RUTNER (1962, S. A 59) aus dem Raum vom Schüsseleck NE Gösing hingewiesen hat, spiegeln sich natürlich diese erwähnten Großstrukturen in den Faltenachsen wider. Die vorgosauische E—W-Faltenachsen der Längsfaltung sind schön in den Aufschlüssen an der Bundesstraße S vom Sattel SE Kote 1101, NW Hochstadelberg, in dem durch die Überschiebung der Reisalpendecke stark verfalteten Hauptdolomit zu sehen, der Achsen um $260/00^\circ$ zeigt. Die Basis der überschobenen Masse selbst ist an der gleichen Straße in Form von wild verfaltetem Gutensteiner Kalk W Wastl am Wald ersichtlich: Hier sind sowohl W—E-Achsen als auch die der jüngeren Längsfaltung angehörenden SW—NE bis WSW—ENE-Achsen vertreten. A. RUTNER hat 1962, S. A 59, ähnliche Achsenlagen von der Grenze Gutensteinerkalk (der Reisalpendecke) zum unterlagernden Hauptdolomit (der Sulzbachdecke) aus dem Raum Schlüsseleck NE Gösing beschrieben. Im Inhalt des Annaberger Fensters sind

im Rhät im Türnitzbachtal zwischen Gstettenhof und Siebenbrunn schöne Falten mit schwachem Einfallen gegen 280° zu sehen. Die senkrecht hierzu stehende Querfaltung konnte z. B. im Weststrahlen des Schmelzfensters (Achsen im Werfener Schiefer genau nordfallend) oder im Gutensteiner Kalk der Vorderen Tormauer beim Gerstl an der Erlauf beobachtet werden, wo hart nebeneinander W—E- und N—S-Falten auftreten.

Faltenachsen, die dem jüngeren, gegen NW gerichteten Nachschub zuzuschreiben sind, finden sich außer an der erwähnten Stelle W Wastl am Wald z. B. im engst gefalteten dünn-schichtigen Muschelkalk NW Ober-Gösing (300 m SW Kote 981) mit Achsen um $060/00^\circ$. Ganz gleich orientierte Falten mit zerscherten, nordtauchenden, nordvergenten Antiklinalkernen können im Muschelkalk beim „Toten Mann“ an der neuen Vd. Tormauer-Straße angetroffen werden. $045/05^\circ$ liegt die Achse einer großen Falte, die an der gleichen Straße etwas weiter im S im Haselgebirge im Ostrahlen des südlichen Teufelskirchenfensters schön erschlossen war. Ebenfalls im Gips des Haselgebirges sind gleich orientierte Achsen, SW—NE-streichend, an der Basis der Reisalpendecke im Steinbruch beim Bergbauer NE Annaberg sichtbar.

Als dritte, weitgehend zurücktretende Richtung kommt noch eine Faltenachsenlage mit Streichen um 120° hinzu, die im Muschelkalk E Kote 958 an der Straße NE Ober-Gösing angetroffen wurde. Sie mag in Zusammenhang stehen mit der von A. RUTNER (1963, S. 14) weiter im W beschriebenen Hochwartstörung, die von der SE-Ecke des Brettlfensters bis N der Vorderen Tormauer bekannt war und sich nunmehr weiter bis Gösing verfolgen ließ (Taf. 3). Bei dieser Störung, die nach Lage und Auswirkung eine klare Parallele zur Hengst-Teichl-Störung und zur Wolfgangsee-Störung bildet, handelt es sich um einen noch jüngeren Bauakt, bei dem die verschiedenen übereinanderliegenden Decken generell durchschnitten worden sind. Dabei wurden an den vergleichbaren westlicheren genannten Großstörungen unter steiler, nordvergender Hochpressung Schürflinge des Untergrundes bis einschließlich Eozän der Buntmergelserie (Wolfgangsee) hochgeschleppt. Die Störungen haben demnach spät- bis naheozänes Alter.

In unserem Raum hat der Ostausläufer der Hochwartstörung eine bemerkenswerte Schollenverkipfung verursacht. Die verkehrt lagernde Serie der Sulzbachdecke wurde nach S wiederum zurückgeschlagen, so daß hier diese „doppelte Überkipfung“ wiederum zu einer sekundär normalen Lagerung des Schichtstoßes führte.

Das gleiche Phänomen der „doppelten Überkipfung“, die über ein temporäres Zwischenstadium mit verkehrter Serie wieder zur

sekundär normallagernden Serie führt, ist NW des Gruberkogels am Ostrand des Mühlfelder Halbfensters gegeben. Der verkehrt liegende, der Sulzbachdecke angehörende Inhalt des Fensters wird durch den oben geschilderten NW gerichteten nachgosauischen Vorstoß der Reisalpendecke — der also nicht, wie E. SPENGLER 1928 a, S. 127 annahm, auf den Abschnitt E Türnitz beschränkt ist — an seinem SE-Rand in Form einer Untervorschiebung des Reiflinger Kalkes des Rahmens gegen SE emporgepreßt und faltend überschlagen, so daß hier — 700 m NW der Gipfelkote des Gruberkogels — die sekundär normallagernde Serie Partnachsichten—Reiflinger Kalk—Lunzer Schichten im Fensterinhalt zustande kam. Auch diese Sekundärtektonik im Rahmen des Mühlfelder Halbfensters hat schon E. SPENGLER (1928 a, S. 103) erkannt.

2. Verfaltung von Deckenpaketen (Deckenmulden, Deckensättel). Eine Verfaltung ganzer Deckenverbände, also Deckenpakete in einer späteren, der Horizontalüberschiebung folgenden Phase, gekennzeichnet durch „Deckenmulden“ und „Deckensättel“, ist z. B. an manchen tiefgreifenden Fensteraufschlüssen erkennbar. Bei den großen Fenstern, z. B. dem Annaberger Fenster ist die „domförmige Aufwölbung der Schubfläche“ zwar schon seit E. SPENGLER (1928 a, S. 100) bekannt, aber nicht sehr eindrucksvoll. Hingegen ist eine gemeinsame Verfaltung zweier Decken sehr schön in den kleinen Teufelskirchenfenstern N Trübenbach erschlossen (Taf. 2, Fig. 7), wo Rahmen und Inhalt steil antiklinal emporgepreßt lagern.

Andeutungen einer „Schuppenmulde“, d. h. sekundärer Einmuldung von flach übereinander geschobenen Schuppen, ist an der Grenze zwischen Hohenstein- und Schwarzenbach-Schuppe der Lunzer Decke S Sommerer östlich von Puchenstuben erkennbar, wo sich die Überschiebungsfäche W des Nattersbachtals auch in dem noch nicht durch Brüche gestörten Abschnitt NW vom „Langseithof“ (Kote 673) bis zum Talgrund in 580 m gegen N zunächst absenkt und erst weiter nördlich wiederum in der gleichen Richtung aushebt.

D) Faziestektonik

Die großen Baustil-Unterschiede, die sich — grob gesagt — zwischen Bajuvarikum und Tirolikum geltend machen, sind, wie erwähnt, bereits von L. KOBER 1912 a, S. 360 bei der Charakterisierung der großtektonischen Einheiten klargestellt worden. Sie sind in erster Linie materialbedingt, insoferne, als die geschichtete und an Schiefer und Sandstein reiche Serie der Lunzer Fazies sich als gut faltbar erweist, während die dolomitreiche Rohrer Fazies, die an Wettersteinkalk reiche Nordtiroler Fazies und die Dachsteinkalkfazies mit ihrer massigen oder dickbankigen Ober-

trias sich der tangentialen Beanspruchung gegenüber naturgemäß starrer verhält, Schuppen, Deckenplatten und weiträumigere Falten hervorbringt, aber keine engen liegenden Falten annimmt.

Dieses verschiedenartige Verhalten der Gesteinspakete, die bei grundsätzlich gleicher Beanspruchung im gleichen tektonischen Stockwerk je nach ihrer Gesteinsfazies durch verschiedenartige Verformung unterschiedliche Reaktion zeigen, kann als „Faziestektonik“ bezeichnet werden.

Soweit die Fazies mit einer Decke räumlich zusammenfällt, solange also eine „Faziesdecke“ vorliegt, wird der tektonische Baustil dieser Decke sich ebenso wie ihre Fazies von Internbau und Fazies der Nachbardecken unterscheiden. Liegt aber der Fall vor, daß die in Betracht gezogene Decke entweder eine gleiche Fazies wie die Nachbarräume umfaßt und demnach mit dem Begriff „Teilfaziesdecke“ belegt werden soll, oder daß sie in sich mehrere verschiedene Faziesräume vereint und daher als eine „Vielfaziesdecke“ zu bezeichnen ist, dann können die von der Fazies abhängigen Bauformen naturgemäß nicht mehr zur Unterscheidung von Nachbardecken herangezogen werden.

Wird dieser Umstand übersehen, dann kann es zu einer Reihe von Fehlschlüssen kommen, wie in der Arbeit von A. THURNER (1962, S. 367 f.), der die großtektonischen Einheiten der Kalkalpen nicht nach den im einzelnen durchzuverfolgenden Deckengrenzen, sondern durchwegs nach ihrem inneren Baustil abzugliedern versucht hat. Die unzutreffenden Schlußfolgerungen beruhen hierbei eben auf der unrichtigen Methodik, mit der eine solche Gliederung durchgeführt wurde.

Eine vorbildliche Anwendung des faziestektonischen Prinzips hingegen ist in der Untersuchung von G. HERTWECK (1961, S. 76) gegeben, wo durch Berücksichtigung der Faziesverschiedenheiten in den Teilabschnitten der voralpinen Decken am Ostrand der Kalkalpen das verschieden späte Einschwenken bzw. Abknicken der einzelnen Teildecken aus der alpinen in die karpatische Richtung zufriedenstellend erklärt werden konnte.

Daß neben Faziesdecken im Raum der Kalkalpen auch Vielfaziesdecken (mit den für ihre interne Formung logischen Folgerungen) weit verbreitet sind, wurde jüngst in zwei Studien ausführlich dargelegt (E. SPENGLER 1963, A. TOLLMANN 1964 a). Ein Musterbeispiel einer auch in ihrer internen Tektonik einheitlichen Faziesdecke stellt in unserem Raum die Frankfurter Decke dar. Ein schönes Beispiel für eine Vielfaziesdecke mit entsprechend wechselndem internem Baustil liefert in unserem Gebiet die Reisalpendecke. In ihr vollzieht sich ein zweimaliger Übergang, und zwar reicht im E, NE des Fenstergrabens bei Kleinzell, von N die Lunzer

Fazies herein, im Mittelabschnitt herrscht die dolomitreiche Rohrer Fazies, die den Bau als starre Platte bewirkt, im Westteil westlich von Türrnitz setzt wiederum Lunzer Fazies ein. Hier im W ist im Zusammenhang damit sogleich auch wieder interne Faltung (Nestelberg-Mulde und -Halb-antiklinale), Stirneinrollung bw. stark überkippte Stirnfaltung (Stierhaltkogel) vorhanden. Der faziesbedingte Gegensatz zum Mittelabschnitt ist in dieser Decke sehr deutlich.

Der Fazieswechsel in der Ötscherdecke von Dachsteinkalkfazies im W auf dolomitreiche Rohrer Fazies im E wirkt sich nicht besonders aus, beide Sedimentplatten lehnen enge Faltung ab und reagieren relativ spröde, dabei aber ist die Fazies mit geschichtetem Dachsteinkalk noch etwas mobiler, wie die Quersfaltenzone im Abschnitt W des Ötschers anzeigt.

Nach Analyse dieses tektonisch interessanten Stückes der Kalkvoralpen wird bei Rückschau jedenfalls wiederum besonders deutlich, was für die alpine tektonische Forschung ganz allgemein gilt: Nur bei Berücksichtigung einer möglichst genau analysierten Stratigraphie, der Eigenart der Fazies, von Kleintektonik und regionalen tektonischen Zusammenhängen können diese komplexen Probleme eines solchen Raumes in ihrer meist mehrfachen Bedingtheit zufriedenstellend gelöst und plausibel erklärt werden.

Literatur:

- Aberer, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **39—41** (1946—1948), 1—73, Taf. 1—2, Wien 1951.
- Ampferer, O.: in O. Ampferer & W. Hammer: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — Jb. Geol. R.-A., **61**, 529—710, 50 Abb., Taf. 32—34, Wien 1911.
- Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik der niederösterreichischen Gosauablagerungen. — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **96** (1918), 1—56, Wien 1919.
- Über morphologische Arbeitsmethoden. — Jb. Geol. B.-A., **72**, 205—222, 11 Abb., Wien 1922.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 2. Teil. — Ebenda, **74** (1924), 35—73, 24 Abb., Wien 1925.
- Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. — Ebenda, **80**, 45—86, 40 Abb., 1 Taf. (2), Wien 1930.
- Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. — Ebenda, **81**, 237—304, 47 Abb., Wien 1931.
- Geologische Spezialkarte Österreich, Blatt Admont und Hieflau, 1 : 75.000. Wien (Geol. B.-A.) 1933.
- Im Kampfe für Reliefüberschiebung und O-W-Bewegung. — Verh. Zweigstelle Wien, Reichsstelle Bodenforsch., **1939**, 196—205, Wien 1939.
- Arthaber, G.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — Lethaea geognostica, 2. Tl., 1. Bd., 223—472, Abbn., Taf. 34—60, Stuttgart 1906.
- Beck-Mannagetta, P.: Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich 1 : 500.000.— Atlas v. Niederösterr., Wien (Freitag-Berndt) 1955.

- Bertrand, M.: Le bassin crétacée de Fuveau et le bassin houiller du Nord.—
Annales des Mines, 9 sér., 14, 1—85, Abb. 1—23, Taf. 1—3, Paris 1898.
- Bittner, A. Aus der Umgebung von Wildalpe in Obersteiermark und Lunz
in Niederösterreich. — Verh. Geol. R.-A., 1888, 71—80, 3 Abb., Wien 1888.
— Zur Geologie des Erlafgebietes. — Ebenda, 1891, 317—324, Wien 1891.
— Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete des Blattes Gaming-Mariazell.
— Ebenda, 1893, 65—85, Wien 1893.
— Aus dem Gebiete des Traisenflusses: Petrefactenfunde insbesondere im
Muschelkalke des Traisengebietes. — Ebenda, 1894, 379—385, Wien 1894.
— Geologisches aus dem Pielachthale nebst Bemerkungen über die Gliederung
der alpinen Trias. — Ebenda, 1896, 385—418, Wien 1896.
— Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner
Kalke bei Gutenstein. — Ebenda, 1897, 201—202, Wien 1897.
— Aus den Kalkvorpalpen des Traisentalles, den Umgebungen von Lilienfeld
und St. Veit an der Gölsen. — Ebenda, 1901, 153—168, Wien 1901.
— Geologische Spezialkarte Österr.-Ung., Blatt Gaming-Mariazell. — Wien
(Geol. R.-A.) 1906. (Erläut. hierzu s. G. Geyer 1908).
- Braumüller, E., Prey, S. & Ruttner, A.: Exkursion Molasse-Flysch-
Kalkalpen. — Exk.-Führer H 7, Tagg. Geol. Ges. Wien, 18 S., 4 Taf., Wien
(Geol. Ges.) 1958.
- Brinkmann, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. —
Sber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., 31, 436—445, 5 Abb., Berlin 1936.
- Caire, A.: Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Teil
Algérien. — Rév. géogr. phys. géol. dyn., (2) 5, fasc. 4, 299—325, 28 Abb.,
Paris 1963.
- Cornelius, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre.
— Z. dtsh. geol. Ges., 92, 271—310, Berlin 1940.
- Cžjžek, J.: Gyps-Brüche in Nieder-Österreich und den angränzenden Landes-
theilen. — Jb. Geol. R.-A., 2, H. 1, 27—34, Wien 1851.
- Falot, P.: Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la
province de Murcie. — Bull. Soc. Géol. France, (5), 14, 11—28, Paris 1944.
- Fischak, W.: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach.
— Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 78 S., Karte, 3 Beil., Wien 1949.
- Flügel, E. und Kirchmayer, M.: Typokalität und Mikrofazies des Guten-
steiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. — Mitt. Natwiss. Ver. Steier-
mark, 93, 106—136, 7 Abb., 4 Tab., Taf. 8—13, Graz 1963.
- Galle, H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. —
Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 135 S., 1 Karte, Tafeln, Wien 1950.
- Geyer, G.: Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Bezie-
hungen zum Kreideflysch. — Verh. Geol. R.-A., 1907, 55—76, Fig. 1—2,
Wien 1907.
— Erläuterungen zur geologischen Karte Österr.-Ung., Blatt Gaming-Maria-
zell. — 34 S., Wien (Geol. R.-A.) 1908.
— Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und
Ybbstale. — Jb. Geol. R.-A., 59, (1909), 29—100, 3 Abb., Taf. 2, Wien 1910.
— Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Weyer. — 60 S., Wien (Geol.
R.-A.) 1911. Mit geol. Karte 1912.
- Gümbel, C. W.: Mikroskopische Untersuchung alpiner Triaskalke und Dolo-
mite. — Verh. Geol. R.-A., 1873, 141—144, Wien 1873.
- Hartl, H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Franken-
fels und Plankenstein, N.-Ö. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 2,
H. 1, 1—21, 1 Taf., Wien 1950.
- Hertle, H.: Lilienfeld-Bayerbach. — Jb. Geol. R.-A., 15, 451—552, Wien 1865.
- Hertweck, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiete der Triesting und
der Piesting usf. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 12, 3—84, Taf. 1—6,
Wien 1961.
— Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwachatals

- und des Hohen Lindkogels. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **101**, 229—237, 1 Abb., Wien 1964.
- Huckriede, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B.-A., **1959**, 44—92, Wien 1959.
- Jacobshagen, V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. — Jb. Geol. B.-A., **108**, 1—114, 3 Abb., 5 Tab., 13 Taf., Wien 1965.
- Jacobshagen, V. und Koch, K. E.: Verkeilung als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1959**, 65—72, 6 Abb., Stuttgart 1959.
- Kerner, F.: Aufnahmebericht aus dem mittleren Gschnitztale. — Verh. Geol. R.-A., **1909**, 257—264, Wien 1909.
- Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. — Jb. Geol. R.-A., **61**, 385—452, 12 Abb., Wien 1911.
- Klebensberg, R.: Geologie von Tirol. — 872 S., Berlin (Borntraeger) 1935.
- Kober, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **4**, 63—116, Taf. 2—5, Wien 1911.
- Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **88**, 345—396, 7 Abb., Taf. 1—2, Wien 1912a.
- Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 368—480, Taf. 8—14, Wien 1912b.
- Bau und Entstehung der Alpen. — 1. Aufl., 283 S., 102 Abb., 8 Taf., Berlin (Borntraeger) 1923.
- Geologie der Landschaft um Wien. — 150 S., 60 Abb., 2 Taf., 1 geol. Karte, Wien (Springer) 1926.
- Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- Wiener Landschaft. — Wiener geogr. Stud., **15**, 85 S., Wien 1947.
- Krauß, H.: Zur Nomenclatur der alpinen Trias. „Guttensteiner Kalk“. — Geognost. Jahresh., **26** (1913), 292—294, München 1914.
- Kristan-Tollmann, E. und Tollmann, A.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **171**, 7—39, 1 Abb., Wien 1962.
- Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **56** (1963), 539—589, Taf. 1—8, Wien 1964.
- Kühn, O.: Lexique stratigraphique international, vol. 1, Europe, fasc. 8: Autriche. 646 S., 2 Taf., Paris 1962.
- Lahn, E.: Der Bau des Ötschergebietes. — Cbl. Min. etc., B, **1933**, 218—226, 4 Abb., Stuttgart 1933.
- Lipold, M. V.: Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. — Jb. Geol. R.-A., **3**, H. 4, 90—98, Taf. 2, Wien 1852.
- Lögters, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen-Buchdenkmal). — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **16**, 85—116, 5 Abb., 1 Taf., Hamburg 1937a.
- Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmal. — Jb. oberöst. Musealver., **87**, 369—437, 15 Abb., 1 geol. Karte, Linz 1937b.
- Parlow, E.: Die Kalkalpen- und Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten V (Abschnitt Erlauf). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 121 S., 8 Abb., 3 Taf., 1 geol. K., Wien 1950.
- Partsch, P.: Geologische Karte von Wien und Umgebung. Mit erläut. Bemerkungen. Wien 1843.
- Petrascheck, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. — 2 Bd., 484 S., 295 Abb., 20 Taf., Katowice (Kattowitzer Verl.) 1926/29.
- Pia, J.: Neue Studien über die triadischen Siphoneae Verticillatae. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient, **25**, 25—81, 24 Abb., Taf. 2—8, Wien 1912.

- Grundbegriffe der Stratigraphie. — 252 S., 3 Abb., Leipzig, Wien (Deuticke) 1930.
- Plöschinger, B.: Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen dem Hengstsattel und St. Gallen. — Verh. Geol. B.-A., 1963, S. A 38—A 40, Wien 1963.
- Rosenberg, G.: Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu-Ternberg-Frankenfeser Deckensystems. — Kober-Festschrift, 207—227, Wien (Holinek) 1953a.
- Das Profil des Rahnbauerkogels bei Großreifling. — Verh. Geol. B.-A., 1953, 233—241, 1 Abb., Wien 1953b.
- Geleitworte zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 102, 477—479, Taf. 16—18, Wien 1959.
- Die Stubau-Falkensteingruppe bei Weyer. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 32—56, 2 Abb., Wien 1960.
- Ruttner, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlaufthaales. — Jb. Geol. B.-A., 93 (1948), 99—128, Taf. 1, Wien 1949a.
- Bericht über kohlengeologische Aufnahmen auf Blatt Gaming—Mariazell. — Verh. Geol. B.-A., 1947, 47—53, Wien 1949b.
- Bericht über geologische Aufnahmen im Gebiet der Ötscher-Decke auf Blatt Gaming—Mariazell. — Ebenda, 1949, 75—81, Wien 1951.
- Aufnahmen auf Blatt Gaming—Mariazell etc. — Ebenda, 1952, 37—40, Wien 1952.
- in: Braumüller, E. etc. (s. d.), Wien 1958.
- Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 227—236, Taf. 8, Wien 1960.
- Geologische Aufnahmen 1961 im Gebiet Vordere Tormäuer-Puchenstuben auf Blatt Mariazell. — Ebenda, 1962, S. A 56—A 60, Wien 1962.
- Das Fenster von Urmansau und seine tektonische Stellung. — Ebenda, 1963, 6—16, 1 Abb., 3 Taf. (1—3), Wien 1963.
- Sander, B.: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. St.-A., 71, 171—224, 6 Abb., 1 Taf., Wien 1921.
- Schaffner, F. X.: Das Erdölvorkommen von Urmansau bei Kienberg, Niederdonau. — Ber. Reichsst. Bodenforsch. Wien, 1941, 36—39, Wien 1941.
- Schmidegg, O.: Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48 (1955), 271—295, 3 Abb., 2 Taf. (1—2), Wien 1956.
- Schulz, O. und Kostelka, L.: Das Bleivorkommen von Puchenstuben in Niederösterreich. — Tschermaks miner. petr. Mitt., (3), 10, 180—191, 7 Abb., Wien 1965.
- Schwenk, H.: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., Tfn., 1 geol. K., 4 Beil., Wien 1949.
- Solomonica, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 68, 137—139, Wien 1931.
- Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buchdenkmals. Vorläufige Mitteilung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 26 (1933), 207—211, Wien 1934.
- Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrand bei Wien und ihrer angrenzenden Gebiete. — Ebenda, 27 (1934), 1—119, Taf. 1—3, Wien 1935.
- Spengler, E.: Aufnahmsbericht über Blatt Eisenerz—Wildalpe und Schneeberg—St. Ägyd. — Verh. Geol. B.-A., 1925, 17—19, Wien 1926.
- Aufnahmsbericht über Blatt Schneeberg—St. Ägyd und Eisenerz—Wildalpe—Aflenz. — Ebenda, 1926, 18—21, Wien 1927a.
- Aufnahmsbericht über das Blatt Schneeberg—St. Ägyd. — Ebenda, 1927, 52—54, Wien 1927b.
- Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentaales und des oberen Pielachgebietes. — Jb. Geol. B.-A., 78, 53—144, Taf. 1—2, Wien 1928a.

- **Aufnahmebericht über das Blatt Schneeberg—St. Ägyd.** — Verh. Geol. B.-A., **1928**, 55—57, Wien 1928b.
- **Über die Länge und Schubweite der Decken in den niederösterreichischen Kalkalpen.** — Geol. Rdsch., **19**, 1—26, 3 Abb., Berlin 1928c.
- **Geologische Spezialkarte Österreich, Blatt Schneeberg—St. Ägyd.** — Wien (Geol. B.-A.) 1931. Mit Erläuterungen, 108 S., 1 Taf., Wien 1931.
- **Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone.** — S. 302—413 in: Schaffner, F. X., Geologie von Österreich, 2. Aufl., 810 S., 97 Abb., 5 Karten, Wien (Deuticke) 1951.
- **Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil. Der Ostabschnitt der Kalkalpen.** — Jb. Geol. B.-A., **102**, 193—312, Taf. 4, Wien 1959.
- **Les zones de faciès du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes.** — Livre mém. P. Fallot, **2**, 465—475, 1 Abb., Paris 1963.
- Spitz, A.:** Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. — Verh. Geol. R.-A., **1916**, 37—41, 1 Abb., Wien 1916.
- **Beiträge zur Geologie der Kalkalpen von Weyer.** — Ebenda, **1919**, 88—93, Wien 1919.
- **Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach.** — Mitt. Geol. Ges. Wien, **12** (1919), 1—114, Taf. 1—3, Wien 1920.
- Steiner, P.:** Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Gr. Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **14—15**, 267—298, 1 Abb., Taf. 11, Wien 1965.
- Sterba, H.:** Die Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze östlich von Ybbsitz. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 92 S., 3 Taf., 1 geol. K., Wien 1953.
- Stur, D.:** Das Isonzo-Thal usf. — Jb. Geol. R.-A., **9**, 325—366, 1 Taf., Wien 1858.
- **Geologie der Steiermark.** — 654 S., Abbn., Tafn., Graz (Geognost.-montan. Ver.) 1871.
- Sueß, E.:** Untersuchungen der Brachiopoden in den Kalkschichten von Koessen. — Jb. Geol. R.-A., **3/1**, 180—181, Wien 1852.
- Summesberger, H.:** Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes. Stellungnahme zu E. Flügel & M. Kirchmayer 1962. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16** (1965), S. 85—88, 1 Abb., Wien 1966.
- Thurner, A.:** Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dtsh. geol. Ges., **113** (1961), 367—389, 7 Abb., Hannover 1962.
- **Kritische Betrachtungen zur „Mürzalpendecke“ E. u. A. Tollmann.** — Verh. Geol. B.-A., **1963**, 69—79, 4 Abb., Wien 1963.
- Tollmann, A.:** Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.-A., **103**, 37—131, Taf. 2—5, Wien 1960.
- **Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau.** — Mitt. Geol. Ges. Wien, **54** (1961), 229—247, Wien 1962a.
- **Deckenbau und Fazies im Salzkammergut.** — Z. dtsh. geol. Ges., **113**, 495—500, Hannover 1962b.
- **Die Frankenfesler Deckschollenklippen der Grestener Klippenzone als Typus tektonischer Deckschollenklippen.** — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, **171**, 115—124, Wien 1962c.
- **Ostalpensynthese.** — 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- **Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen).** — Geol. Rdsch., **53**, 151—168, Taf. 16, Stuttgart 1964a.
- **Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“.** — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964**, 270—299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964b.
- **Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle.** — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **14**, 89—123, Taf. 7, Wien 1964c.
- **Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und**

- Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **14**, 81—88, Taf. 8, Wien 1964d.
- Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Z. dtsh. geol. Ges., **116** (1964), 359—389, 1 Abb., Hannover 1965.
 - Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekt. Forsch., **21**, 156 S., 20 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1966 a.
 - Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. — Geol. Rdsch., **56**, H. 1, im Druck, Stuttgart 1966 b.
- Trauth, F.:** Über die Stellung der pieninischen Klippenzone und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **14** (1921), 105—265, 1 Tab., 2 Taf. (3—4), Wien 1922.
- Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., **71**, 92—99, Wien 1934.
 - Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **29** (1936), 473—573, Taf. 1, Wien 1937.
 - Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1948**, 145—218, Wien 1948a.
 - Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. — Abh. Geol. B.-A., **26**, Hf. 1, 99 S., 5 Abb., 12 Taf. (1—12), Wien 1948b.
 - Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — Verh. Geol. B.-A., **1945**, 89—140, 1 Abb., 1 Taf. (1), Wien 1954.
- Uhlig, V.:** Bericht über die Exkursion nach Scheibbs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**, 353—357, Wien 1909.
- Vetters, H.:** Aufnahmebericht über das Flysch- und Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs. — Verh. Geol. B.-A., **1928**, 47—51, Wien 1928.
- Aufnahmebericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs und die angrenzenden Teile von Blatt Gaming. — Ebenda, **1929**, 41—45, Wien 1929.
 - Aufnahmebericht über das Randgebiet der Kalkalpen zwischen der Großen Erlauf, Jeßnitz und dem Pockaubach. — Ebenda, **1936**, 31—35, Wien 1936.
 - Aufnahmebericht über das Kalkalpengebiet an der Großen Erlauf und Jeßnitz usf. — Ebenda, **1937**, 32—37, Wien 1937.
 - Aufnahmebericht über das Grenzgebiet zwischen Frankenfelser und Lunzer Decke auf den Kartenblättern Gaming—Mariazell und Ybbs. — Ebenda, **1938**, 28—31, Wien 1938a.
 - Über die Möglichkeiten von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone Österreichs. — Bohrtechniker-Zeitg., **56**, 65—73, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1938b.
- Zirkel, E. J.:** Der Melaphyr von Hallstatt. — Jb. Geol. B.-A., **100**, 139—178, Taf. 11—14, Wien 1957.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 11. Jänner 1966.

A. Tollmann: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik

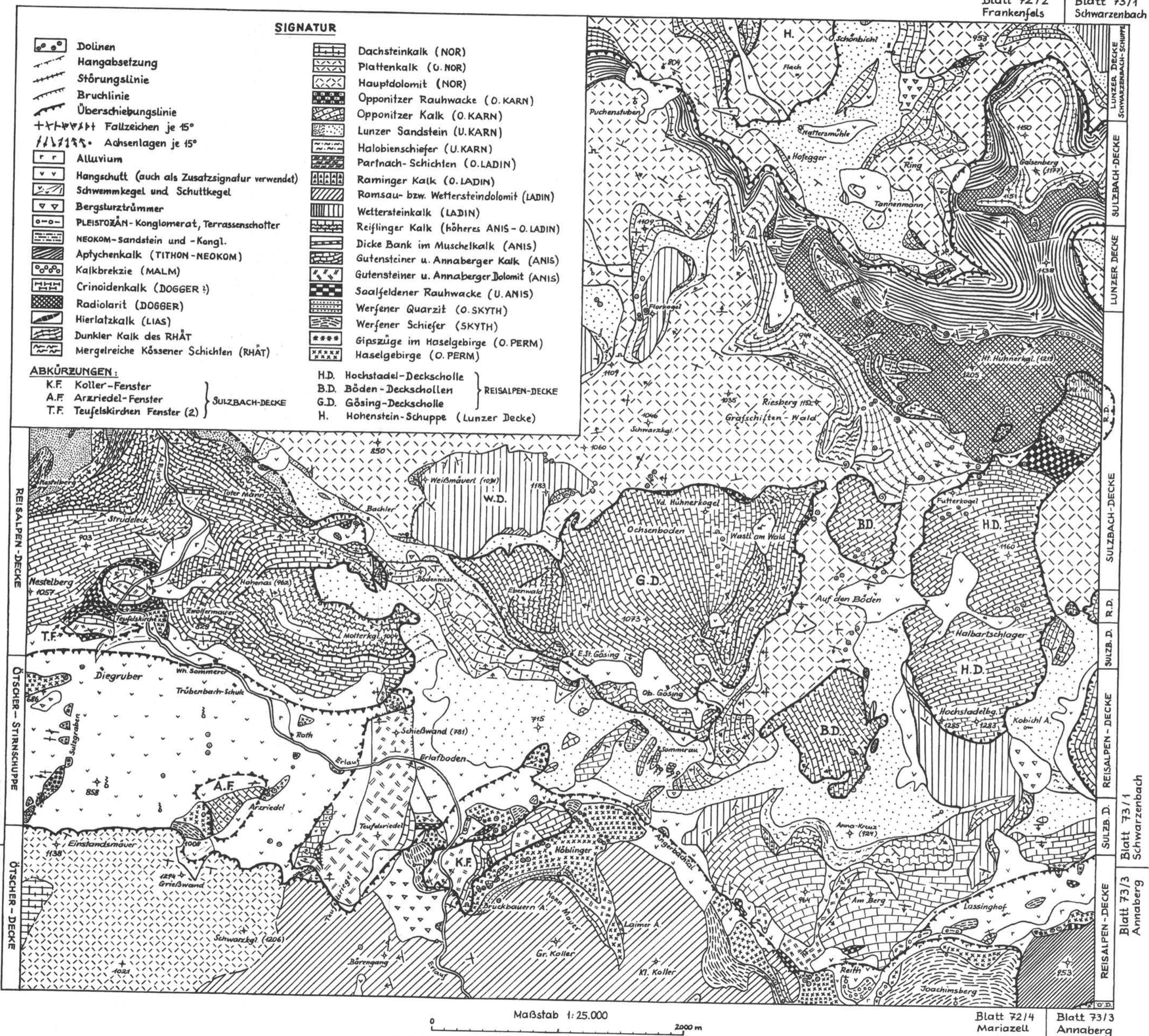
GEOLOGISCHE KARTE DER KALKVORALPEN NE VOM ÖTSCHER

A. TOLLMANN 1965

TAFEL 1

Blatt 72/2
Frankenfels

Blatt 73/1
Schwarzenbach

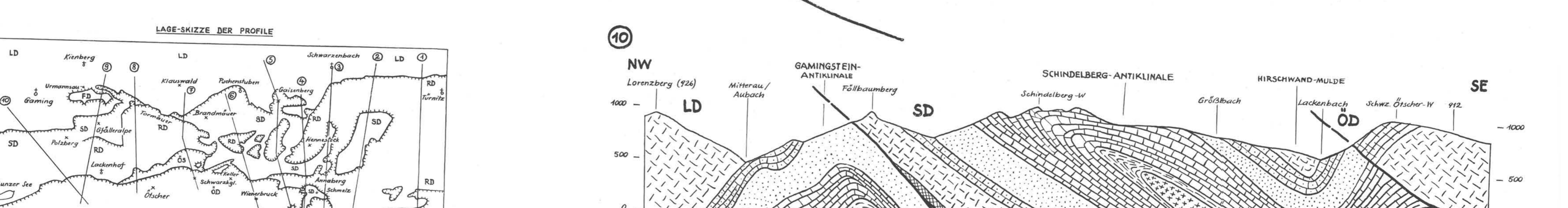
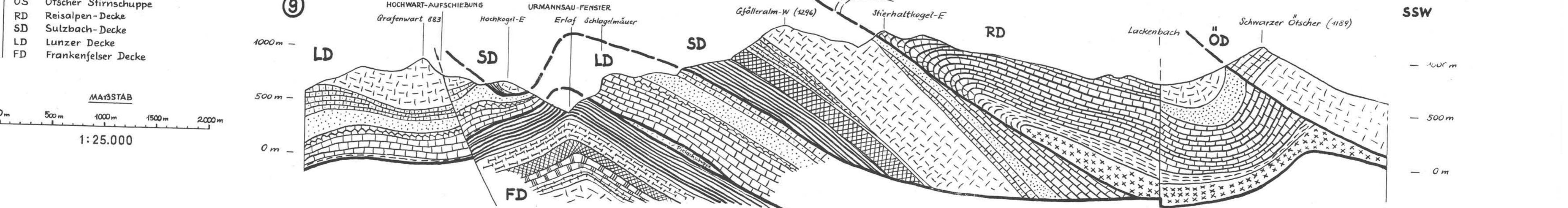
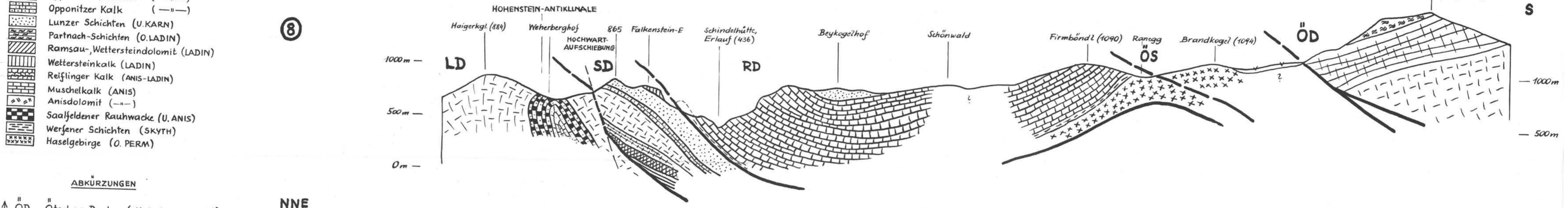
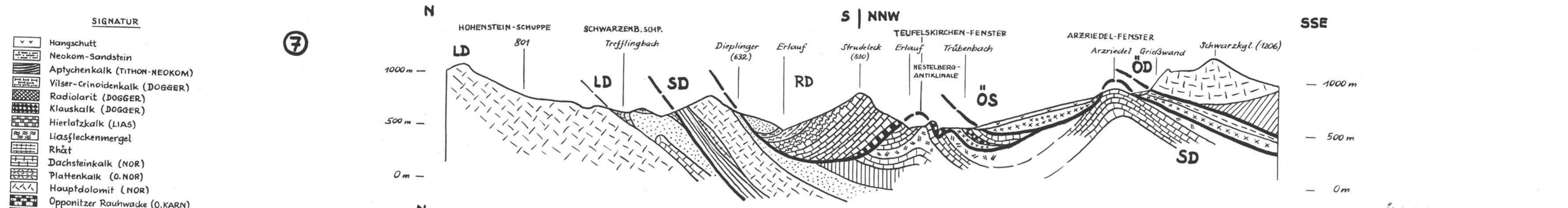
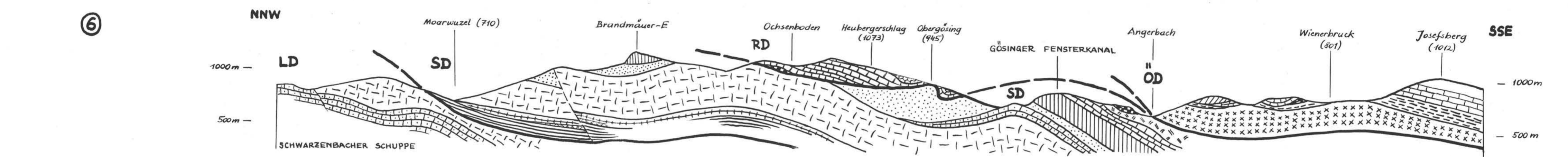
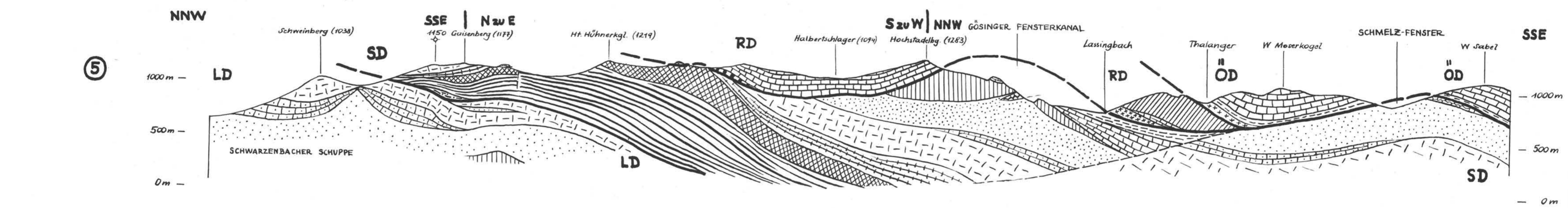
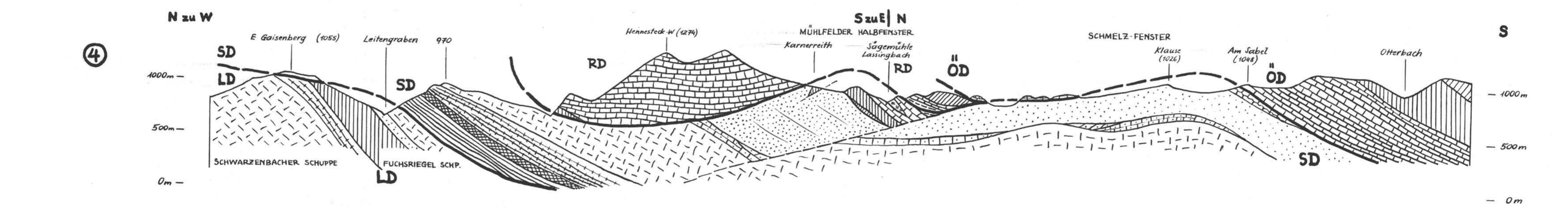
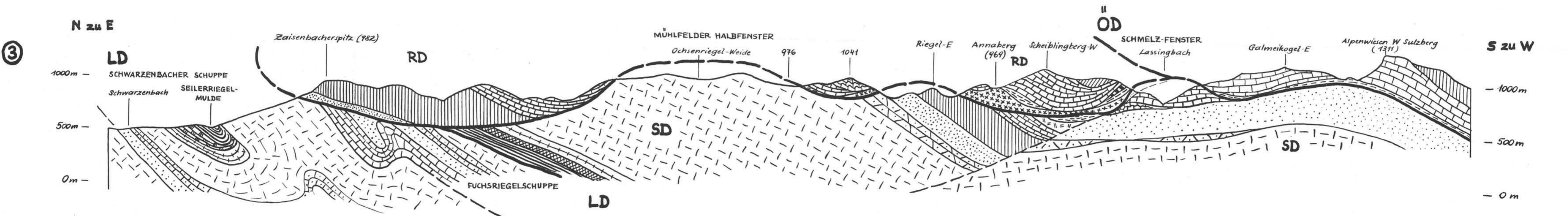
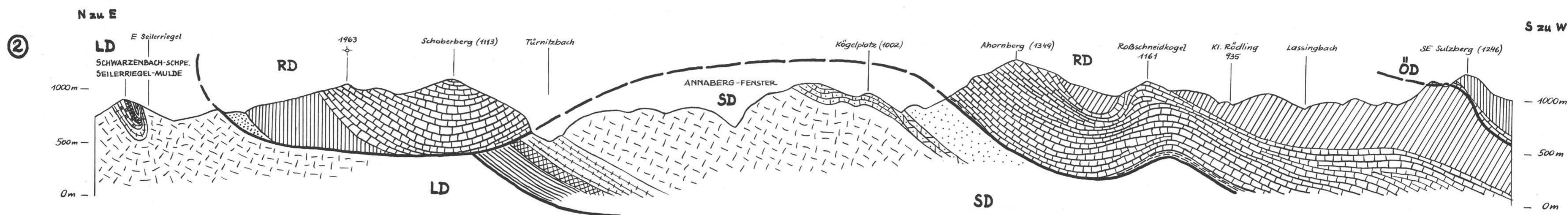
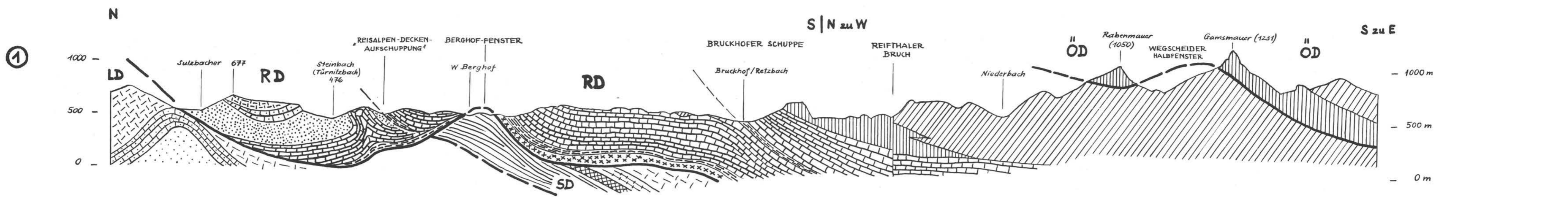


Blatt 72/4
Mariazell

Blatt 73/3
Annaberg

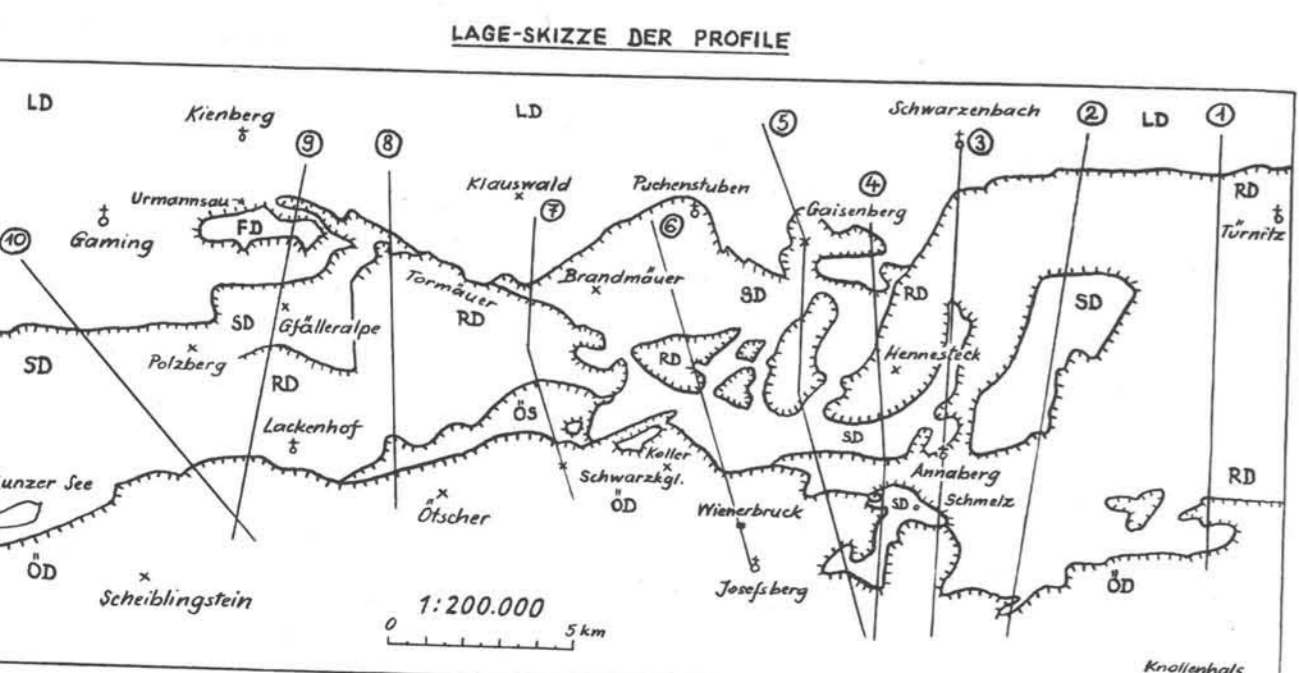
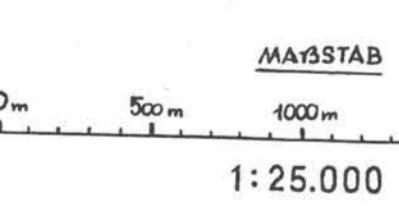
PROFILE DURCH DAS ÖTTSCHERVORLAND

A. TOLLMANN 1965



- SIGNATUR**
- ⊖ Hangschutt
 - Neokom-Sandstein
 - Aptychenkalk (TITHON-NEOKOM)
 - Vilser-Crinoidenkalk (DOGGER)
 - Radiolarit (DOGGER)
 - Klauskalk (DOGGER)
 - Hierlatzkalk (LIAS)
 - Liasfleckenmergel
 - Rhät
 - Dachsteinkalk (NOR)
 - Plattenkalk (O.NOR)
 - Hauptdolomit (NOR)
 - Opponitzer Rauhwacke (O.KARN)
 - Opponitzer Dolomit (—)
 - Opponitzer Kalk (—)
 - Lunzer Schichten (U.KARN)
 - Partnach-Schichten (O.LADIN)
 - Ramsau-Wettersteindolomit (LADIN)
 - Wettersteinkalk (LADIN)
 - Reiflinger Kalk (ANIS-LADIN)
 - Muschelkalk (ANIS)
 - Anisdolomit (—)
 - Saalfelder Rauhwacke (U.ANIS)
 - Wefener Schichten (SKYTH)
 - Haselgebirge (O.PERM)

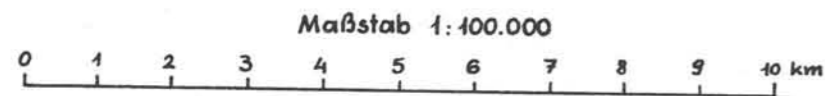
- ABKÜRZUNGEN**
- ÖD Ötztal-Decke (Unterberg-Decke*)
 - ÖS Ötztal-Schirnschuppe
 - RD Reisalpen-Decke
 - SD Sulzbach-Decke
 - LD Lunzer Decke
 - FD Frankenfels Decke



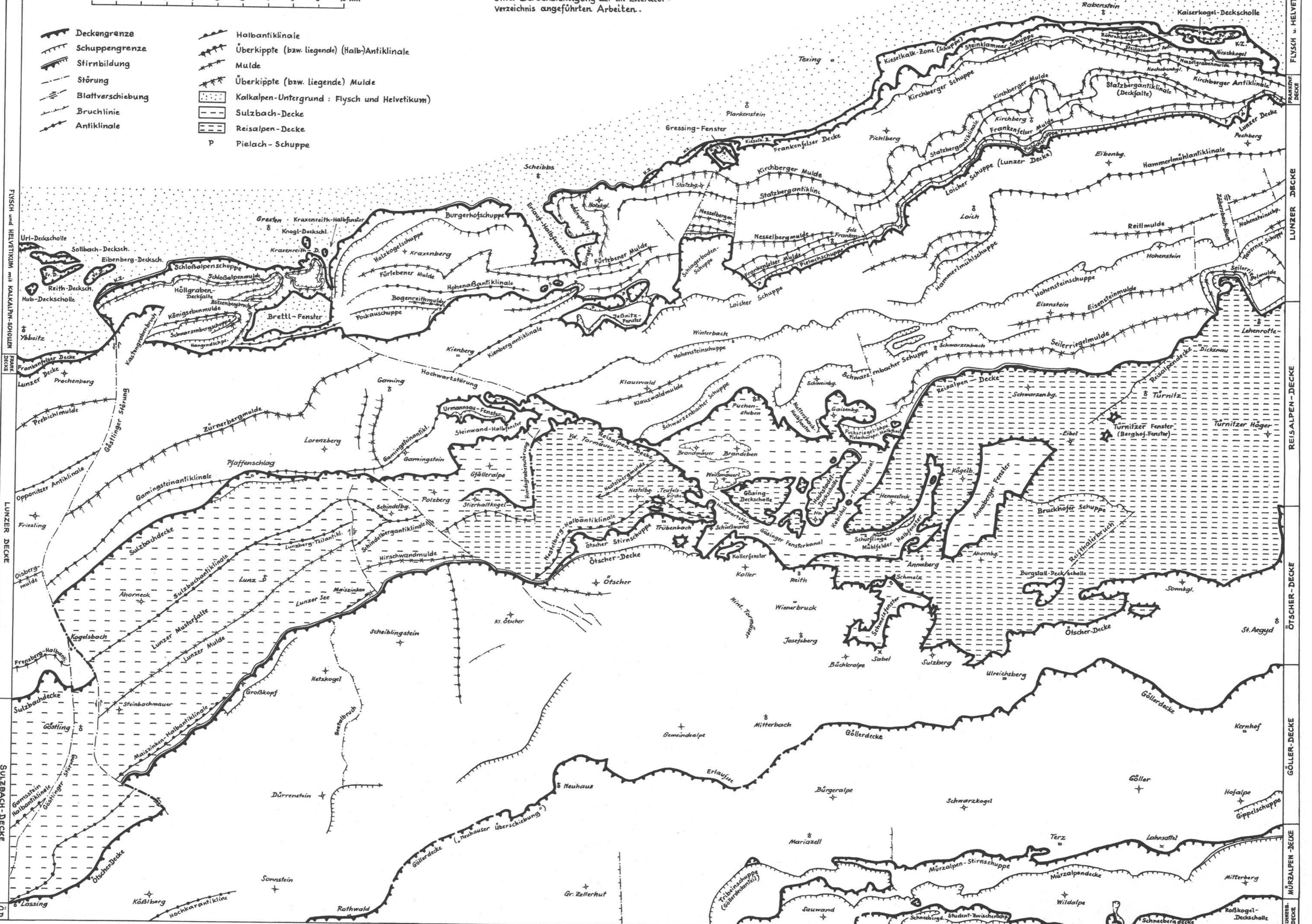
DIE TEKTONISCHE STELLUNG DER REISALPEN-DECKE IN DEN KALKVORALPEN

A. TOLLMANN 1965

Unter Berücksichtigung der im Literaturverzeichnis angeführten Arbeiten.



- | | | | |
|--|-------------------|--|---|
| | Deckengrenze | | Halbantiklinale |
| | Schuppengrenze | | Überkippte (bzw. liegende) (Halb-)Antiklinale |
| | Stirnformation | | Mulde |
| | Störung | | Überkippte (bzw. liegende) Mulde |
| | Blattverschiebung | | Kalkalpen-Untergrund: Flysch und Helvetikum |
| | Bruchlinie | | Sulzbach-Decke |
| | Antiklinale | | Reisalpen-Decke |
| | | | Pielach-Schuppe |



DER DECKENBAU DER ÖSTLICHEN KALKALPEN

A. TOLLMANN 1965

