

ALEXANDER TOLLMANN  
DER BAU DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

# MONOGRAPHIE DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

## Teil I

Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik  
Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen

## Teil II

Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums  
Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen

## Teil III

Der Bau der Nördlichen Kalkalpen  
Orogene Stellung und regionale Tektonik

von

ALEXANDER TOLLMANN

FRANZ DEUTICKE WIEN

# DER BAU DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

Orogene Stellung und regionale Tektonik

Von

ALEXANDER TOLLMANN

o. Professor, Vorstand des Geologischen Institutes  
der Universität Wien

Mit 130 Abbildungen im Text  
und 7 Tafeln in separatem Anhang

1976

FRANZ DEUTICKE WIEN

Alle Rechte — insbesondere das der Übersetzung und des Nachdruckes, auch auszugsweise,  
als Mikrofilm oder auf photomechanischem Wege — vorbehalten.  
Copyright © 1976 by Franz Deuticke, Vienna

ISBN 3 7005 4425 1  
Satz und Druck : R. Spies & Co., 1050 Wien

# INHALT

Einleitung . . . . .	1
<b>1. Kapitel: Zur Geschichte der Erforschung des Kalkalpenbaues</b>	<b>5</b>
<b>2. Kapitel: Die Stellung der Kalkalpen im alpin-karpatischen Orogen</b> . . . . .	<b>19</b>
A. Die Dimensionen . . . . .	21
B. Großtektonische Stellung und Allochthonie . . . . .	27
C. Zur Frage der für die Gestaltung des Ostalpins maßgebenden Subduktionszonen. . . . .	43
<b>3. Kapitel: Die regionale tektonische Gliederung der Kalkalpen</b>	<b>45</b>
A. Die großtektonische Gliederung . . . . .	47
a) Überblick . . . . .	47
b) Die Großgliederung . . . . .	47
c) Der Baustil der einzelnen großtektonischen Einheiten . . . . .	50
d) Die bruchtektonischen Lineamente im Satellitenbild . . . . .	56
B. Der regionale tektonische Bau . . . . .	65
a) Der Westteil der Kalkalpen bis zum Einsetzen des Juvavikums im Raum von Lofer . . . . .	65
I. Tiefbajuvarikum . . . . .	65
1. Die Cenoman-Randschuppe . . . . .	65
2. Der Westabschnitt der Allgäudecke westlich vom Lechquertal . . . . .	68
3. Der Ostabschnitt der Allgäudecke östlich vom Lechquertal . . . . .	81
II. Hochbajuvarikum (Lechtaldecke) . . . . .	86
1. Rhätikon . . . . .	86
2. Die Lechtaldecke in den Klostertaler Alpen . . . . .	97
3. Die Lechtaldecke im Tiroler Anteil der Lechtaler Alpen . . . . .	117
4. Die Hochbajuvarischen Halbklippen und Deckschollen in den Vilsener Alpen . . . . .	134
5. Die Lechtaldecke zwischen Ammergauer Gebirge im Westen und dem Innquertal im Osten . . . . .	140
6. Die Lechtaldecke östlich vom Innquertal . . . . .	160

III. Tirolikum (Inntaldecke, Krabachjochdecke und Tirolikum östlich vom Inn) . . . . .	162
1. Allgemeine Bemerkungen . . . . .	162
2. Die Deckschollengruppe der Inntaldecke im Flexenpaßgebiet . . . . .	163
3. Der Westteil der Inntaldecke westlich von Nassereith . . . . .	173
4. Der Ostteil der Inntaldecke östlich von Nassereith . . . . .	181
5. Die Krabachjochdecke . . . . .	188
6. Das Tirolikum östlich vom Inn . . . . .	190
b) Der Ostteil der Kalkalpen ab dem Einsetzen des Juvavikums im Raum von Lofer . . . . .	195
I. Tiefbajuvarikum . . . . .	195
1. Die Cenoman-Randschuppe . . . . .	195
2. Schürflingsfenster mit Elementen der Cenoman-Randschuppe bzw. des Tiefbajuvarikum-Vordertiles im Kalkalpeninneren . . . . .	200
3. Die Ternberger und Frankenfesler Decke sowie die Weyerer Bogenstruktur . . . . .	203
II. Hochbajuvarikum . . . . .	220
1. Reichraminger Decke . . . . .	220
2. Lunzer Decke . . . . .	225
III. Tirolikum . . . . .	232
1. Die Staufen-Höllengebirgsdecke (Watzmannscholle, Steinernes Meer, Hagen-Tennengebirgszug, Werfener Schuppenzone, Osterhorn-, Schafberg-, Sparber- und Traunalpenscholle, Sengsengebirgszug) . . . . .	232
2. Die Totengebirgsdecke . . . . .	262
3. Die Warscheneckdecke und die Wörschacher-Admonter Zone . . . . .	264
4. Die Sulzbachdecke und Reiflinger Scholle . . . . .	268
5. Die Reisalpendecke . . . . .	278
6. Die Unterbergdecke . . . . .	282
7. Die Peilsteindecke . . . . .	286
8. Die Göllerdecke . . . . .	290
IV. Allgemeine Anmerkungen zum Ostende der Kalk(vor)alpen und zu ihrer Fortsetzung im Untergrund des Wiener Beckens . . . . .	306
1. Der Alpen-Karpaten-Knick . . . . .	306
2. Die Thermenlinie . . . . .	307
3. Die Fortsetzung der Kalkalpen im Untergrund des Wiener Beckens . . . . .	309
c) Das Juvavikum — die Kalkhochalpen . . . . .	312
I. Die Berchtesgadener Decke und ihr Hallstätter Schollenkranz . . . . .	312
1. Die tiefjuvavischen Schollen zwischen Lofer und Hallein . . . . .	312
2. Die Berchtesgadener Decke . . . . .	319

II. Die Lammereinheit . . . . .	324
III. Das Juvavikum im Salzkammergut . . . . .	331
1. Das Tiefjuvavikum . . . . .	336
a) Die Zlambach-Einheit . . . . .	337
b) Der Mandlingzug . . . . .	342
c) Die Sandlingdecke . . . . .	342
2. Das Hochjuvavikum — die Dachsteindecke . . . . .	354
IV. Das Juvavikum der östlichen Kalkhochalpen . . . . .	359
1. Die Mürzalpendecke sowie auflagernde Hallstätter Deckschollen . . . . .	359
a) Überblick . . . . .	359
b) Die Haller Mauern . . . . .	363
c) Die Gesäuseberge . . . . .	365
d) Die Hochschwabgruppe . . . . .	371
e) Die Mürztaler Alpen . . . . .	375
f) Die Hohe Wand und die Fischauer Berge . . . . .	387
2. Die Schneebergdecke . . . . .	391
Literatur . . . . .	397
Orts- und Sachregister . . . . .	431

<b>QUARTÄR</b>			il	Lärchbergsschichten
	q	Quartär i a	itr	Tressensteinkalk
	ra	Alluvium	tba	Barmsteinkalk
	d	Diluvium	io	Oberalmer Schichten
<b>NEOGEN</b>			ioc	Oberalmer Basiskonglomerat
	n	Neogen	ia	Ammergauer Schichten
	np	Pannon	ioc	Hinterrißschichten
	ns	Sarmat	ih	Ruhpoldinger Radiolarit
	nd	Baden	ita	Tauglbodenschichten
<b>KREIDE</b>			irb	Rofanbrekzie
	k	Kreide i a	<b>DOGGER</b>	
	ks	Kreide - Sandstein	idr	Reitmauerkalk (Bositrakalk)
	km	Kreide - Mergel	idk	Klauskalk
	kb	Kreide - Brekzie	idv	Vilser Kalk
	kk	Kreide - Konglomerat	idb	Doggerbrekzie
	kr	Gosau	idh	Chiemgauer Schi. (Dogger-Kieselschiefer)
	krz	Zwieselalmschichten	idS	Strubberschichten
	krn	Nierentaler Schichten	idw	Waldhoferer Schi. (Bositraschiefer)
	krk-	Gosauriffkalk	<b>LIAS</b>	
	krk	Gosaukalk	l	Lias i a
	krm	Gosaumergel	lf	Allgäuschichten (LIAS-DOGGER)
	krs	Gosausandstein	lsa	Sachranger Schiefer
	krc	Gosaukonglomerat	lka	Kalksbürger Schichten
	krb	Gosaubrekzie	lkk	Kirchsteinkalk (Liasieselskalk)
	ki	Itruvianschichten	lsb, lhk	Scheibelberg, Liasornsteinkalk
	kl	Losensteiner Schichten	la	Adneter Kalk
	kim	Losensteiner Mergel	le	Enzesfelder Kalk
	kls	Losensteiner Sandstein	lce	Liascephalopodenkalk
	klc	Losensteiner Konglomerat, Brekzie	lh	Hieriatzkalk
	kt	Tannheimer Schichten	lsp	Liasspatkalk
	knb	Neokome Brekzie	lbr	Liasbrachiopodenkalk
	kns	Roßfeldschichten	lho	Hochfelnkalk
	kn	Schrambachschichten	lb	Liasbrekzie
	kne	Neokom i a.	lc	Liaskonglomerat
<b>JURA</b>			<b>RHÄT</b>	
	ika	Jura - Kreide - Aptychenschichten	tra	Rhät i a.
	i	Jura i a.	trk	Oberrhätkalk
	ik	Jurakalk	trst	Starhembergkalk
<b>MALM</b>			trp	Puchenstubener Schichten
	im	Malmkalk	trs	Schatzwalder Schichten
	ice	Steinmühlkalk (Malmcephalopodenk)	tr	Kössener Schichten
	imk	Mühlbergkalk	trz	Zlambachschichten
	tha	Haselbergkalk ("Diphyckalk")	<b>NOR (-RHÄT)</b>	
	ite	Tegernseer Kalk	th	Hallstätter Kalk (tiefer reichend)
	tag	Agathakalk ("Acanthiusschichten")	thd	Hallstätter Dolomit (tiefer reichend)
	uro	Rotensteinkalk	thp	Pedataschichten
	ip	Plassenkalk	thpk	Pedatakalk

Abb. 1 a: Signaturschlüssel

<b>NOR (-RHAT) Fortsetzung</b>		<b>ANIS (-CORDEVOL)</b>	
	thpd Pedatadolomit		tm(k) Alpiner Muschelkalk
	thö Pötschenkalk		tmm Maierackmergel
	tha Aflenzler Kalk		tmh Schreyeralmkalk
	tik Wandkalk		tmrd Reiflinger Dolomit
	tk- Dachsteintuffkalk		tmr Reiflinger Kalk, Göstlinger Kalk
	tk Dachsteinkalk		tmwd Steinalm - Wettersteindolomit
	tdk Plattenkalk		tmw Steinalm - Wettersteinkalk
	tdt Tierbergkalk		tmsta Steinalmdolomit
	tdrh Ybbsitzer Rauhwacke		tmst Steinalmkalk
	ldS Keuperschiefer		tma Annaberger Schichten
	ldse Seefeldler Schichten		tmak Annaberger Kalk
	td Hauptdolomit, Dachsteindolomit		tmad Annaberger Dolomit
	tdmy Hauptdolomitmylonit		tmd Anisischer Dolomit
<b>KARN</b>			tmq Gutensteiner Schichten
	tlmz Müritzaler Schichten (KARN-NOR)		tmgd Gutensteiner Dolomit
	tl Nordalpine Raibler Sch. und Karnia.		tmk Gutensteiner Kalk
	ttt Tisovec - Kalk		tmS Gutensteiner Basisschichten
	tld Tisovec - Dolomit		tmrh Reichenhaller Sch. und Drossaschi.
	tlrh Karnische Rauhwacke	<b>SKYTH</b>	
	tly Karnischer Gips-Anhydrit		t- Werfener Kalk
	tld Karnischer Dolomit		t Werfener Schiefer
	ttk Karnischer Kalk		tq Werfener Quarzit
	tlca Carditaschichten		ts Buntsandstein
	tlci Cidariskalk	<b>PERM</b>	
	tlo Opponitzer Schichten		pbe Bellerophonschichten
	tloy Opponitzer Gips-Anhydrit		py Haselgebirge, Gips
	tlorh Opponitzer Rauhwacke		pyS Haselgebirgstonschiefer
	tlod Opponitzer Dolomit		pp Prebichlschichten
	tlod Opponitzer Dolomit		pg Grödener Sandstein
	tlod Opponitzer Dolomit		pm Mitterberger Schichten
	tlod Opponitzer Dolomit		pf Fellersbachschichten
	tll Lunzer Schichten		ph Hochfilzener Schichten
	tis Lunzer Sandstein		pv Alpiner Verrucano
	tIS Reingrabener Schiefer	<b>WEITERE EINHEITEN</b>	
	tia Aonschichten		mo Molasse
<b>LADIN - CORDEVOL</b>			fy Flysch
	twa Aribergschichten		bu Buntmergelserie
	twak Aribergkalk		gr Grestener Jura - Unterkreide
	twad Aribergdolomit		he Helvetikum
	twp Parthnachschichten		ar Arosazone (Mittelpennin)
	twpk Parthnachkalk		cb Karbon
	twpd Parthnachdolomit		ap Altpaläozoikum
	twm Parthnachmergel		qph Quarzphyllit
	twr Raminger Kalk		phg Phyllitgneis
	twd Wettersteindolomit, Ramsauadol		ak Kristalline Gesteine i.a.
	twk Wettersteinkalk		

Abb. 1 b: Signaturschlüssel

*Meiner lieben Frau Edith Kristan-Tollmann  
in Dankbarkeit  
für die begeisterte Mitarbeit  
in all den Jahren kalkalpiner Forschung  
gewidmet.*

## EINLEITUNG

Glücklich der Geologe, dem es vergönnt ist, in den Alpen arbeiten zu dürfen, alpine Geologie in ihrer ganzen Vielfalt, mit all ihren Problemen und ihren Überraschungen erforschen und erleben zu dürfen. Innerhalb dieses so hochkomplizierten und für den Geologen zugleich so wunderbaren alpinen Systems aber nehmen die Nördlichen Kalkalpen kraft der besonderen Fülle ihrer verschiedenen geologischen Aspekte eine ganz besondere Stellung ein: Seit Anbeginn der geologischen Forschung in den Alpen stehen sie daher im Vordergrund des Interesses der Naturforscher, haben schon Generationen von Geologen in ihren Bann geschlagen. Das Reizvollste an ihrem Aufbau sind wohl die hart aneinander stoßenden Kontraste von lehrbuchhaft schön und gut überblickbar entwickelten Strukturen in gut gegliederten, fossilreichen Serien auf der einen Seite und von schwer durchschaubaren, hochkomplizierten Bauplänen auf der anderen Seite, deren Lösung dem forschenden Geologen echte körperliche und geistige Anstrengung abverlangt. Noch heute, nach weit über hundert Jahren intensiver Untersuchungen im Herzen Europas bieten sich hier in den Nordkalkalpen noch immer jedem Forscher ganz verschiedener geologischer Arbeitsrichtung bedeutende Probleme – dem Stratigraphen, dem Paläontologen, dem Tektoniker. Und in bezug auf manche Sparten unserer Wissenschaft sind die Kalkalpen trotz aller Durchforschung bis in die jüngste Zeit noch immer Neuland geblieben – so in der Mikropaläontologie, der Mikrofazieskunde und sedimentgenetischen Forschung.

Der eigenartige Reiz, den die Arbeit in den Kalkalpen birgt, wird zunächst schon von der landschaftlichen Vielfalt und Schönheit untermalt, die selbst wieder vom geologischen Bau abhängt. Liebliche und romantische Bilder in den Kalkvorallen kontrastieren mit großartigen Szenerien in den Kalkhochalpen. Auch für die Entwicklung hochstehender Kulturen ist wiederum der Boden mit seinen Schätzen verantwortlich gewesen, wie das Beispiel der an die Salzlagerstätten gebundenen Blüte der Hallstätter Kultur im Salzkammergut zeigt. Kultur und Natur prägten gleichermaßen die Landschaft. Die Besonderheit der Kalkalpen aber liegt darin, daß hier wie in keinem anderen Gebirgssystem der Alpen ein Reichtum und eine Vielfalt von faziellen, oft auf engem Raum kontrastierenden hochmarinen Serien der Tethys zur Entwicklung kamen, reich auch an Faunenelementen aller Art, später zwar durch die Gebirgsbildung intensiv verformt, zerrissen, verschuppt, verfaltet, zerbrochen, aber nicht versenkt und metamorphosiert, so daß die Gefüge im Sediment ebenso wie Makro- und Mikrofauna aufs beste erhalten sind und damit besser als in anderen Abschnitten der Alpen die Gewähr gegeben ist, daß wir dieses heute so großartig kompliziert gebaute System von Decken zu analysieren vermögen. Von den Lebensbedingungen in den Teiltrögen zur Zeit der Sedimentbildung im Mesozoikum in bezug auf die Tiefe, Strömungsrichtung, Temperatur und alle weiteren ökologischen Faktoren angefangen, bis zur so vielphasig abrollenden Orogenese mit den gewaltigen Deckenschüben, der Entwurzelung der Kalkalpen als Ganzes und ihrer Fern-

verfrachtung zu einem in der heutigen Umgebung fremden, schwimmenden Element, bis zur Erhebung zum Hochgebirge und ihrer morphologischen Gestaltung läßt sich heute ein bereits sehr nuanciertes Bild des Entwicklungsablaufes geben.

In vielfacher Hinsicht stellen die Nordkalkalpen ein Musterbeispiel für den alpinen Bau dar. Stammen sie doch aus dem innersten, den Vorlandseinflüssen am weitesten entzogenen Teil des Tethysmeeres, wo sich die typischsten alpinen Serien mit den typischsten alpinen Faunen entwickeln konnten, zeigen sie doch andererseits durch die darauffolgende so intensive Einbeziehung in den Gebirgsbau ein reiches Formeninventar alpiner Tektonik bis zu hochkomplizierten Strukturen, von verkehrt liegenden Decken, die eine Breite von 10 km erreichen können, bis zu den potenziert verfalteten Systemen von abgerollten, abgescherten, verschleppten Teileinheiten. Durch die Interferenz von Transgression nach Erosionsepochen noch während des vielphasigen tektonischen Geschehens bieten sie – wie etwa am berühmten Beispiel der Gosau bestens bekannt – Momentaufnahmen vom jeweils erreichten tektonischen Formungszustand, gewähren auf diese Art besser als zahllose andere Gebirgszüge Einblick in das Wesen und manchmal auch in den Mechanismus der Orogenese. Durch Schürflinge, durch Bloßlegung von Wurzelzonen, durch flächenmäßige Abtragung von höheren Einheiten bis zu „Tektonischen Moränen“ der Unterlage sowie durch die Hochschaltung der so schön erschlossenen Kalkalpenbasis im Westabschnitt bieten die Kalkalpen auch immer wieder Einblicke in die sonst meist unzugänglichen, der Beobachtung entzogenen Tiefenstrukturen eines Deckgebirgsdeckensystems.

Der strukturellen Formung der Kalkalpen mag wohl jene des Schweizer Helvetikums zur Seite zu stellen sein. In fazieller und faunistischer Art aber stehen die Kalkalpen ohne Gegenstück im Alpenbogen da. Die stratigraphische Entwicklung der ihnen am weitesten gleichenden, ursprünglich ja auch benachbarten Südtiroler Dolomiten, ist noch einfach im Vergleich zu jener der Nördlichen Kalkalpen. Die Hallstätter Zone mit ihrer besonderen Individualität, mit jenem Übermaß an Gegensätzen auf engstem Raum, verleiht ihnen mit eine besondere Note.

Eine Fülle tektonischer Erkenntnisse ist in dem halben Jahrhundert seit der Einführung der Deckenlehre in allen Abschnitten der Kalkalpen erzielt worden, ermöglicht durch eine Neuaufnahme eines großen Teiles des Gebirgssystems, durch eine stetig steigende Verfeinerung der stratigraphischen Kenntnisse und zuletzt durch speziell angesetzte gefügeanalytische Untersuchungen in umstrittenen Abschnitten. Die Zahl der Einzelarbeiten über bestimmte Abschnitte oder über bestimmte Fragen der Kalkalpen ist schon fast unüberblickbar geworden. So ist das Bedürfnis nach ordnender Zusammenfassung unserer Kenntnisse vom Bau dieser so eindrucksvollen und lehrreichen Gebirgsregion der Ostalpen mehr und mehr gewachsen. Liegen doch außer den Darstellungen von E. SPENGLER in Schaffer's Geologie von Österreich (1951) und in seinen Arbeiten über die Abwicklung der kalkalpinen Decken (1953–1959) keinerlei etwas mehr ins einzelne gehende Darstellungen über den Gesamttraum der Kalkalpen vor. Eine einigermaßen detaillierte tektonische Karte dieses Raumes, die außer den Hauptstrukturlinien wie Deckengrenzen und Hauptstörungen auch die für das Gesamtbild wesentlichen inneren Strukturen des Faltenbaues erfaßt, war in der Vergangenheit niemals zusammengestellt worden. Es ist dies insofern verständlich, als eine solche Zusammenstellung es nicht mit einer Verarbeitung der bedeutenden Literatur allein bewenden lassen darf, da

die vielfältigen Gegensätze der Meinungen auf der Karte zu einer Entscheidung zwingen, so daß demnach eine Revision aller wesentlichen Problemabschnitte bei einer derartigen Synthese nicht zu umgehen ist.

Vom Verfasser war die Strukturanalyse der Kalkalpen bei der Gesamtdarstellung des tektonischen Bildes der Ostalpen in der „Ostalpensynthese“ (1963) noch unterblieben, da bei dem gegensätzlichen Stand der Meinungen eine Übernahme der einen oder anderen Auffassung unweigerlich größere Irrtümer mit sich gebracht hätte. In der Zwischenzeit wurde dem Studium der kalkalpinen tektonischen Problemabschnitte besonderes Augenmerk zugewendet und schließlich nach Revision aller für die tektonischen Fragen wesentlichen Abschnitte unter Neukartierung von manchen Schlüsselgebieten (Ötscherland, Blühnbachtal etc.), für die nur völlig unzureichende Grundlagen vorhanden gewesen waren, eine erste kartenmäßige detaillierte Gesamtdarstellung des tektonischen Baues der Kalkalpen durch die Erstellung der tektonischen Karte 1 : 100.000 in fünf Blättern (1967–1970) vorgenommen. Der erläuternde Text dieser Übersichtskarte mußte aus technischen Gründen in knapper Form gehalten werden, viele Probleme, manche Ergebnisse konnten nicht in zureichendem Maße zur Sprache kommen. So erschien eine einheitliche, ausführlichere Darstellung des Gesamttraumes in der hier gegebenen Form wünschenswert. Auch kann bei dieser Art der Darstellung auf manche noch im Fluß befindliche Fragen – wie etwa jene der Hallstätter Zone – näher eingegangen werden.

Mit diesem dritten Band der Kalkalpen-Monographie ist durch Erörterung des regionalen Baues das Gesamtvorhaben einer etwas detaillierteren Besprechung der Nordkalkalpen abgeschlossen, nachdem es sich als unumgänglich erwiesen hatte, die allgemeinen deckentektonischen Fragen des kalkalpinen Baues und die Stratigraphie dieses Gebirgssystems in den ersten Bänden eigens zu behandeln. Wie bereits dort ausgeführt, kann diese Darstellung zufolge noch manch offener Probleme auf der einen Seite, durch den raschen Fluß der kalkalpinen Forschung andererseits, nicht den Anspruch auf Endgültiges besitzen. Auch in diesem Band konnte ich mich nur bemühen, allen heute bekannten Ergebnissen gerecht zu werden und trotz der noch offenen Fragen eine dem heutigen Stand entsprechende Übersicht zu vermitteln.

Da die vorliegende Studie gerade in einer Phase der stürmischen Entwicklung der tektonischen Erforschung der Kalkalpen, besonders der Kalkhochalpen mit ihren Hallstätter Zonen, verfaßt worden ist, war es unvermeidlich, daß sie in zahlreichen Abschnitten durch Verarbeitung der Neuergebnisse verschiedener Autoren und eigenen, bis zuletzt in den kritischen Abschnitten durchgeführten Beobachtungen den Charakter einer Originalarbeit annahm. Daß bei Besprechung solch kritischer Abschnitte mit neuen Interpretationen auch manche ausführlichere Erörterung als bei der Besprechung von endgültig Geklärtem erforderlich schien, möge entschuldigt werden.

Da zahlreiche Abbildungen der regional-geologischen Serie der Kalkalpen bereits bei Besprechung der tektonischen Strukturformen allgemeiner Art im ersten Band dieser Monographie gebracht worden sind, muß aus technischen Gründen hier (von Ausnahmefällen abgesehen) eine Wiederholung dieser Abbildungen vermieden werden, wodurch – bei jeweiligem Hinweis – die Mitbenützung der Abbildungen jenes Bandes über allgemeine Deckentektonik für das Studium des regionalen Baues der Kalkalpen von Vorteil ist. Eine rasche Information über die Grundzüge des Baues der Nordkalkalpen sowie über deren Hauptstrukturen ist einerseits durch das Studium des Abschnittes

„Großgliederung“ (S. 47 ff.), andererseits durch Beachtung der Tafelerläuterungen in Verbindung mit den Tafeln 1–7 zu gewinnen.

Mit Dankbarkeit möchte ich am Schlusse dieser einleitenden Betrachtungen die wertvolle Hilfe erwähnen, die mir durch die finanzielle Unterstützung durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung zur Durchführung der für den Abschluß dieses Bandes unerläßlichen feldgeologischen Untersuchungen und deren Auswertung im Rahmen des Projektes Nr. 2540 gewährt worden ist.

In besonderer Dankbarkeit aber ist das Übermaß an Unterstützung hervorzuheben, das mir bei all meiner geologischen Tätigkeit durch die Mitarbeit meiner Frau, Edith Kristan-Tollmann, zuteil geworden ist. Sie war ebenso an mühevoller geologischer Feldarbeit wie etwa an der theoretischen Durchdringung schwieriger tektonischer Probleme maßgeblich beteiligt und hat in jeder möglichen Weise in all den Jahren den Fortschritt meiner Arbeit gefördert, so daß auch dieser Band wiederum als Gemeinschaftswerk angesehen werden muß.

Ebenso wie bei der Gestaltung des zweiten Bandes dieser Monographie gilt mein Dank ferner allen, die mir bei der technischen Ausfertigung dieser Schrift behilflich gewesen sind – Frau M. Stelzhammer, Herrn L. Leitner und Herrn A. Svolanek für ihre Unterstützung bei Schreib-, Zeichen- und Photoarbeiten am Geologischen Institut der Universität Wien sowie Frau Dr. I. Szell und Herrn Dir. W. Riehl für die freundliche Betreuung seitens des Verlages Deuticke.

## 1. Kapitel

# ZUR GESCHICHTE DER ERFORSCHUNG DES KALKALPENBAUES



Mit dem ausgehenden 18. Jahrhundert hatte in den Nördlichen Kalkalpen ebenso wie im übrigen Alpenraum die problembewußte und zielstrebige geologische Forschung eingesetzt. Sie hatte gleich zu Beginn mächtige Impulse durch die Fülle von Beobachtungen und aufgeworfenen Fragen erhalten, die gemeinsame geologische Forschungsreisen von A. v. HUMBOLDT und L. v. BUCH in den Jahren 1797–1799 geliefert hatten.

Die lange anhaltende erste Epoche der Erforschung dieses kompliziert gebauten Gebirgssystems war ganz der Lösung stratigraphischer Probleme gewidmet. Das Erfassen der Individualität der Schichtglieder, die Auflösung des Sammelbegriffes „Alpenkalk“ beherrschte die Forschung bis über die Mitte des vorigen Jahrhunderts hinaus. Im Band 2 der Monographie der Nördlichen Kalkalpen ist hierüber S. 5 ff. näher berichtet worden.

Auch noch in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts stand die stratigraphische Analyse im Vordergrund. Die durch die intensive tektonische Umgestaltung bedingten Komplikationen in der Schichtlagerung zwangen die Forscher aber mehr und mehr, sich mit den Gegebenheiten des tektonischen Baues auseinanderzusetzen, um den rechten Weg zur Entwirrung des gestörten Planes, zur Rekonstruktion der ursprünglichen Verhältnisse, zu finden.

Zunächst hatte man alle tektonischen Umgestaltungen in den Kalkalpen entweder durch Verwerfungen, also durch bruchtektonische Strukturen, oder durch Faltungen zu erklären versucht. Wesen und Bedeutung der in den Kalkalpen in großtektonischer Hinsicht wohl aber entscheidendsten Struktur, jene der flachen Überschiebung, wurde erst relativ spät erfaßt.

Die vielfach gut aufgeschlossenen flachen tektonischen Überlagerungen von Älterem über Jüngerem, später durch die Deckenlehre auf elegante und einfache Weise erklärt, waren zunächst einzelnen Forschern der Pionierzeit in bestimmten Regionen aufgefallen, und man findet, von A. BITTNER im Osten angefangen (Profiltafel Abb. 3 b der Hernstein-Monographie 1882) bis zu den sorgfältig gezeichneten Profilen von C. W. GÜMBEL im Westen, immer wieder die klare und objektive Erfassung dieser sichtbaren Überschiebungen. 1894 gibt A. BITTNER eine Zusammenstellung über die bekanntesten „Überschiebungs-Erscheinungen in den Ostalpen“.

Die Deutung dieser Lagerung zeigt in der Zeit vor dem Einzug der Deckenlehre allerdings bei den einzelnen Forschern durchaus individuelle Züge, wie einige typische Beispiele aus dem Westabschnitt der Kalkalpen zeigen sollen. Dort liegen ja in den Allgäuer und Vilser Alpen weithin die Triasdolomite, zum Teil flach über der Jura-Unterkreide-Serie aufgeschoben, häufig landschaftlich eindrucksvoll hervortretend. Zwei Jahre nach Beginn seiner Untersuchungen hatte C. W. GÜMBEL (1856, S. 38) hier noch versucht, eine einfache Tektonik durch Umdeutung der zuvor schon in der für ihre Zeit ausgezeichneten Arbeit des Schweizer Geologen A. ESCHER v. d. LINTH (1853, S. 19 ff.) in Vorarlberg erkannten Obertriasdolomite in Dolomite des höheren Jura zu erreichen. A. ESCHERS Erkenntnisse aber waren durchaus fundiert gewesen: Er hatte im Herbst 1843 in Begleitung von B. STUDER die Verhältnisse in Vorarlberg studiert, war 1845 und 1850 allein, 1851 gemeinsam mit P. MERIAN wiedergekommen und hatte eine grundsätzlich

richtige stratigraphische Gliederung in Helvetikum, Flysch und Kalkalpen erarbeitet und 1853 mitgeteilt. In tektonischer Hinsicht hatte A. ESCHER den Faltenbau herausgearbeitet. Statt dessen aber setzte C. W. GÜMBEL Verwerfungen zur Erklärung der gestörten Verbände. Seit 1857 wurde F. v. RICHTHOFEN von der Geologischen Reichsanstalt in Wien mit der Aufnahme des westlichen Kalkalpenabschnittes betraut. Seine Ergebnisse, schon 1859 veröffentlicht, muten ganz modern an. Er hatte zunächst wiederum das triadische Alter der überschobenen Schollen fixiert und tektonisch flach lagernde Strukturen nicht als Falten und nicht durch steile Verwerfungen, sondern durch flache, gegen Norden ansteigende Überschiebungen erklärt, an denen teils Trias über Jura, teils auch Trias – in Schuppen zerlegt – intern überschoben war – ein gewaltiger Fortschritt in Beobachtung und Deutung! Für die langen Faltenzüge in diesem Raum stellte er die Theorie der „Hebungswellen“ auf. Die flache großräumige tektonische Überschiebung der Kalkalpen im Rhätikon über den Flysch war von F. v. RICHTHOFEN in erstaunlich klarer Weise dargestellt worden (1859, Taf. 2, Prof. 1) – Abb. 2. Aber auch die internen Fernüberschiebungen bzw. Überfaltungen in den westlichen Nordkalkalpen wurden mancherorts von F. v. RICHTHOFEN zutreffend erfaßt: Die Krabachjoch-Deckscholle wurde als riesiges, freischwimmendes Element (allerdings von Norden rückgefaltet gedacht) gezeichnet – vgl. Abb. 2 –, 40 Jahre bevor man begann, den Deckenbau der Kalkalpen zu ahnen, 107 Jahre vor einer Epoche, in der die Krabachjoch-Deckscholle wiederum als Pilz im Untergrund verwurzelt werden sollte! Der für O. AMPFERER (1915, S. 307 f.) noch überraschende Umstand, daß RICHTHOFEN hier eine Deutung durch Südüberfaltung gibt, kann heute klargestellt werden: Während ja in der Krabachjoch-Deckscholle durch das freie Schwimmen ohne kleintektonische Untersuchungen eine Bewegungsrichtung nicht unmittelbar einsichtig ist, stammt RICHTHOFENS Vorstellung der Südfaltung aus seinem übernächsten, westlich benachbarten Profil (1859, Taf. 3, Fig. 10), wo der Spuller Schafberg – von Westen her betrachtet – eine scheinbar gegen Süden hin zusammengeklappte riesige Allgäuschicht-Einfaltung darbietet, wie sie noch 1969 M. RICHTER (S. 131, Abb. 42) gezeichnet hat. Aus dieser sichtbaren Großstruktur ist die Bewegungsrichtung für die östlich benachbarte Scholle abgeleitet worden.

Wie aber so häufig, wurde nicht auf den fundamentalen Erkenntnissen von F. v. RICHTHOFEN weitergebaut, sondern es versuchte fast jeder weitere Bearbeiter, sich ein eigenes Bild, seinem Vorstellungskreis entsprechend, zu schaffen. E. v. MOJSISOVICS, der die Arbeit in Vorarlberg fortsetzte, entwickelte gemäß seiner stratigraphischen Ausrichtung die Vorstellung (1873, S. 174), daß der Flysch nicht von den Kalkalpen überschoben sei, sondern in tiefen Buchten transgressiv eindringe, daß das Flyschmeer die Kalkalpen überflutet und seine Schichten diskordant abgesetzt hätte. Die von RICHTHOFEN erfaßten Überschiebungen verschwanden wiederum von der Karte und auch aus dem Denken der übrigen, sich mit dem Thema befassenden Ostalpengeologen – mit Ausnahme von C. W. GÜMBEL. M. VACEK (1879, S. 758), ein weiterer Bearbeiter der Vorarlberger Kalkalpen, schloß sich zum Beispiel voll der Transgressionstheorie an.

Aber auch noch in der Zeit, in der nach der Jahrhundertwende bereits Gewißheit über die flachen Überschiebungen, über den Deckenbau geherrscht hatte, wurden weitere tektonische Theorien in den westlichsten Abschnitten der Kalkalpen entwickelt, die eigene und eigenartige Erklärungen brachten: Der Münchner Geologe A. ROTHPLETZ, der noch vor der Jahrhundertwende so Vieles an grundlegendem tektonischem Beobachtungs-

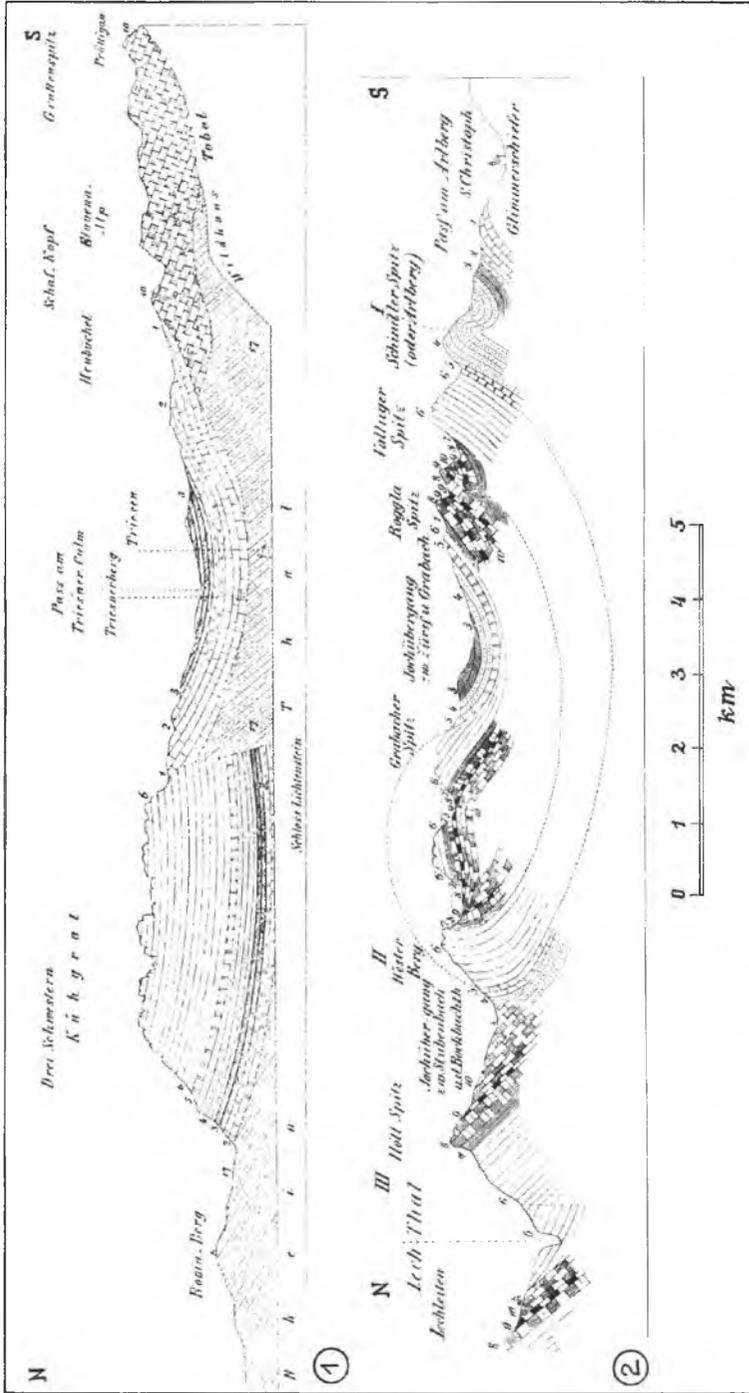


Abb. 2, Fig. 1: Die flache Überschiebung der Kalkalpen im Rhätikon auf den Flysch auf den Rhenitales östlich des Rheintales bereits 1859 (Taf. 2, Fig. 1) erkannt. Das meridional orientierte Profil zeigt die Überschiebung in der ganzen Breite dieses westlichsten Teiles der Kalkalpen über dem mit Wellenlinien (Signatur 17) eingetragenen, als Eozän eingestuftes Flysch. — Erläuterung der Schichtglieder im Originaltext: 1 Verrucano; 2-5 Obere Trias: 2 Virgloria-Kalk, 3 Partnach-Schichten, 4 Arlberg-Kalk, 5 Raibler Schichten; 6-10 Lias: 6 Unt. Dachstein-Kalk und Dolomit, 7 Kössener Schichten, 8 Ob. Dachstein-Kalk, 9 Adneter Kalk, 10 Allgäu-Schichten; 17 Flysch (Eozän).  
 Fig. 2: Die Krabachjoch-Deckscholle nördlich vom Arlberg wurde bereits von F. v. RICHTHOFEN 1859 (Taf. 3, Fig. 12) als allochthones Element erkannt und als Überschiebungsklippe gezeichnet. Signatur wie Fig. 1.

material zusammengetragen hatte (in den Kalkalpen: 1886 Monographie der Vilser Alpen, 1888 Neuaufnahme des Karwendel, 1894 Alpenquerschnitt im Kaisergebirgs-Meridian, 1900 und 1905 West/Ostalpen-Grenzregion), war ganz von der Vorstellung eines gewaltigen Ost-West-Schubes einer die Kalkalpen mit umfassenden „Rhaetischen Schubmasse“ befangen, wobei das Ausmaß des rhaetischen Schubes gegen Westen hin mindestens 70 km betragen sollte. Während A. ROTHPLETZ aber das Wesen der großen Überschiebungen erkannt und am Durchbruch der Vorstellungen für den Fernschub – wenn auch auf seine Weise – mitgearbeitet hatte, basierte ein anderer umfassender tektonischer Erklärungsversuch, der auch von den westlichen Kalkalpen ausgegangen war, auf fixistischer Basis: H. MYLIUS hatte in München die Theorie der sprungweisen und allmählichen Drehung der Kraftrichtungen (1913, S. 12) aufgestellt. Von der richtigen Beobachtung, daß außer nordvergenten Schüben und lokal auch südvergenten ferner eine Querfaltung nachweisbar ist, ausgehend, hatte H. MYLIUS fälschlich geschlossen, daß „die jeweils aktive Kraft ... eine Drehung aus der Richtung der stärksten Kraft zu der der schwächsten erfährt“.

Schließlich sei an dieser Stelle noch vorweggenommen, daß wiederum am Beispiel der westlichen Kalkalpen in den beiden letzten Jahrzehnten erneut die Vorstellung einer gebundenen Tektonik, einer Standtektonik ähnlich jener von H. MYLIUS, aufgenommen worden ist und die Deckenstruktur durch Pilzfalten, autochthone Klippen, Beutelmulden und multivergente Gebilde erklärt hätte werden sollen. Dabei ist die Bezeichnung „erneut“ eigentlich unzutreffend, da von München aus seit je und eigentlich ohne Unterbrechung auch in der Zeit der sich so bewährenden Deckenlehre versucht worden war, den Bauplan der Oberbayrischen Berge nach dem autochthonen Schema aufzulösen (vgl. M. RICHTER, 1950, S. 342) bzw. schließlich alle Strukturen der westlichen Kalkalpen durch gebundene Tektonik zu erklären: E. FRAAS, H. MYLIUS, K. BODEN, K. LEUCHS und schließlich gewissermaßen E. KRAUS selbst, der 1959 den Startschuß zum allgemeinen Angriff auf die Deckenideen in den westlichen Kalkalpen gegeben hatte, waren Hauptrepräsentanten der gebundenen Tektonik, die dort in W. ZEIL, H. ZANKL, W. ZACHER u. a. ihre Anwälte gefunden hatte. Daneben allerdings bestand auch in München die entgegengesetzte Strömung, wie z. B. die die großtektonische Vorstellung vom Bau der Kalkalpen so überaus befruchtenden Arbeiten von F. F. HAHN bezeugen, dessen vielversprechende schöpferische Arbeitskraft so früh durch den Tod im Ersten Weltkrieg beendet worden war (vgl. O. AMPFERER, 1914, S. 331 ff.).

## A. ÜBERTRAGUNG DES KONZEPTES DER DECKENLEHRE AUF DIE NÖRDLICHEN KALKALPEN

Wiewohl die Auflösung der Glarner Doppelfalte die Basis für die Aufstellung der Deckenlehre durch M. BERTRAND am 18. Februar 1884 bildete, war für diese fundamentale Erkenntnis die seit F. v. RICHTHOFEN erkannte gewaltige Überschiebung des Westteiles der Kalkalpen über den Flysch in entscheidendem Maße mitbestimmend, wie aus den Ausführungen von M. BERTRAND von 1884, S. 328, und aus seiner Karte, S. 329, hervorgeht. Gerade in Anbetracht der gut aufgeschlossenen flachen und weiten Überschiebungen in die westlichen Nordkalkalpen ist es überraschend, daß diese neue Deckenlehre, die sich zehn Jahre später zunächst in der Schweiz rasch durchzusetzen begann, erst mit 20jähriger Verspätung auf den Internbau in den Kalkalpen übertragen worden ist – ein Hinweis darauf, wie lange eingewurzelte Vorstellungen im Geistigen nachwirken.

Das Vordringen der Idee des Fernschubes von Westen gegen Osten kann direkt an der sich in dieser Richtung abzeichnenden Verzögerung der deckentektonischen Analyse der Einzelabschnitte abgelesen werden: Seit 1859 (F. v. RICHTHOFEN, Taf. 2, Prof. 1) war über M. BERTRAND (1884, Kt.) und H. SCHARDT (1893, S. 578: „Nappe du Rhætikon“) stets der Rhätikon bei den von Westen her kommenden Überlegungen über die Allochthonie wesentlicher Gebirgsabschnitte der zentralen Alpen einbezogen worden. H. SCHARDT (S. 579) spricht sich hierbei allerdings noch gegen einen zu weiten Transport der Rhätikon-Decke von Süden her aus. 1896 (S. 39 f.) vermutete M. LUGEON bereits, daß über den Rhätikon hinaus weite Teile des Kalkalpen-Westabschnittes bis in den Allgäu tektonisch verfrachtet seien; 1898 (S. 258) machte G. STEINMANN mit Nachdruck auf die frei schwebende Lagerung des gesamten Westrandes der Kalkalpen auf Grund der verschleppten Schollen der Arosazone (= „Rhätische Decke“, G. STEINMANN, 1906, S. 37) aufmerksam. Bei M. LUGEON (1901, S. 727, S. 796 ff.) finden wir bereits die gesamten westlichen Kalkalpen bis Salzburg als allochthone Masse aufgefaßt. Dann setzt durch A. ROTHPLETZ (1902, S. 46) schon die innere Gliederung in die nachmaligen Decken im Bereich des Bajuvarikums ein (Allgäuer und Lechtaler Schubmasse). Im gleichen Jahr beschreibt O. AMPFERER (1902, S. 276) die von ihm 1901 entdeckte Karwendel-Überschiebung, die eines der Hauptargumente für seine 1911 (S. 668) abgetrennte Inntaldecke bildete – 1888 (S. 55) bzw. 1894 (S. 120 ff.) waren ja Teilstücke der Karwendel-Überschiebung durch A. ROTHPLETZ bereits erfaßt worden. 1903 (S. 751) werden schließlich in der epochemachenden Arbeit von P. TERMIER die Kalkalpen in ihrer gesamten Länge als ein über die Tauern fernüberschobenes Deckensystem erkannt: „Toutes les Alpes calcaires du nord, du Rhætikon à Vienne, sont formées d'une nappe, ou peut-être de plusieurs nappes empilées les unes sur les autres.“ 1904 (S. 892 ff.) erfolgt die tektonische Aufgliederung des Salzkammergutes in vier Decken durch E. HAUG & M. LUGEON. E. HAUG setzt die begonnene Untersuchung in

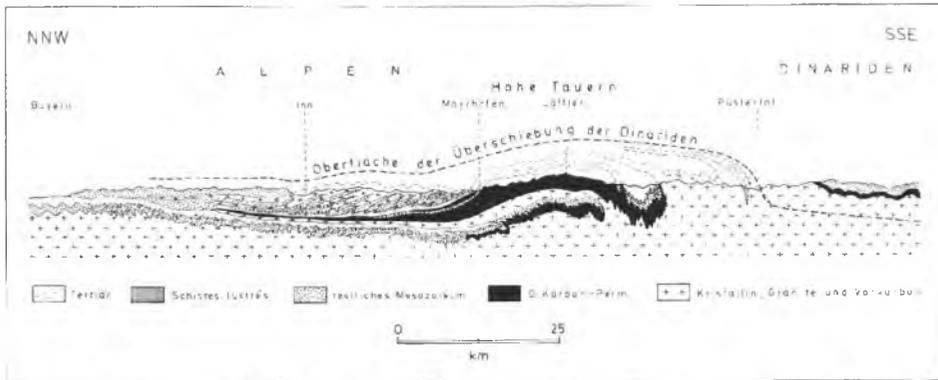


Abb. 3: Die Allochthonie der Kalkalpen im Ostalpenprofil von P. TERMIER, 1904, Taf. 22, Profil 2.

dieser Richtung weiter fort (1906; 1908; 1912). Die Deckengliederung der östlichen Kalkvorlpen und -hochalpen im niederösterreichisch-steirischen Raum schließlich geht auf L. KOBER (1909; 1912) zurück.

So erkennt man, daß die Tat von P. TERMIER 1903 (Abb. 3) bereits eine lange Vorgeschichte hat: Von der ersten fundamentalen Erfassung der flachen, freien, tektonischen Auflagerung des Rhätikon auf der Flyschunterlage bei F. v. RICHTHOFEN (1859) findet diese Erkenntnis über das „Antlitz der Erde“ von E. SUESS (1885, S. 183, Abb. 15) ihren Weg zu M. BERTRAND, der sich bei Aufstellung der Deckenlehre ausdrücklich darauf beruft (1884, S. 328, Fußnote 2).

Mit dem Siegeszug der Deckenlehre in den Kettengebirgen der Welt im Zusammenhang mit dem internationalen Geologenkongreß in Wien im Jahre 1903, brach sich der Gedanke des Deckenbaues als beherrschendes Prinzip auch in den Kalkalpen trotz aller Einwendungen machtvoll Bahn. Konnte doch mit diesem Instrument so viel Rätselhaftes, so viel faziell und lagerungsmäßig bisher nicht Deutbares, auf einfache Weise erklärt und verstanden werden.

Ein Jahrzehnt nach dem Einzug der Deckenlehre in den Ostalpen waren die decken-tektonischen Grundzüge des Kalkalpenbaues in vielen Hauptstücken geklärt. Am schwierigsten und auch am wenigsten beständig war die Gliederung in jenen Abschnitten gewesen, in denen die fazielle und tektonische Zersplitterung durch den Einbau der Hallstätter Zonen ihren Höhepunkt erreichte und in denen zu dieser Zeit nur relativ alte geologische Aufnahmen zur Verfügung standen. Hiezu zählte besonders der Mittelabschnitt der Kalkalpen im Salzkammergut bzw. die Region des Juvavikums schlechthin. Die tektonische Gliederung im Bereich der Kalkalpen war dort einfacher und dauerhafter ausgefallen, wo sich die tektonischen Leitlinien über weite Strecken hin leichter verfolgen ließen oder wo gerade neue Kartierungen durchgeführt worden waren – das waren die Abschnitte in den östlichen Kalkvorlpen bzw. in Tirol. So erwies sich einerseits die Deckengliederung der Kalkvorlpen in Frankenfesler-, Lunzer- und Ötscher-Decke mit ihren Teileinheiten, wie sie L. KOBER (1912, S. 443 ff.) gegeben hatte, als in den Grundzügen zutreffend. Durch die Entdeckung einer Reihe von Fenstern in den östlichen Kalkalpen hat L. KOBER wertvolle Beweise für den Decken-

bau geliefert: Das Schwechatfenster (1908 erkannt, 1911, S. 87 ff., Taf. II, veröffentlicht), das Hengstfenster (1912), das Fenster von Urmannsau/Erlaf (1923) stellen solche von KOBER entdeckte Schlüsselstrukturen dar. Andererseits war die deckentektonische Gliederung Tirols durch O. AMPFERER, der sich in beispiellos intensiver Feldarbeit alle wesentlichen Unterlagen durch Neukartierung des ganzen Landes selbst erarbeitet hatte, bereits in seinen ersten zusammenfassenden Darstellungen (1911, Taf. 34; 1912, Abb. 1, S. 203; 1915, Abb. 3, S. 321) so zielsicher erfaßt worden, daß die Abgrenzung von Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke in ihren Grundzügen allen späteren Überprüfungen standhielt. Vierzig Jahre lang war O. AMPFERER seit 1902 als Aufnahmegeologe der Geologischen Bundesanstalt tätig gewesen und hatte durch die Kartierung von 30 Blättern im Maßstab 1 : 25.000 (erschieden in verschiedenen Maßstäben) das größte zusammenhängende Gebiet Österreichs auf einer Gesamtdarstellung gleicher Güte vereint (vgl. hierzu R. KLEBELSBERG, 1949, S. 95).

Anders war die Situation im Bereich des J u v a v i k u m s. Fünf Forscherpersönlichkeiten sind in bezug auf die tektonische Erforschung in der Pionierzeit der Deckenlehre für diesen Raum hervorzuheben: der französische Geologe Emil HAUG, der Pole Jan NOVAK, Leopold KOBER als Vertreter der Wiener Schule, F. F. HAHN als Schüler von A. ROTHPLTZ aus München und, später in die Diskussion eingreifend, E. SPENGLER, der in Wien und Prag tätig gewesen war. E. HAUG hatte (1906, Taf. 10; 1912, S. 141 ff.) zunächst vier, dann fünf Decken im Mittelabschnitt der Kalkalpen unterschieden und als primäre Abfolge von Norden nach Süden, von tiefster zu höchster Einheit, die Reihe Bayrische Decke, Totengebirgs-Decke, Salzdecke, Hallstätter Decke und Dachstein-Decke aufgestellt. Die Trennung der beiden Hallstätter Decken (Salzdecke mit Zlambachfazies, Hallstätter Decke mit Hallstätterkalkfazies) besteht nur in bestimmten Abschnitten, z. B. gerade im östlichen Salzkammergut zu Recht. Da abschnittsweise aber beide Hallstätter Fazies in einer gemeinsamen Hallstätter Einheit vorkommen, ließ J. NOVAK (1911) nur eine einheitliche Hallstätter Decke zwischen seiner Bayrischen Decke im Norden und der Dachstein-Decke im Süden gelten. F. F. HAHN (1913) ging einen Schritt weiter und zog auch noch diese einheitliche Hallstätter Decke mit der Dachstein-Decke zu seinem „Juvavikum“ zusammen. Wiederum werden wir zeigen können, daß auch dieser Gliederung in bestimmten Abschnitten reelle Fakten zugrunde liegen, daß die Auffassung aber in der generalisierenden Form für die ganze Zone nicht zutrifft. F. F. HAHN aber ist eine entscheidende Verbesserung der Gliederung des Voralpin in sein „Tiefbajuvarikum“ (Allgäudecke im Sinne AMPFERERS, Frankenfesler Decke als östliches Äquivalent), in das „Hochbajuvarikum“ (Lechtaldecke; östliches Äquivalent: Lunzer-Decke) und in das „Tirolikum“ zu verdanken, dem im Osten nicht nur Ötscher- und Totengebirgs-Decke, sondern auch noch manche, früher als Hochalpin betrachtete Elemente zugeordnet werden. An der von E. HAUG eingeführten Trennung von Hallstätter- und Dachstein-Decke hingegen hielt L. KOBER auch im übrigen juvavischen Raum der Kalkalpen bis zu ihrem Ostrand seit 1909 fest, als er im Osten der Kalkhochalpen die Hallstätter Decke aus dem Bereich der Hohen Wand unter der von ihm zur hochalpinen Einheit gezählten Schneebergdecke hindurch in die Mürztaler Alpen weiterführte. Während aber für diese hochalpine Gliederung im Raum des Schneeberges bis in die jüngste Zeit neue Zeugen gefunden worden sind, ist eine Teilung des Juvavikums weiter im Westen, von den Mürztaler Alpen an, nicht in dieser Form vorhanden.

Auf die vielfältige Weiterentwicklung der hier angeführten Haupttrichtungen der Anschauungen in der Folgezeit soll hier nicht im einzelnen eingegangen werden. Bei F. TRAUTH (1937, S. 473–494) findet man eine ausführliche Darstellung der historischen Entwicklung der Vorstellungen. Nur in bezug auf das Schicksal der Hallstätter Zone soll noch die weitere Entwicklung der Auffassungen verfolgt werden, da hinsichtlich dieser problemreichen Region trotz aller weiteren wesentlichen Forschungsergebnisse der Zwischenzeit bis heute noch manche Frage offensteht. Rein topographisch erscheinen diese Zonen dort, wo sich in ihrem Bereich tirolische oder hochjuvavische Schollen einschalten, in zwei Teilzonen, in einen nördlicheren und einen südlicheren Zug gespalten. Ausgehend von den Verhältnissen im Salzkammergut, wo ganz untergeordnet Hallstätter Schollen auch über der hochjuvavischen Dachstein-Decke liegen, ergaben sich in unserem Jahrhundert folgende drei grundsätzliche Auffassungen, zu denen in neuerer Zeit noch eine vierte, kombinierende Vorstellung hinzukommt:

1. Die Hallstätter Schollenzüge liegen in bezug auf ihre Umgebung (sowohl Tirolikum als auch Hochjuvavikum) relativ autochthon. Diese Meinung geht auf die von E. v. MOJSISOVICS stammende „Kanaltheorie“ zurück, die über E. KITTL, C. DIENER, G. ROSENBERG, H. ZAPFE bis W. SCHLAGER (1967 a) als zutreffendste Deutung gewertet worden ist. Heute ist diese Theorie trotz der Annahme zweier, ja mehrerer Hallstätter Kanäle zufolge der nachweisbaren bedeutenden Fernverfrachtungen von Serien aus den südlichen Kanälen überwunden.

2. Die Heimat der ursprünglich einheitlichen Hallstätter Zone liege nur auf der Südseite des Hochjuvavikums, also der Dachsteindecke und ihrer Äquivalente. Die Hallstätter Einheit sei primär über mehr als die gesamte Breite dieser hochalpinen Zone überschoben und sekundär vom Hochjuvavikum im Norden eingewickelt worden. Der Plassen war Ausgangspunkt dieser Vorstellung, die von J. NOWAK (1911) stammt und in der Folge von E. SPENGLER über den Gesamttraum der Kalkhochalpen ausgedehnt worden war. Besonders auch hiedurch kam E. SPENGLER (1959, S. 306) bei der Abwicklung der kalkalpinen Decken zu der Annahme der enormen ursprünglichen Geosynklinalbreite der Kalkalpen von 226 km. Durch neue Beobachtungen im Salzkammergut und den Fortfall wesentlicher Argumente für diese Auffassung im Ostabschnitt der Kalkalpen hat diese Auffassung als generell anwendbare Deutung heute ihre Überzeugungskraft verloren.

3. Die Meinung von E. HAUG (1904 ff.), daß die Hallstätter Decken südlich der voralpinen Zone und nördlich der Dachstein-Decke einzuwurzeln seien, wurde von L. KOBER unterbaut und als regional gültig erachtet. Während sich eine solche Gliederung heute nur im Ostabschnitt der Kalkalpen durchführen läßt, ist gerade am locus classicus im Salzkammergut eine derartige Deutung nicht mehr anwendbar.

4. Die Neuuntersuchung der Einzelabschnitte des Juvavikums von der Hohen Wand im Osten über die Mürztaler Alpen, das Salzkammergut und die Berchtesgadener Decke mit ihrem Hallstätter Rahmen im Westen, brachte in den letzten Jahren eine kräftige Umstellung aller bisherigen tektonischen Vorstellungen mit sich. Es läßt sich kein Gesamtbauschema angeben, sondern die einzelnen Abschnitte zeigen eine individuelle tektonische Gestaltung: Im äußersten Osten und Westen (Hohe Wand, Berchtesgadener Land) ist die Hallstätter Zone nördlich des Hochjuvavikums als tektonisch selbständige Einheit beheimatet, in den Mürztaler Alpen liegt eine über die verschiedenen Fazies-

bereiche hinweggreifende Vielfaziesdecke vor, im Salzkammergut ist die Zlambachfazieszone zwischen Lammertal und Grundlsee wohl als parautochthone Scholle eines selbständigen nördlichen Hallstätter Kanales aufzufassen, an den heran und über den hinweg fernüberschobene Schollen aus dem Hallstätter (Mittelkanal im Sinne von R. LEIN, 1976, und) Südkanal transportiert worden sind, während über das Schicksal der Dachstein-Decke noch keine endgültige Klärung erzielt worden ist. Nur ganz allmählich werden so die außerordentlichen Schwierigkeiten überwunden, die uns diese problemreichste Zone der Kalkalpen aufgibt.

Bei dem Überblick über die Entwicklung der deckentektonischen Anschauungen in den Kalkalpen, die sich in unserem Jahrhundert vollzogen hat, muß man sich vor allem auch vor Augen halten, daß die großen Konzepte zu Beginn dieses Jahrhunderts noch auf ungleich dürftigerer Basis aufbauen mußten. Heute stehen, dank der inzwischen geleisteten Kartierungsarbeit, wesentlich verbesserte Grundlagen zur Verfügung. Das Lebenswerk der Feldarbeit und der geistigen Ausschöpfung des Geschauten durch O. AMPFERER (vgl. R. KLEBSBERG, 1949) und von E. SPENGLER (vgl. F. TRAUTH, 1963) – um wiederum nur einige der markantesten kalkalpinen Forscherpersönlichkeiten aus der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen zu nennen – sind Marksteine auf dem Weg zur sorgfältigen und detaillierten Erfassung weiter Großräume.

Mit der nächsten Generation nach dem Zweiten Weltkrieg erreicht die Untersuchung der Kalkalpen ein neues Stadium: Nun steht ihr bald die sich rasch in dieser Zeit entwickelnde neue Methode der mikropaläontologischen Einstufung mittels Foraminiferen, Ostrakoden, Holothurien-Skleriten, Schwebcrinoiden-Resten, ferner in der Trias durch Conodonten, in jüngeren Schichten durch Tintiniden und dergl. zur Verfügung. Danach wird die sedimentologische Feinuntersuchung der Feinklastika und schieferigen Serien (Schwer- und Leichtmineralgehalt, Schüttungsrichtungs-Untersuchungen, Analyse der Geröllagen) sowie der Karbonate (z. B. Gliederung des einstigen Riff-, Lagunen- und Beckenraumes) zu einer neuen Höhe geführt, seitdem B. SANDER schon in der Vorkriegszeit den Weg gewiesen hat. Feingefügeuntersuchungen an orientierten Schliffen gestatten rasche und sichere Lagerungsbestimmungen mit Hilfe der geopetalen Merkmale. Das Zusammenspiel all dieser Methoden im Verein mit den bisherigen feldgeologischen Untersuchungen, deren Genauigkeit nicht nur mit der Wahl eines immer größer werdenden Maßstabes wächst, hilft nun, die in manchen Fragen auf herkömmliche Art nicht mehr entscheidbaren Differenzen zu beseitigen. Viele problematische und lange umstrittene Stellen der alten Geologie sind fast stillschweigend geklärt worden. Auf fester Basis werden die tief in die Kalkalpen hinein reichenden Flyschfenster zu gesicherten Belegen des Fernschubes. Weitere fundamentale Beiträge stellen sich durch die inzwischen am Kalkalpenrand angelaufenen großzügigen Untersuchungen der subalpinen Zonen durch die Erdölfirmen mit allen Methoden moderner Forschung einschließlich der geophysikalischen Untersuchungen ein, wobei auch die im Untergrund des Wiener Beckens verborgenen kalkalpinen Anteile erfaßt werden (J. KAPOUNEK et al., 1963; 1968; A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973). Die ölgeologisch motivierte Bohrtätigkeit drang sogar ins Innere der Kalkalpen ein und hat mit der Bohrung Urmannsau im Bereich des tiefbajuvarischen Fensters an der Erlaf einen sensationellen wissenschaftlichen Erfolg erzielt, wie man ihn bei planmäßigem Ansatz einer wissenschaftlichen Tiefbohrung nicht besser hätte er-

reichen können (Abb. 10, 11). In jüngster Zeit schließlich setzt auch geophysikalische Grundlagenforschung im Bereich der Kalkalpen mit rasch zunehmender Bedeutung ein.

Die feldgeologische Neuaufnahme tritt demgegenüber im Ostteil der Kalkalpen mehr in den Hintergrund und wird hier nur durch Einzeluntersuchungen verschiedener Bearbeiter mit bestimmter Fragestellung getragen – abgesehen von dem bereits jetzt monumentalen Kartierungswerk von B. PLÖCHINGER, der den Repräsentant des weitblickenden Aufnahmsgeologen der jüngeren Generation nach dem Zweiten Weltkrieg darstellt.

In den westlichen Kalkalpen waren zunächst zwischen den beiden Weltkriegen die deckentektonischen Vorstellungen weiter ausgebaut worden: Neben O. AMPFERER, später O. REITHOFER, O. SCHMIDEGG, W. HEISSEL, war es eine Reihe von deutschen Forschern, die Wesentliches zur Kenntnis dieses Kalkalpenabschnittes beitrugen – am besten durch die Monographie der Ammergauer Alpen durch C. KOCKEL, M. RICHTER & G. STEINMANN (1931) symbolisiert. Die Aufnahmestätigkeit in diesem Westabschnitt wird in der späteren Etappe nach dem Zweiten Weltkrieg nicht mehr von einigen wenigen Feldgeologen getragen, sondern weite Räume werden mit einem dichten Netz von Arbeiten von Diplomanden oder Dissertanten überzogen, die allerdings nur zum Teil veröffentlicht sind. Von München aus aber erfolgte durch P. SCHMIDT-THOMÉ und in der neuesten Zeit durch W. ZACHER eine Zusammenfassung der Kartierungsergebnisse und der Revisionsbegehungen durch die Ausgabe einer Reihe von geologischen Karten vom bayrischen Anteil der Nordkalkalpen.

Die tektonische Bearbeitung der westlichen Kalkalpen im Zuge dieser Untersuchungen durch deutsche Forscher aber hatte in den letzten Jahrzehnten einen eigenartigen Weg eingeschlagen. Von München aus, wo die alte autochthone Vorstellung seit der Pionierzeit der Deckenlehre nie ganz zum Verschwinden gebracht worden war, sondern immer wieder dort und da aufflackerte, wurde durch E. KRAUS auf dem Münchner Kolloquium die Einziehung der Inntaldecke als deckentektonisches Element vorgeschlagen (Veröffentlichung K. BEURLEN, 1944; E. KRAUS, 1949) und damit eine zunächst schüchterne, dann rasch sich vollziehende Umstellung im Denken der für Vorstellungen der gebundenen Tektonik aufnahmefähigen Forscher bewirkt. Bald setzte die autochthone Strömung in ganzer Breite ein, M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG bestätigten 1955 die Nichtexistenz des Deckenbaues in den Lechtaler Alpen, C. W. KOCKEL spricht 1956 nach Untersuchungen in der Luitpoldzone und im Bärgele in den Allgäuer Alpen von einem Zusammenbruch des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. V. JACOBSHAGEN (1958), W. ZACHER (1959) und W. ZEIL (1959) sind die Proponenten der jüngeren Generation, die die hier längst überwundenen Vorstellungen der Autochthonie unter der Bezeichnung „Gebundene Tektonik“ wieder kraftvoll vorantreiben. Bald gibt es unter der Vielzahl der deutschen Bearbeiter – von B. ENGELS (1960) abgesehen – keine Gegenstimme gegen die relative Autochthonie. Bald erlahmt auch der Widerspruch der österreichischen Forscher, deren ältere Generation noch auf die frühen Arbeiten der neuen Strömung geantwortet hat (zuerst noch O. AMPFERER 1945, dann 1957/58 W. HEISSEL, O. REITHOFER, E. SPENGLER et al.). K. POLL gibt 1967 eine ausführliche Übersicht über diese Diskussion des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen.

Erst im Zusammenhang mit der Erstellung der tektonischen Karte der Kalkalpen 1:100.000 erfolgte im Sommer 1969 durch den Verfasser eine Revision aller

wesentlichen, angeblich gegen den Deckenbau sprechenden Stellen in den bayrischen, Tiroler und Vorarlberger Kalkalpen. Es wurde hiebei vom Verfasser durchaus nicht a priori die Notwendigkeit von Deckenbau auch in den westlichen Kalkalpen erwartet: In den Ostalpen-Übersichtskarten 1959 und 1963 (Ostalpensynthese) wurde die Behandlung der Frage des inneren Deckenbaues der Kalkalpen mangels eigener Beobachtungen im Westabschnitt in Karte und Text ausgeklammert. Bei der erwähnten Revision ab 1969 aber zeigte sich angesichts der prächtigen Aufgeschlossenheit des Hochgebirges in dieser Region mit überraschender, wirklich nicht erwarteter Deutlichkeit, daß die klassische Auffassung von der deckentektonischen Gliederung von O. AMPFERER vollkommen zu Recht besteht und die Umdeutung auf gebundene Tektonik ungerechtfertigt war – nicht auf Grund von andersartiger möglicher Interpretation reproduzierbarer Beobachtungen, sondern da die neue Beobachtungsgrundlage selbst einer Überprüfung im Gelände nicht standhielt (A. TOLLMANN, 1970 a–1973 b). V. JACOBSHAGEN hat in bezug auf einige Abschnitte in den Allgäuer Alpen hiezu 1975 mit wenigen neuen Argumenten Stellung genommen. Es überrascht, daß er hiebei auf der ganzen Linie bei seiner Auffassung der gebundenen Tektonik geblieben ist und nicht wenigstens so prächtige und lehrbuchmäßige deckentektonische Strukturen wie das Hornbach-Halbfenster als solche anerkannt hat – allerdings haften gerade an dieser so gut überblickbaren Grundstruktur eine ganze Reihe von zwingenden Schlußfolgerungen, da bei Anerkennung dieses Halbfensters dann naturgemäß das nördlich davon liegende Gebiet der Lechtaldecke nicht mehr autochthon gesehen werden kann.

Die Untersuchung von daraufhin im Jahre 1975 vom Verfasser an entscheidenden Stellen entnommenem Probenmaterial zur nochmaligen Überprüfung der Behauptungen von V. JACOBSHAGEN hat durch Geopetalgefüge in den Schriffen eine erneute Bestätigung der durchgreifenden Nordvergenz durch Nachweis von *aufrechter* Lagerung in den nordgerichteten Schleppfaltenzonen erbracht. Die Flut der seit 1970 für Deckenbau erbrachten neuen Lokalbelege, die in zahllosen Bildern festgehaltenen klaren Beweise für den nordvergenten Transversalschub entlang der Deckenbahnen in den westlichen Nordkalkalpen, die Tatsache, daß in vielen Abschnitten die Kartierungen, die als Basis der autochthonen Deutungen gedient hatten, unrichtig waren, vielleicht aber auch der Zusammenbruch der fixistischen Auffassung in der Geologie im allgemeinen im Zusammenhang mit dem Siegeszug der Plattentektonik und der Erkenntnis des atemberaubenden Ausmaßes der Transversaltektonik bei der Gestaltung der Orogene sowie die für manchen überraschenden geophysikalischen Ergebnisse in bezug auf die Überschiebungstektonik in den Ostalpen haben aber – von dem erwähnten Fall von V. JACOBSHAGEN abgesehen – in den letzten Jahren eine erneute generelle Umstellung im Denken der österreichischen und deutschen Geologen im Hinblick auf den Deckenbau in den westlichen Nordkalkalpen bewirkt. Der Rückschlag in Richtung autochthonen Denkens bezüglich dieses Gebietes in den sechziger Jahren konnte demnach in überraschend kurzer Zeit überwunden werden.

Erst im letzten Jahrzehnt schließlich hebt, wie erwähnt, auch in der anderen Hauptrichtung der geologischen Erforschung der Kalkalpen, der stratigraphischen Untersuchung, durch eine Inangriffnahme lithofazieller Studien der Karbonatsedimente und der Klastika mit Hilfe moderner Methoden eine neue Phase mit raschem Fortschritt an, für die K. LEUCHS (seit 1925) und B. SANDER (1936) in methodischer Hinsicht Pioniere gewesen waren. Erst die Anknüpfung an Erfahrungen

in vergleichbaren rezenten Sedimentationsräumen aber, durch die epochemachende Studie von A. G. FISCHER 1964 (Princeton, USA) über den Loferer Dachsteinkalk eingeleitet, hatte eine neue Welle ungeahnter lithologischer, fazieller und sedimentgenetischer Erkenntnisse zur Folge, über die im 2. Band dieser Monographie (S. 15) berichtet worden ist. Durch die Aufdeckung der kausalen Zusammenhänge zwischen den einzelnen Sedimenttypen der Karbonatplattformen untereinander und den Beckensedimenten aber wurde uns ein weiteres Hilfsmittel für die Abwicklung des komplizierten tektonischen Schollenmosaiks in die Hand gegeben, das zusammen mit der Weiterentwicklung der kleintektonischen Analyse, namentlich der Vergenzbestimmung, neue Schlüsse zu alten tektonischen Grundproblemen zuließ. So erfuhr das tektonische Konzept, besonders im Raum der Hallstätter Zonen, gegenüber der klassischen Deckenlehre in jüngster Zeit gar manche Abwandlung. Und es ist schwer zu entscheiden, ob man es als eine betrübliche oder erfreuliche Feststellung bezeichnen soll, daß in einem so lange und so intensiv durchforschten Raum wie den Nördlichen Kalkalpen stets wieder neue bedeutende Erkenntnisse geschöpft werden können, und noch immer nicht in allen Fragen das letzte Wort gesprochen ist.

Für die Frage nach dem inneren Bau der Kalkalpen hat die Plattentektonik bisher keinen Beitrag liefern können. Die Fernherkunft der Kalkalpen, ihr einstiger sialischer, nichtozeanischer Sockel, die breite Verschluckung gegenüber dem ursprünglich anschließenden, aber faziell kräftig abweichenden südalpinen Mesozoikum an der Alpin-Dinarischen Naht – all das sind Einblicke, die bereits mit den klassischen Methoden aus der regionalen Gestaltung des Ostalpenbaues gewonnen werden konnten. Über die großen Umstellungen im weiteren mediterranen Rahmen werden in naher Zukunft neben geologischen Kriterien in erster Linie paläomagnetische Messungen Aufschlüsse liefern.

So sehen wir bei einem Rückblick über die Erforschungsgeschichte der Kalkalpen ein Auf und Ab der Meinungen, sehen – wie meist in der Naturwissenschaft – einen langen und gewundenen Weg der Erkenntnis. Stets waren es auch neue Ideen, die neues Schauen und eine bessere Deutung der Tatsachen ermöglicht haben bzw. zum Suchen neuer Fakten angeregt haben. Die entscheidendsten drei Schritte vorwärts waren – neben dem Fortschreiten der Kartierung – zunächst die Gliederung der alpinen Trias im vorigen Jahrhundert, dann die Anwendung der Deckenlehre zu Beginn dieses Jahrhunderts und schließlich der umfangreiche Einsatz mikroskopischer Untersuchungsmethoden in unserer Zeit. Zwischenbilanzen über den Gesamtstand vom Wissen um den tektonischen Bau der Kalkalpen, wie sie durch die so sorgfältige und mühevollere Rekonstruktion des ursprünglichen Ablagerungsraumes durch Abwicklung der Decken durch E. SPENGLER (1953; 1956; 1959) und durch die Erstellung der tektonischen Karte der Nördlichen Kalkalpen durch den Verfasser (1967; 1969; 1970) erfolgt sind, erscheinen hiebei notwendig, auch wenn sie in noch nicht abgeschlossenen Fragen stets eine persönliche Note des Autors und seine Erfahrungen enthalten müssen, oder wenn an umstrittenen Stellen die Entscheidung gelegentlich noch offengelassen werden muß.

## 2. Kapitel

# **DIE STELLUNG DER KALKALPEN IM ALPIN-KARPATISCHEN OROGEN**



## A. DIE DIMENSIONEN

Durch ihre morphologisch bedingte *Geschlossenheit* bilden die Nördlichen Kalkalpen ein gut begrenztes, selbständiges Gebirgssystem innerhalb der Ostalpen, das sich in seinen Formen von der schmalen, oft streckenweise ganz überwältigten Flyschzone und Resten helvetischer Schollen im Norden und durch eine auf weiten Strecken deutliche Abgrenzung durch Längstalfluchten oder meist sanfter geformtes Bergland der Grauwackenzone im Süden gegenüber dem Zentralalpenkörper abhebt. Mit steilen und markanten Formen im Westen im Rhätikon und im Allgäu einsetzend, zieht sich dieser Gebirgsstreifen mit einer durchschnittlichen Breite von 40 km (Westen) bis 50 km (Osten) 500 km weit dahin, bis er am Westrand des Wiener Beckens in gewaltigen Staffeln in den Untergrund dieses neogenen Quergrabens absinkt. Zwar enden auch hier die Kalkalpen noch nicht, sondern ziehen, durch zahlreiche Bohrungen erfaßt, gegen Nordosten in die *Westkarpaten* weiter, verlieren dort aber im Zusammenhang mit der vielfältigen großwelligen morphologischen Gliederung dieses Gebirgszuges ihren geschlossenen Charakter. In mehr oder weniger isoliert erhaltenen großen Schollen trifft man im Oberbau der Zentralkarpaten die Fortsetzung der kalkalpinen Gesteine und Einheiten mit all ihren stratigraphischen und faziellen Eigenheiten wieder, von der Hauptdolomitfazies der östlichen Kalkvorpalen, die sich in der Choč-Decke wiederfindet, über die in Niederösterreich gegen Süden anschließende wettersteinkalkreiche Ausbildung (Stražov-Decke der Westkarpaten) bis zur Hallstätter Zone und dem Dachsteinkalk-Faziesstreifen, der in dem Zips-Gemerer Erzgebirge und im Slowakischen Karst ganz im Inneren der Zentralkarpaten in Form des Gemeriden-Deckensystems erscheint. So gesehen, umfaßt der kalkalpine Gebirgstheil in seinem zusammenhängenden Abschnitt zwischen Rhätikon und Theiß-Quersenke einen Abschnitt von 900 km und verbreitert sich in dem in Schollen aufgelösten Ostteil auf 150 km, ohne dort allerdings so eindrucksvolle Hochgebirge wie im schmalen Westabschnitt zu liefern (Abb. 4).

Gegen Westen enden die Kalkalpen mit dem Rhätikon, gegen Osten hin setzen Reste von Deckschollenklippen kalkalpinen Materials mit entsprechender Stellung auch noch in den Ostkarpaten weiter fort (Übersicht bei A. TOLLMANN, 1969 a, Abb. 1, bzw. anders gedeutet bei SANDULESCU, 1972, Taf. 1).

Die *Mächtigkeit* dieses in den Ostalpen rund 40 km bis 50 km breiten Gebirgskörpers der Nördlichen Kalkalpen überschreitet wohl nirgends 5 km – mit Ausnahme etwa des tiefgeschichteten enggepreßten kalkalpinen Stapels im Untergrund des Wiener Beckens. In der Scesaplana, in der Zugspitze, im Hochkönig und Dachstein erreicht die sichtbare Höhe an die drei Kilometer. Gegen Osten sinken die Kalkalpen als Ganzes allmählich ab, zeigen im breiten voralpinen Gebiet wesentlich schlechtere Aufschlußverhältnisse und steigen im hochalpinen Abschnitt im Osten nur mehr auf rund 2000 m Höhe empor.

Der *Tiefgang* der Kalkalpen ist in den einzelnen Abschnitten verschieden. An der Front stellt sich im gesamten westlichen, also bayrischen Raum ein rasches, steiles

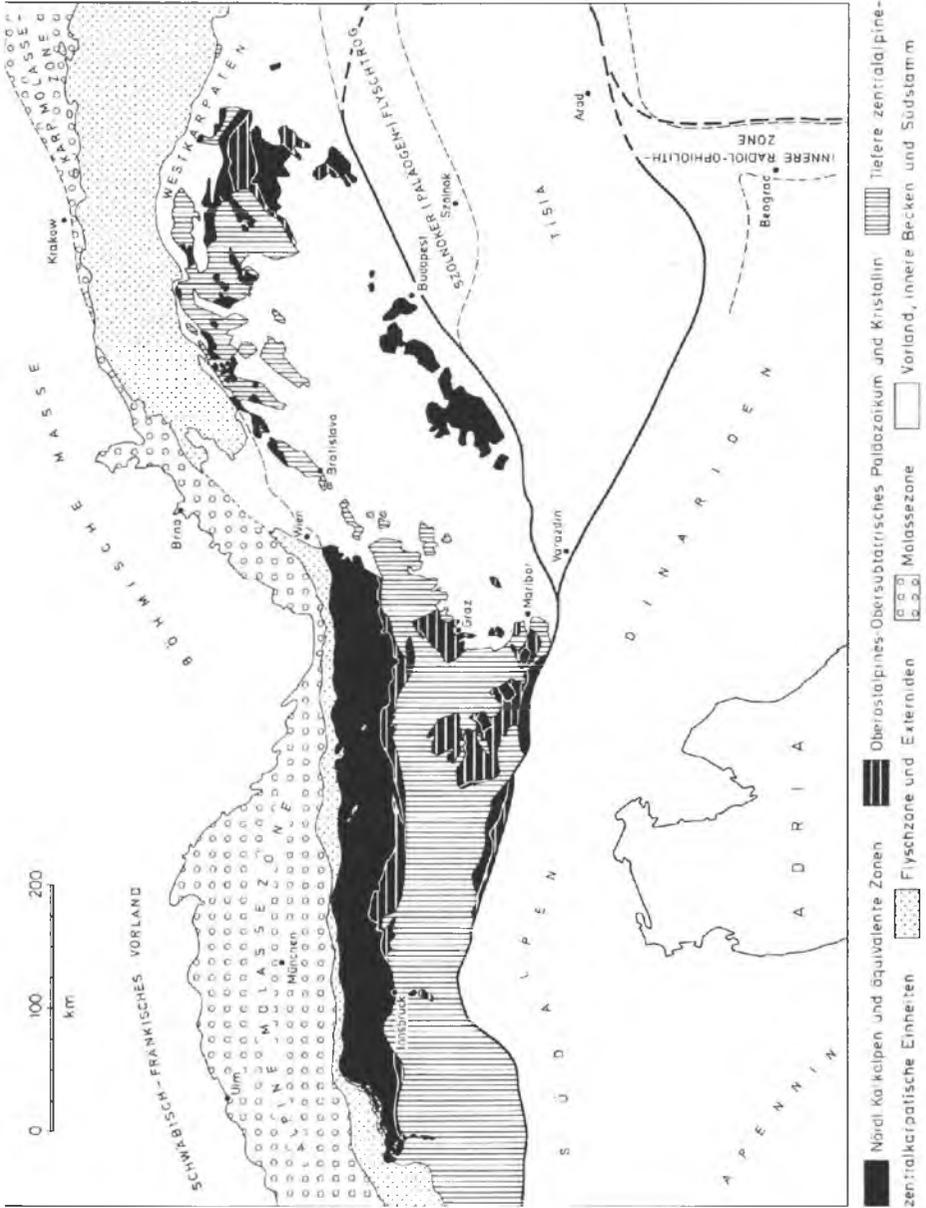


Abb. 4: Die Stellung der Kalkalpen im alpin-karpatischen Raum, A. TOLLMANN, 1968 a, Taf. 8, vereinfachter Ausschnitt.

Absinken der Kalkalpenbasis gegen Süden über Flysch- und Molasse-Untergrund ein, wie man an der Lagerung, am Fehlen von Fenstern des Untergrundes, an geophysikalischen Messungen und an vereinzelt Bohrungen erkennt. (Die Bohrung Bergen 1 z. B., die knapp südlich der Kalkalpenstirn in den Chiemgauer Alpen abgeteuft worden ist, durchfuhr eine steile Schuppenzone und traf den im Norden benachbarten Flysch erst in 821 m Tiefe an – O. GANSS, 1956, S. 144 f.). Im österreichischen Anteil des Kalkalpen-Stirnrandes wechseln Abschnitte mit Steilschichtung und solche mit ausgedehnten Strecken flacher Überschiebung der Kalkalpen auf den Flysch. Steile Stirnränder etwa findet man im Bereich der Weyerer Bögen und besonders im Untergrund des Wiener Beckens, wo 30 km NE von Wien die Bohrung Schönkirchen-Tief 32 die Kalkalpen unter dem Neogen in 2865 m antraf und in der Endtiefe von 6009 m sich noch immer innerhalb der kalkvoralpinen Decken befand (J. KAPOUNEK & S. HORVATH, 1968, S. 396), so daß hier die Kalkalpen 4,5 km südlich ihrer Stirn bereits einen über 3 km großen Tiefgang aufweisen (Abb. 5). Andere Regionen in Niederösterreich hingegen, wie etwa im Traisen-, Erlaf-, Ybbsitzer Gebiet oder in Ober-

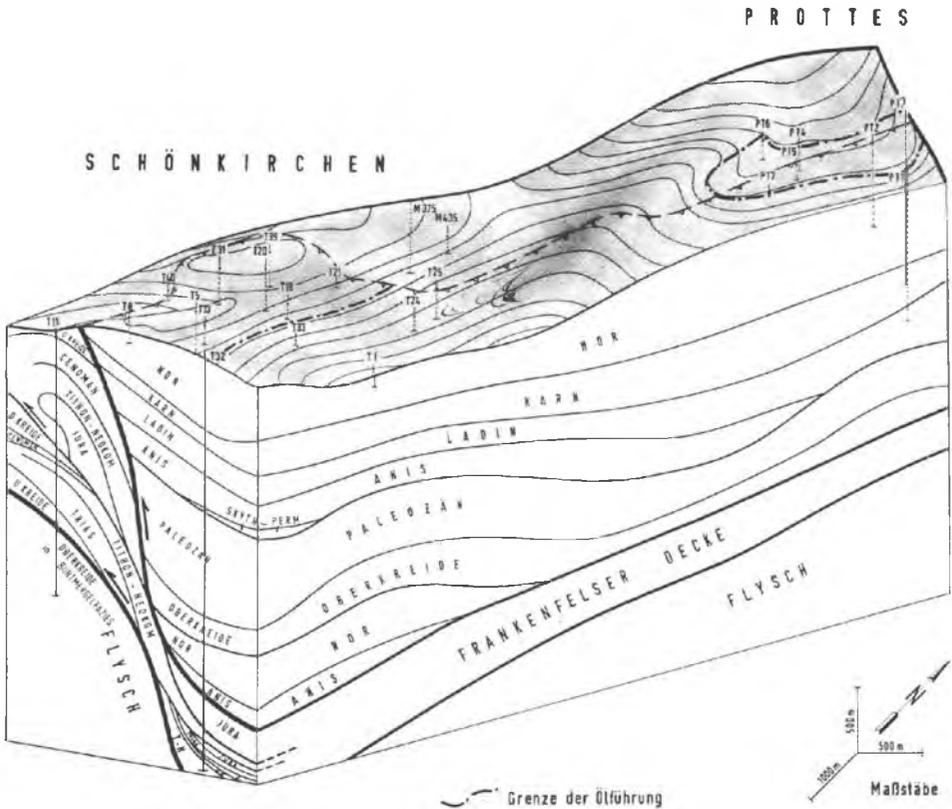


Abb. 5: Der Tiefgang der Kalkalpenstirn im Untergrund des Wiener Beckens am Beispiel der Frankenfesler und Lunzer Decke bei Schönkirchen (J. KAPOUNEK & S. HORVATH, 1968, Abb. 3). Vgl. auch Abb. 102 und Taf. 7, Fig. 1.

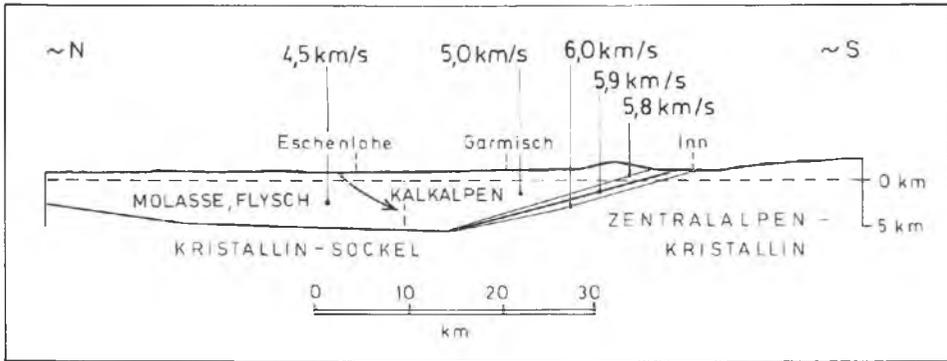


Abb. 6: Die Tiefenlage des kristallinen Sockels im Kalkalpen-Untergrund im Meridian von Innsbruck auf Grund von refraktionsseismischen Messungen unter Eintragung der geschätzten Durchschnittsgeschwindigkeiten der Laufzeiten nach C. PRODEHL (1964, Abb. 5 a; 1965, Abb. 26 b).

österreich im Grünauer Bereich, wo durch tiefe Flysch-Halbfenster und -Fenster die seichte Auflagerung der Kalkalpen unmittelbar sichtbar ist, lassen auch bei geophysikalischen Untersuchungen eine weite flache Lagerung erkennen. Die Bohrung Urmannsau im Erlauftal zeigte, daß die Kalkalpen trotz starker Anschoppung und großer Komplikation dort 7,5 km südlich von ihrem Vorderrand erst 1976 m Mächtigkeit erreicht haben (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, S. 345, Abb. 2) – vgl. Abb. 11.

Der Tiefgang im mittleren Längsbereich der Kalkalpen ist nirgends direkt erschließbar. Flyschfenster dieser Zone, wie jenes von Windischgarsten, oder Ternberger Schürflingsfenster, wie jene des Gunstberges und Kampertales in Oberösterreich in der Windischgarstener-Hengst-Störungszone, lassen zwar vermuten, daß auch hier die Mächtigkeit des Kalkalpenkörpers nicht allzu groß ist, gewähren aber auf Grund ihrer steilen Aufschleppung bzw. Abschürfung vom Untergrund keinen unmittelbaren Rückschluß auf die Mächtigkeit des kalkalpinen Gebirges.

Die seismischen Messungen im Anschluß an die Großsprengungen bei Lenggries südlich von Bad Tölz und von Eschenlohe bei Garmisch-Partenkirchen in Oberbayern ließen nur ein Ansteigen der Obergrenze des kristallinen Sockels unter den Kalkalpen samt allen ihren unterlagernden randalpinen Einheiten vom Flysch bis zur Molasse von 5 km Tiefe unter dem Nordrand der Kalkalpen bis zum Auftauchen der kristallinen Schiefer südlich von Innsbruck erkennen (Abb. 6), so daß demnach in der Mittelzone ein Maximaltiefgang der Sedimentgesteine von etwa 2,5 km unter das Nullniveau zu erwarten ist. Für die Kalkalpen bleibt daher z. B. in diesem Raum des Wettersteingebirges und Karwendel-Vorlandes unter Berücksichtigung der 3 km erreichenden Höhe eine Gesamtmächtigkeit von rund fünf Kilometern (Abb. 7).

In letzter Zeit wurden seitens der Münchner Geophysiker (M. WILL, 1974, in G. ANGENHEISTER et al., 1975) die refraktionsseismischen Messungen in der Kalkalpen-Nordrandzone im Meridianstreifen von Kufstein intensiviert. Hiedurch konnten auch genauere Geschwindigkeitswerte der Laufzeiten für die verschiedenen Gesteinskomplexe festgelegt werden. Der extreme Unterschied zwischen der hohen Geschwindigkeit der

Longitudinalwellen gerade an der Basis der Kalkalpen mit Laufzeiten bis 7 km/sec. und jener des davor und darunter liegenden Komplexes aus Molasse, Helvetikum und Flysch mit Laufzeiten von 3,5 km bis 4,9 km/sec. sind für die Erfassung der Lage der Grenzfläche in der Tiefe sehr günstig. Mittels strahlengeometrischer Modellrechnung ergab sich das auf Abb. 8 gezeigte Profil vom kalkalpinen Untergrund im Meridian Rohrdorf-Kufstein. Man erkennt, daß die Kalkalpen-Untergrenze weithin in 3 km und mehr Tiefe zu liegen kommt und daß unter den vordersten 15 km der Kalkalpen noch bis zu einer Tiefe von 7 km bis 8 km Molasse bzw. Flysch- und Helvetikum-Gesteine unter der Überschiebungsbahn in der Tiefe liegen (Abb. 8). Ein weiteres Zurückreichen dieser Serien unter den Kalkalpen in geringer Mächtigkeit ist möglich, aber derzeit nicht erfassbar. Sehr gut vergleichbare Ergebnisse über die mächtige Unterlagerung des Nordteiles der Kalkalpen durch die erwähnten randalpinen Einheiten haben A. BERKTOLD et al. (1975, S. 3 und Ref.) mit Hilfe der Messung der elektrischen Leitfähigkeit der Schichten des Untergrundes im Meridian von Marquartstein südlich vom Chiemsee östlich des

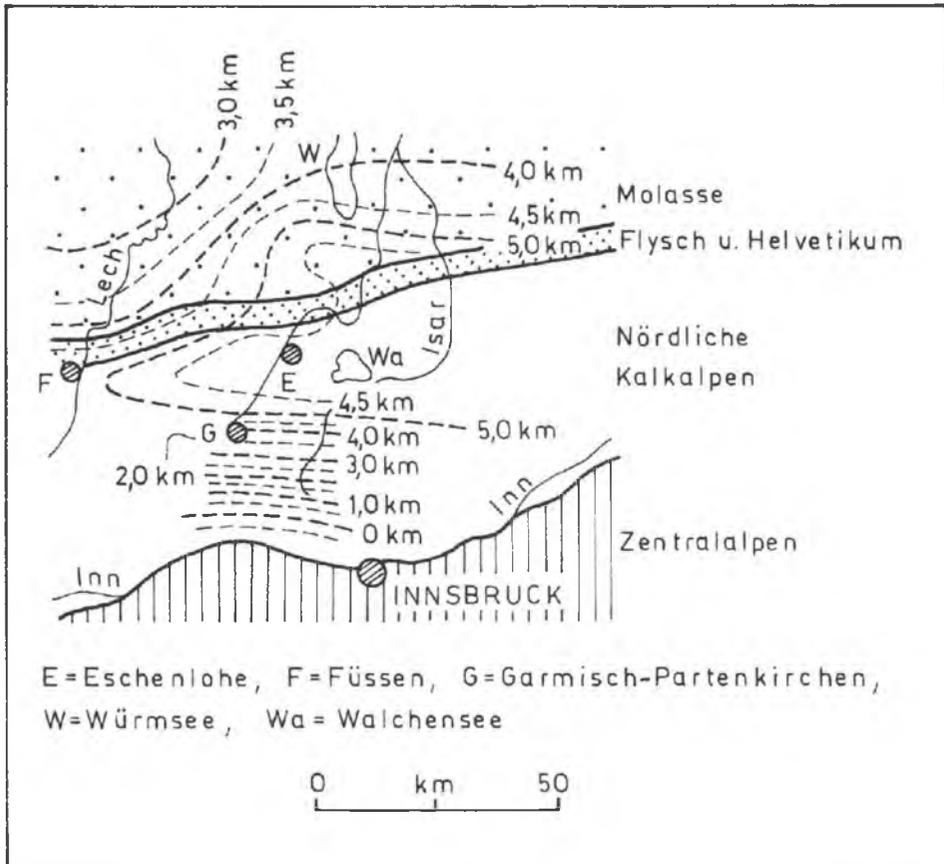


Abb. 7: Tiefenlinienplan der Oberfläche des metamorphen Sockels unter den Kalkalpen im Meridian von Innsbruck, nach C. PRODEHL (1965, Abb. 26 b) ergänzt.

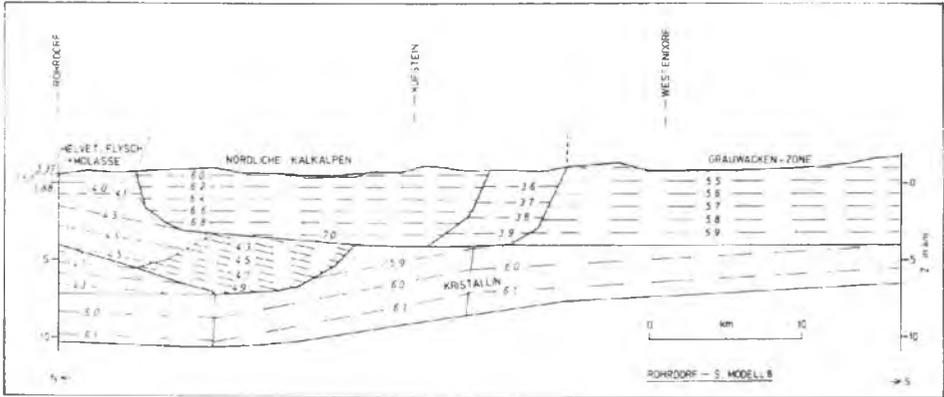


Abb. 8: Profil durch die Nördlichen Kalkalpen im Meridian von Kufstein, aus refraktionsseismischen Messungen ermittelt. Die Zahlen geben die Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen an: Unter den Kalkalpen (6,0–7,0 km/s) liegt ein Material mit geringerer Geschwindigkeit (4,3–4,9 km/s), der Molasse und dem Flysch entsprechend. Man erkennt ein rund 15 km weites Zurückreichen der Alpenrandzonen unter den Kalkalpen, wodurch auch in dieser einst umstrittenen Region mit steiler Kalkalpenstirnzone die Allochthonie belegt ist. Nach M. WILL aus G. ANGENHEISTER et al. (1975, Abb. 13).

zuvor erwähnten Profiles erzielt. Wiederum wurde eine mächtige, jedenfalls über 10 km weit zurückreichende Unterlagerung der Kalkalpen durch randalpine Einheiten gemeldet. Damit ist zugleich auch die von deutscher geologischer Seite wiederholt und bis zuletzt vertretene Auffassung von der relativen Autochthonie der deutschen Kalkalpen widerlegt und die Einheit der Vorstellungen vom Unterbau der Kalkalpen zwischen Osten (österreichischer Anteil) und Westen hergestellt.

Die Art des Aushebens der Kalkalpen an ihrem Südrand wechselt wiederum in den einzelnen Abschnitten. Grundsätzlich ist das Ausheben im Osten flach, im Westen steil bzw. saiger bis überkippt. Der westlichste Teil der Kalkalpen steigt durch allmähliches Anheben des Gesamtkörpers gegen Westen hin mehr und mehr an, so daß im Rhätikon-Südabfall die Basis an der kalkalpinen Überschiebung bis zu 2000 m Höhe aufsteigt. Eine besondere Tieflage der Kalkalpenbasis ist natürlich im Raum des Wiener Beckens gegeben, wo trotz der oben erwähnten raschen Mächtigkeitszunahme im Stirnbereich im Süden ihre Obergrenze östlich von Schwechat bei Wien in der zentralen Beckentiefe bis über 5400 m unter die hier in rund 200 m Seehöhe gelegene Geländeoberfläche absteigt (J. KAPOUNEK et al., 1963, Abb. 4).

## B. GROSSTEKTONISCHE STELLUNG UND ALLOCHTHONIE

Vor Besprechung des Innenaufbaues der Kalkalpen sei noch ein kurzer Umblick über die heutige Stellung und über die einstige Beheimatung der Kalkalpen als Ganzes innerhalb des alpin-karpatischen Orogens vorausgeschickt.

Die Frage nach der Stellung und Herkunft der Kalkalpen hatte sich erst mit dem Einzug der Deckenlehre in den Ostalpen zu Beginn unseres Jahrhunderts erhoben. Damals waren sie durch P. TERMIER entwurzelt und als frei aushebende fremde Masse über verschiedenem, relativ autochthonem Untergrund erkannt worden. Die Frage nach der Heimat der Kalkalpen ist untrennbar verknüpft mit jener nach der Stellung von Inhalt und Rahmen des Tauernfensters, ferner mit jener nach der Art der Abwicklung des Ostalpins als Ganzes mit seiner nordalpinen (kalkalpinen) und zentralalpinen mesozoischen Fazies, mit der Erfassung der Merkmale, die die Bewegungsrichtung der Hauptelemente des ostalpinen Deckensystems ermöglichen, mit der Stellung der Fortsetzung der Kalkalpen in den Westkarpaten und mit der Frage nach der Übereinstimmung mit den Schollen der Wurzelzone und mit vielen anderen Grundproblemen des Ostalpenbaues. Es kann in diesem Zusammenhang daher nicht Aufgabe sein, erschöpfend auf diese Problematik einzugehen, die sich sofort in die Diskussion des Baues der Ostalpen als Ganzes ausweitet und ausweiten muß, soll sie nicht an entscheidenden Merkmalen vorübergehen. Die Hauptgesichtspunkte, die den Fernschub der Kalkalpen über alle anderen zentralalpinen Einheiten hinweg aus der Heimat in der Nachbarschaft von Drauzug und Südalpen beweisen, sind in ihren Grundzügen vom Verfasser schon in der „Ostalpensynthese“ (1963 a, S. 122–126) zusammengestellt worden, wobei auch die wichtigsten Anmerkungen über die faziellen Bindungen (S. 169 ff.) hinzugefügt worden sind. Hier werde ich mich daher darauf beschränken, die wesentlichsten Gesichtspunkte, die Fernschub und einstige Beheimatung der Kalkalpen belegen, zusammenzufassen und noch auf die in jüngster Zeit zu diesem Thema erschienenen Arbeiten einzugehen.

Betrachten wir zunächst den für unsere Frage wichtigen Zusammenhang mit den westkarpatischen Äquivalenten. Die Fortsetzung der Kalkalpen erscheint bei ihrem Wiederauftauchen in den Westkarpaten mit ihrer typischen nordalpinen Nichtkeuperfazies in Form der drei großen Deckensysteme, von Norden nach Süden, dem Choč-, Stražov- und dem Gemeridensystem. Zwei Merkmale unterscheiden diese Fortsetzung in den Westkarpaten vom kalkalpinen Abschnitt in den Ostalpen: Zunächst die geringere Überschiebungsweite, da nur die den zentralalpinen Einheiten entsprechenden zentralkarpatischen Deckensysteme überwältigt werden, nicht mehr aber – wie in den Ostalpen – die Grestener-Pienidische Zone und der Hauptteil der Flyschzone. Zwei Gebirgssysteme liegen im Nordteil der Ostalpen übereinander (ostalpine Kalkalpen über den Externzonen), während sie in den Westkarpaten nebeneinander liegen – wie D. ANDRUSOV dies anschaulich auszudrücken pflegt. Wir werden sehen, daß dieser Umstand mit einem wichtigen Faktor zur Beurteilung der Heimat der Kalkalpen

bildet. Zum anderen stellt das kalkalpine Deckensystem der Westkarpaten keinen zusammenhängenden Gebirgskörper mehr dar, sondern die Aufwölbung zahlreicher lokaler, über die Zentralkarpaten hin verstreuter Massive hat eine Auflösung in einem Schwarm großer Deckschollen bewirkt, die in den Muldenzonen erhalten sind. So entstand das in Abb. 4 gezeichnete Bild.

In neuerer Zeit häufen sich nun die Beweise, daß dieser gesamte Gebirgskörper der Nordkalkalpen ein fremdes Element in seiner Umgebung und über seinem oft jüngeren Untergrund darstellt, wie ja seit der Jahrhundertwende von den Anhängern der Deckenlehre vertreten worden war. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Daten dieser Diskussion, das Abwiegen der Argumente für und wider den Fernschub der Kalkalpen, wurde jüngst vom Verfasser vorgenommen (1970 c). Noch bis in die jüngste Vergangenheit reicht die Vielfalt der Meinungen der einzelnen Autoren, von der bis etwa 1960 vielfach vertretenen Autochthonie bis zu der extremsten möglichen Denkweise, der Einwurzelung noch südlich des Drauzuges am äußersten Südrand der Ostalpen.

Die autochthone Richtung ist in der Vorstellung deutscher Geologen am stärksten verwurzelt (vgl. etwa W. ZEIL, 1959, S. 91; E. KRAUS, 1962, S. 749). Mit dem Neuauftauchen der Vorstellung einer gebundenen Tektonik der westlichen Kalkalpen im Sinne von C. W. KOCKEL et al. war bei einer Reihe von Autoren stillschweigend zugleich der Idee der Autochthonie der Kalkalpen als Ganzes Auftrieb gegeben worden. Die vorsichtige Stellungnahme von P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 294), der den Fernschub aus dem Süden der Tauern als gleichwertige Deutungsmöglichkeit neben der primären Beheimatung nördlich des Tauernfensters stellt, wird zahlreichen neuen Beobachtungen in bezug auf Struktur und Bedeutung des Tauernfensters sowie über die Verhältnisse am Ostalpen-Westrand nicht gerecht. Der Versuch, Autochthonie im Osten mit Allochthonie im Westen zu vereinigen, stammt von H. G. WUNDERLICH (1966, S. 138 ff.), der die Kalkalpen im Westen zwischen der penninischen Entwicklung im Unterengadiner Fenster im Norden und dem Penninikum des Tauernfensters im Süden als Schwelle eingewurzelt sehen wollte. W. DEL-NEGRO (1969, S. 13) hat zu dieser, in zahlreichen Punkten den faziellen wie den tektonischen Gegebenheiten widersprechenden Theorie bereits ablehnend Stellung genommen.

Diesen Vorstellungen von einer Autochthonie der Nördlichen Kalkalpen, verbunden mit der Auffassung von ihrem steilen und endgültigen In-die-Tiefe-Setzen ihres Stirnrandes, ist auch in deutschen Fachkreisen in jüngster Zeit durch neue direkte Gegenbeweise der Boden entzogen worden – so etwa durch die Tiefbohrung Urmansau 1 im Ostteil dieses Gebirges (vgl. S. 213) oder durch den mehrfachen geophysikalischen Nachweis von weiträumiger flacher mächtiger Unterlagerung des mittleren Kalkalpen-Vorderabschnittes durch einen mehrere Kilometer mächtigen Komplex vom Typus Molasse/Flysch/Helvetikum, wie G. ANGENHEISTER et al. (1975) gezeigt haben (vgl. S. 26).

Einen Schritt weniger weit als die Vertreter der vollen Autochthonie der Kalkalpen geht eine Reihe von Repräsentanten der Münchener Schule, die zwar schon eine Zurücknahme der Kalkalpen hinter das Tauernfenster anerkennen, sie aber dann nördlich vom Unter- und Mittelostalpin („Zentralalpin“) beheimatet denken. Wer aber die enge Bindung der mesozoischen Serien der tieferen unterostalpinen Decken in den Radstädter Tauern mit ganz bestimmten Triaseigenheiten und einer sehr

charakteristischen Juraentwicklung mit Schistes lustrés-Typen, mit einem an Dolomitsand reichen Juraschiefer und mit den typischen Brekzien kennt, die sich so weit dem Tauernpennin annähert, daß man sich sehr anstrengen muß, um in bestimmten Grenzzonen, wie etwa der Klammkalkzone, noch eine Zuordnung zu der einen oder anderen ja unmittelbar aufeinanderliegenden Einheit – Unterostalpin oder Pennin – vorzunehmen, dem wird nie eine solche Idee von der Einordnung der Kalkalpen zwischen diese aufs engste verbundenen Faziesräume kommen.

Seitens der österreichischen Geologen herrscht heute, nach fünfzigjährigem Kampf, nach fünfzigjähriger, zielgerichteter Forschung, in den umkämpften Fragen Einhelligkeit, daß die Nördlichen Kalkalpen bei einer Abwicklung hinter das Tauernfenster gegen Süden zurückgenommen werden müssen – im Sinne von L. KOBER, der in erster Linie jahrzehntelang für diese von P. TERMIER stammende Idee mit allen damals zur Verfügung stehenden Argumenten aus dem Gesamttraum der Ostalpen eingetreten war. Innerhalb der Rahmenvorstellung aber schwanken die Meinungen wiederum in bezug auf die genauere Lokalisierung der Herkunft der Kalkalpen im ostalpinen Stammkörper. Vor der Abtrennung eines Mittelostalpins im Gesamttraum der Ostalpen als eine selbständige, die Kalkalpen und Grauwackenzone tektonisch unterlagernde Einheit mit eigener lückenhafter permomesozoischer Sedimenthülle in zentralalpiner Fazies durch den Verfasser (1959) war ja allgemein der kalkalpine Deckenstapel vom ostalpinen Kristallin der Zentralzone direkt abgeleitet worden. Diese Meinung wurde von manchen Autoren beibehalten, ohne auf die fazielle Problematik dieser Frage einzugehen. In leicht abgewandelter Form erscheint die alte Auffassung auch bei E. CLAR (1965, Taf. 3) wieder, der die Kalkalpen auf Muralpenkristallin beheimatet denkt, wobei das Stangalm-Mesozoikum der Zentralalpen zwischen dem Schafberg-Tirolikum einerseits und der Gamsfeld-Plassen-Dachsteinmasse andererseits entnommen und auf dem zentralalpinen Kristallin primär liegengelassen aufscheint. Dieser Auffassung aber widerspricht die zentralalpine Fazies des mit dem basalen Kristallin verbundenen Anteiles des Stangalm-Mesozoikums, die weder in der Trias noch in dem typischen Jura mit zentralalpinem Faziesanschlag irgendwie an diese von E. CLAR postulierte Heimat anknüpft. Inzwischen ist ja auch der entscheidende Haupteinwand gegen die durchgehende tektonische Trennung von Mittel- und Oberostalpin, die angeblich varistische Verschweißung der beiden Einheiten im Ostabschnitt der Gurktaler Decke gegen das Saualpenkristallin hin, widerlegt worden, wie vom Verfasser (1971 d) zusammenfassend referiert worden ist.

Die in fazieller und gleichermaßen in tektonischer Hinsicht befriedigendste Einordnung der Kalkalpen ergab sich – nach Neustudium des zentralalpinen Mesozoikums sowie der Untersuchung der Lagerungsverhältnisse an den entscheidenden Stellen durch den Verfasser (1958 a, S. 71; 1959; 1963 a) – im Süden vom zentralalpinen Mesozoikum, das mit seinem mittelostalpinen Anteil am weitesten gegen Süden reicht, und nördlich des Drauzuges. In der Faziesanalyse von 1965 a konnte diese Zuordnung durch weitere Beobachtungen und Vergleiche, die die enge Bindung des mittel- und unterostalpinen Mesozoikums dartun, erhärtet werden. Diese Einordnung begründet sich aber neben den faziellen Merkmalen der Serien vor allem auf der tektonischen Überlagerung des als Oberostalpin s. str. abgetrennten höheren Stockwerkes mit nichtmetamorphen paläozoischen und mesozoischen Sedi-

menten in nordalpiner Fazies über dem Metamorphikum der zentralalpiner Entwicklung.

Zwei Fakten sind zu den 1963 dargelegten Ausführungen vom Verfasser nachzutragen bzw. zu korrigieren: Die damals noch offengebliebene Frage (1963 a, S. 67), ob das Gailtaler Kristallin die ursprüngliche Basis des Drauzuges im Süden bildet oder der Drauzug dem Gailtaler Kristallin überschoben auflagert, ist durch die Beobachtungen von W. SCHLAGER (1963, S. 51) und H. ANGER (1965, S. 79) dahingehend beantwortet worden, daß wohl Störungen an der Auflagerungsfläche des Sedimentanteiles vorhanden sind, aber an diesen nur unbedeutende Bewegungen stattfanden, so daß die beiden erwähnten Einheiten hier primär zusammengehören – wodurch hier demnach oberostalpinen Altkristallin erhalten wäre. Der zweite, in diesem Zusammenhang erwähnenswerte Umstand betrifft die von N. ANDERLE (1950, S. 213) als Dachsteinkalk eingestuftes Gipfelkalke des Dobratsch, die vom Verfasser (1963 a, S. 171; 1965 a, S. 126) mit für den Faziesvergleich zwischen den Nordkalkalpen und dem Drauzug verwendet worden sind, die sich aber nach den Untersuchungen von O. KRAUS & E. OTT (1968, S. 263 ff.) als ladinische Wettersteinkalke erwiesen haben. Während also dieser eine Vergleichspunkt in der Gesamtreihe der Faziesanknüpfung Kalkalpen-Drauzug wegfällt, kommen andere wesentliche Vergleichspunkte neu hinzu, die sich etwa durch die Erfassung der altersgleichen mitteltriadischen Tuffe im Drauzug und in den Nordkalkalpen oder durch die verblüffende Ähnlichkeit der Raibler Schichten in spezifischen Einzelheiten in den beiden Einheiten (O. KRAUS, 1969, S. 87 f.) ergeben.

Eine derartige Abwicklung, die die Fremdartigkeit der heute zwischen Drauzug und Nordkalkalpen tektonisch eingeschalteten zentralalpiner Faziesbereiche (Unterostalpin und Mittelostalpin) berücksichtigt, kommt etwa auch in den Darstellungen von H. KÜPPER (1960, S. 462, in bezug auf den Ostabschnitt der Ostalpen) und von W. DEL-NEGRO (1965, S. 34; 1969, S. 15) zum Ausdruck.

Noch einen Schritt weiter in der Abwicklung, sozusagen bis zum äußersten möglichen Bereich, ging R. OBERHAUSER (1964, S. 49 f.), der nur auf Grund der angeblichen Ähnlichkeit der Mittelkreide die Lienzer Dolomiten (Drauzug) mit dem Bajuvarikum verbindet und damit das Tirolikum und Juvavikum primär noch zwischen Drauzug und Südalpen einordnet. Über die relative Position vom Bajuvarikum zu den Lienzer Dolomiten wird hiebei nichts ausgesagt. Die neuen Untersuchungen von T. BECHSTÄDT & R. BRANDTNER (1970) und R. BRANDTNER (1972) in der Trias des Drauzuges einerseits, in jener der Pragser und Olinger Dolomiten andererseits, haben aber gezeigt, daß auf Grund der markanten Faziesbeziehungen zwischen den erwähnten Gebieten eine Einschaltung der Nordkalkalpen zwischen Drauzug und Südalpen störend wirken würde. Auch hat die Analyse des Karns der Nordkalkalpen selbst ergeben, daß der Drauzug sich in diesem Niveau an den Südrand der Kalkalpen harmonisch anschließen läßt, nicht aber an den gipslagunär beeinflussten Nordrand. Die Stellung des Drauzugs als „südberostalpine“ Fazies wird ferner bei A. TOLLMANN (1975 c) erörtert.

Schon dieser kurze Überblick zeigt, daß auch in neuerer Zeit noch eine Reihe verschiedener Positionen als Heimat der Kalkalpen ins Auge gefaßt worden sind. Die Zusammenstellung aber würde täuschen, glaubt man daraus entnehmen zu können, daß die Frage nach der Herkunft der Kalkalpen wirklich so wenig klar beantwortet werden kann, daß mit Recht eine so divergierende Anzahl von Meinungen vertretbar wäre. Nur

jene Hypothese, die eine Vielzahl von geologischen Fakten wie Unter- oder Überlagerung, ablesbare Bewegungsrichtung, Dynamometamorphosegrad, Faziesentwicklung der Gesamtschichtreihe vom Perm angefangen bis zu den jüngsten alpidischen Serien, biofazielle Merkmale wie Prozentsatz der Vorland-Arten in den Faunengemeinschaften und lithofazielle Gegebenheiten berücksichtigt, hat Aussicht, der Wahrheit am nächsten zu kommen. Eine Reihe von Meinungen, die sich nur auf wenige Beobauungskriterien stützen und lithologische Entwicklung sowie sedimentologische Merkmale in dem einen oder anderen Teilbecken, womöglich nur in einer Stufe, untersuchen, führt durch Extrapolation über bedeutende zwischenliegende, nicht berücksichtigte Räume in den Zentralalpen hinweg und kommt durch Nichtbeachtung aller übrigen, ebenso wichtigen Kriterien rasch zu Fehlurteilen. So sehr etwa die neuen Untersuchungsergebnisse über die Schüttungsrichtungen, die Schwermineral-Assoziationen usw. uns bei der Abwicklung weiterhelfen werden und gerade am Schluß der Untersuchungen, bis der Überblick vollkommen sein wird, der gewaltige Deckenbau der Ostalpen durch weitere Kriterien noch fester untermauert sein wird, so sehr muß man sich hüten, erste sedimentologische Daten weit über ihre Tragkraft hinaus zu beanspruchen.

Die Herkunft der Kalkalpen aus einem Raum südlich hinter dem Tauernfenster kann heute, durch eine Vielzahl von neuen Beobachtungen belegt, als so gut gesichert gelten, wie nur in der großräumigen, nicht unmittelbar in der Gesamtheit überblickbaren regionalen tektonischen Arbeitsrichtung immer möglich. Andererseits kann die enge lagemäßige und fazielle Beziehung der tieferen tektonischen Einheiten der Zentralalpen zum ebenfalls zentralalpin s. l. entwickelten Tauernpennin belegt werden, so daß eine Zurücknahme der Kalkalpen, die aus lokalen Beobachtungen als freischwimmende Einheit erkannt sind, bis südlich hinter das Mittelostalpin, also in Nachbarschaft des Drauzuges und der Südalpen für denjenigen eindeutig wird, der die zentralalpiner Verhältnisse unter Prüfung aller hiefür einschlägigen spezifischen Fragen in den Gesichtskreis einbezieht (Abb. 9).

Eine Kurzzusammenstellung der neuesten Daten soll diese Ausführungen wenigstens in den Grundzügen stützen und soll ein Resümee zu der in der Vergangenheit so lange geführten Diskussion um Autochthonie, Allochthonie und Heimat der Kalkalpen geben.

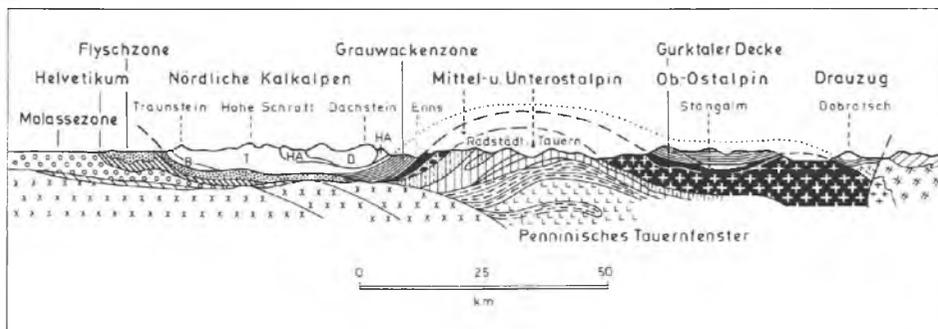


Abb. 9: Profil durch den Mittelabschnitt der Ostalpen, das die Stellung und Herkunft der Nördlichen Kalkalpen zeigt – nach A. TOLLMANN, 1963 a, S. 204, Abb. 22, Fig. 4, ergänzt. B – Bajuvarikum, T – Tirolikum, HA – Hallstätter Schollen, D – Dachsteindecke.



Abb. 10: Die in den Kalkalpen des Ötztallandes abgeteuftete Bohrung Urmannsbau bei Gaming hat den direkten Beweis für den Deckenbau und die Allochthonie des Nordteiles der Kalkalpen erbracht. Als erste und bisher einzige Bohrung, die durch die gesamten Kalkalpen und ihre Unterlage bis in das Kristallin der Böhmisches Masse niedergebracht wurde, hat sie in den Kalkalpen Sulzbachdecke, Lunzer Decke, Frankenfelder Decke samt Kieselkalkzone durchörtert, darunter Flysch, Helvetikum, allochthone und autochthone Molasse angetroffen und das Kristallin in 3033 m Tiefe erreicht (Photo 11. 6. 1966 nach Abschluß dieser von der ÖMV-AG. durchgeführten Bohrung mit den beiden geologischen Bearbeitern des Umlandes bzw. der Bohrung E. KRISTANTOLLMANN und G. WESSÉLY). Vgl. hiezu Abb. 11 mit den Ergebnissen im Profil.

1. Die Fazies der Kalkalpen kontrastiert schärfstens mit jener des im Untergrund der Alpenrandzone erbohrten autochthonen Mesozoikums, das im Westen und Osten noch über dem kristallinen Sockel des Molasse-Untergrundes erhalten ist. Außeralpine Serien in germanotyper Ausbildung wurden im Westen, eine eigenständige eigenartige Fazieszone im Staatter Trog im Osten als autochthones Mesozoikum vorgefunden (A. TOLLMANN, 1963 b, S. 43–49; R. KAPOUNEK et al., 1967, S. 73; R. JANOSCHEK, 1969, S. 94 etc.). Die Ortsfremdheit des im Süden hoch darüber auflagernden kalkalpinen Stockwerkes wird hiedurch sehr verdeutlicht.

2. Das außerordentlich weite Zurückreichen der Molasse unter den Kalkalpen und ihrer Flysch- und Helvetikumsunterlage gegen Süden wurde durch eine Reihe neuer Daten bekräftigt. Seit je hatte L. KOBER auf diese weiträumige Überschiebung der Molasse durch die Kalkalpen aufmerksam gemacht. Leicht ist die flache Überschiebung von Kalkalpen über die Molassezone im Osten Österreichs erfaßbar. Molasse wird hier in Spänen in Schürflingsfenstern innerhalb der Flyschzone emporgerissen. Sie zieht aber noch im tieferen Untergrund der Kalkalpen weiter. Das hat die Bohrung Urmannsau (Abb. 11) in den niederösterreichischen Kalkalpen gezeigt (A. KRÖLL, 1967, S. 348 f.; H. KÜPPER, 1968 b). Diese Bohrung erbrachte in bezug auf die Molasse aber eine besondere Überraschung. Nicht nur daß in der Tiefe der Kalkalpen und des Flysches über der Böhmisches Masse – die in 3033 m Tiefe angetroffen worden war – noch so weit hinter den Stirnzonen der alpinen Decken autochthone Molasse des Chatt und Aquitan lagert, zeigen verschürfte Späne älterer Molasse, und zwar vom Obereozän bis Unteroligozän, die als Schürflinge in der der autochthonen Molasse auflagernden ultrahelvetischen Buntmergelserie zwischen 2263 m und 2600 m angetroffen worden waren, daß die eigentliche Trogtiefe der Molasse noch viel weiter im Süden liegt, tief begraben unter dem inneren Abschnitt der Kalkalpen.

Aber auch im bayrischen Abschnitt der Alpenrandzone erfordert die gezwungenermaßen nach Süden vorzunehmende Abwicklung der gefalteten Molasse allein schon eine um 15 km größere Ablagerungsbreite gegen Süden, wie P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 293) gezeigt hat, und außerdem stellen sich die steilen Grenzen der Oberfläche zwischen Molasse, Helvetikum, Flysch und Kalkalpen in der Tiefe auf Grund geophysikalischer Messungen allmählich flach (H. REICH, 1960, Taf. 13; E. VEIT, 1963, Abb. 9–16, S. 50 f.), so daß dort gleichermaßen eine bedeutende Überschiebung der Molasse erkennbar wird. Heute ist ja auf Grund der verfeinerten und der verschiedenartigen geophysikalischen Meßtechniken die Frage der Allochthonie des Westabschnittes der Kalkalpen eindeutig entschieden, wie auf S. 25 und Abb. 8 ausgeführt.

3. Helvetikum und Flysch sind vollkommen von ihrem Sockel abgescherter, primär flach und weit gegen Norden verfrachtete Einheiten, deren Hauptmasse später durch die Kalkalpen überschoben und begraben worden ist, so daß nur ihr schmaler Stirnsaum an die Oberfläche kommt. Weitere spätere Einengung hat dann lokal, besonders im bayrischen Abschnitt, eine Versteilung der Grenzen bewirkt, was dann zu der mißlichen Auffassung des steilen primären Nebeneinanders von Helvetikum und Flysch einerseits, Kalkalpen andererseits bei zahlreichen deutschen Geologen geführt hat. Auch hier haben sich in letzter Zeit die Beweise für die unwahrscheinlich weite Überschiebung der externen Zonen durch die ostalpinen Kalkalpen gehäuft. Waren bereits zuerst bei alleiniger Beachtung der Verfaltung des Flysches und der in den Randzonen unter dem

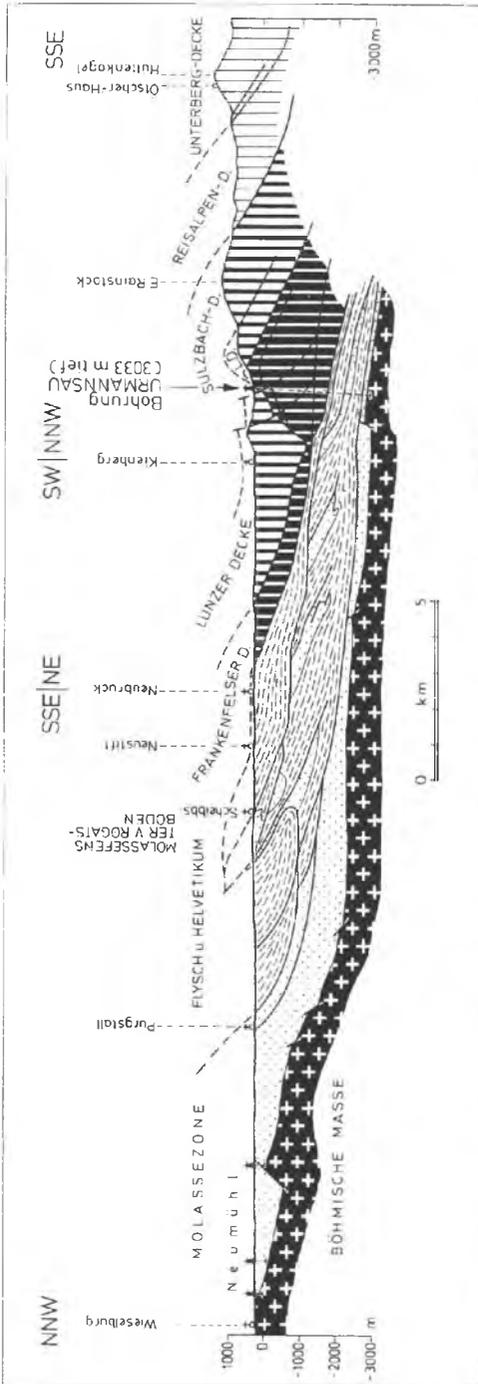


Abb. 11: Der durch die Bohrung Urmannsau und die begleitenden geologischen und geophysikalischen Untersuchungen festgestellte Deckenbau in den niederösterreichischen Kalkalpen nach A. KROLL & G. WESSELY (1967, Taf.) etwas schematisiert und geringfügig ergänzt.

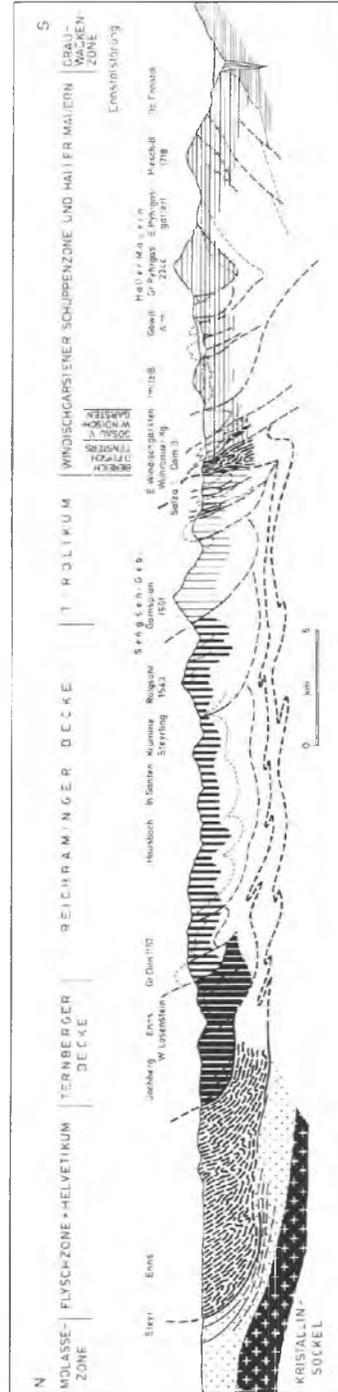


Abb. 12: Profil zwischen Steyr und Admont, die weite Unterlagerung durch den Flysch zeigt; nach B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968, Taf. 3).

Flysch auftauchenden Helvetikumsfenster im Osten (W. DEL-NEGRO, 1958 a, S. 89; 1962, S. 6) und Westen (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, S. 293) Abwicklungsbeträge errechnet worden, die zu einer Zurücknahme des kalkalpinen Stirnrandes bis über die Tauern führten, so ist, nach Entdeckung bzw. Sicherung der großen Flysch- und Helvetikumsfenster im Inneren der Kalkalpen und der Erbohrung dieser Einheiten unter den niederösterreichischen Kalkvoralpen in der Bohrung Urmannsau, die Unterteufung der Kalkalpen durch diese Randzonelemente noch sinnfälliger geworden. 13 km tief reichen die Flysch- und Helvetikumsfenster im Bereich des Wolfgangsees ins Kalkalpen-Innere (B. PLÖCHINGER, 1964), 25 km weit vom Nordrand und nur mehr 15 km weit vom Südrand der Kalkalpen liegt das Flyschfenster von Windischgarsten, das nach seiner Entdeckung durch R. BRINKMANN (1936, S. 438–442), die als unglaublich abgetan worden war, heute durch Detailuntersuchungen mit modernen Methoden bewiesen ist (S. PREY et al., 1959, S. 201 ff.; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 180 ff.) – vgl. Abb. 12. Eine Anzahl weiterer Flyschfenster begleitet den Nordabschnitt der Kalkalpen im Osten Österreichs (vgl. A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1–2; 1969 a, Taf. 1).

Ist aber all diesen geologischen Beweisen für die weite Überschiebung auch der deutschen Kalkalpen über die Randeinheiten – also Molasse, Helvetikum und Flysch – von mancher Seite bis in die jüngste Zeit nicht geglaubt worden, so haben hier die refraktionsseismischen und die geoelektrischen Untersuchungen durch deutsche Geophysiker im Bereich der Chiemgauer Alpen, im Meridian von Marquartstein und des Inn-Quertales eine 10 km bis 15 km weit hinter den Kalkalpen-Stirnrand zurückreichende, mächtige Unterlagerung durch Sedimente vom Typus Molasse/Flysch/Helvetikum erbracht (G. ANGENHEISTER et al., 1975, S. 97, Abb. 13; A. BERKTOLD et al., 1975, S. 3; M. WILL, 1975, S. 34).

4. Einen schönen Beleg für die Fernüberschiebung der Kalkalpen stellt der *Reibungssteppich* an der Basis dieses Gebirgssystems dar, der während des Transportes durch liegengebliebene Späne erzeugt worden war, die von der Stirn des Tiefbajuvarikums abgesplittert sind. Diese durch ihre spezifische Jura-Entwicklung und durch eine an Cenoman reiche Kreidefazies gut charakterisierten und von den Serien der inneren Zonen der Kalkalpen unterschiedenen Späne kamen bei weiteren Nachbewegungen an inneren Schuppen- und Deckengrenzen der Kalkalpen stellenweise, und zwar im Ost- und Mittelabschnitt dieses Gebirgssystems, als *Schürflinge* an die Oberfläche. G. HERTWECK (1961, S. 69 ff.) hat das schon lange bekannte Phänomen erstmals in seiner ganzen räumlichen Ausdehnung und Bedeutung erfaßt und gezeigt, daß in den östlichen Kalkalpen solche Schürflinge an sechs hintereinanderliegenden tektonischen Flächen bis tief ins Tirolikum eingeschleppt sind (vgl. Abb. 13). Durch den Nachweis von Schürflingen der Ternberg-Frankfurter Decke des Nordrandes im Gebiet der Windischgarsten-Hengst-Linie in Oberösterreich bis hinüber zum Nordrand der Gesäuseberge durch B. PLÖCHINGER (in B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 190 f.; Abb. 4, S. 207), zum Beispiel im Kampertal-Schürflingsfenster und östlich davon, ist eine noch weitere Lösung der Kalkalpen vom Untergrund als durch das Windischgarstener Fenster selbst klaggestellt worden, da die Schürflinge hier eine tektonische Fremdauflagerung der Kalkalpen in rund drei Viertel der gesamten Breite nachweisen (Abb. 13)!

5. Der zweite *Schürflingssteppich* an der Basis der Kalkalpen, nämlich jener aus Spänen der *Arosazone* im westlichsten Abschnitt dieses Gebirgssystems,

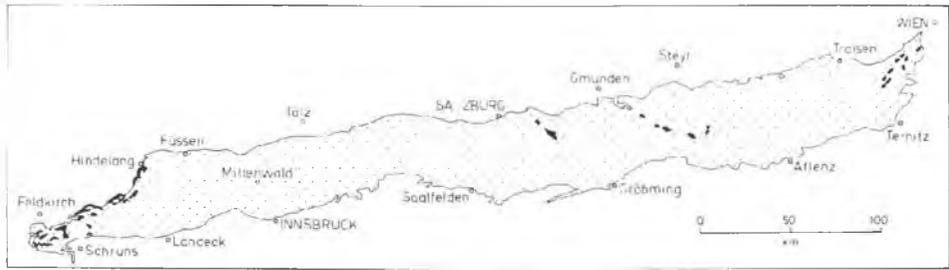


Abb. 13: Untergrund- und Schürflingsfenster in den Kalkalpen. Fremdschollen und Schürflinge der Randzone (schwarz) sind zur Verdeutlichung etwas vergrößert eingetragen.

spricht eine ebenso deutliche Sprache, bzw. vervollkommnet das Bild der Ablösung der Kalkalpen vom Untergrund. Vom Rhätikon bis über Hinterlang im Allgäu hinaus wird der Westrand der Kalkalpen durch eine Schollenmasse von Gesteinen der Arosazone der Ostschweiz unterlagert, die durch bestimmte Gesteinstypen, besonders durch die mittelkretazischen basischen Eruptiva, die Spilite, charakterisiert wird. Die tektonische Bedeutung dieser markanten Schollenreihe, die sich auch in einzelnen Fenstern im Inneren der Kalkalpen bis zum Klesenzafenster in Vorarlberg im Osten zeigt, ist bereits früh erkannt worden: G. STEINMANN (1898, S. 258) und M. LUGEON (1901, S. 800 f.) haben auf Grund der Erkenntnis, daß diese Arosaschürflinge unter dem höheren Ostalpin passiv aus der Ostschweiz mitverfrachtet worden sind, auf die große Überschiebung des Ostalpins – schon vor P. TERMIER (1903) – geschlossen (Abb. 13, 20)!

6. Nicht übersehen werden darf die große ursprüngliche Breite der Kalkalpen nach Abwicklung ihrer Decken, die unter Berücksichtigung der nötigen weiten Zurücknahme der Stirnzone auf Grund des bisher Ausgeführten sehr weit gegen Süden reicht. Deckenbau beherrscht die Kalkalpen in ihrer Gesamtheit, auch in dem in dieser Hinsicht in jüngerer Zeit umgedeuteten Westabschnitt. Die zahllosen Belege der Nordvergenz auf der Südseite der sogenannten Pilzfalten, das achsiale Abtauchen von Halbfenster-Inhalten gegen Osten hin im Kern von echten Deckensätteln und zahlreiche andere Beobachtungen haben die Harmonie im Baustil zwischen Westen und Osten im Gesamtbereich der Kalkalpen wiederhergestellt. Zwar ist die Breite der Abwicklung der Kalkalpen geringer geworden als E. SPENGLER (1959, S. 306) durch Herausverlegung der gesamten Hallstätter Zone in einen Raum südlich der heutigen Kalkalpen mit 226 km berechnet hatte, aber die Ausglättung der voralpinen Deckenüberschiebungen und die nötige vollkommene Zurücknahme von tief- und hochjuvavischen Fernschollen, wie Untersbergdecke, Mitterndorfer Hallstätter Decke, Schneebergdecke etc., hinter den Südrand des Tirolikums ergeben noch beträchtliche Breitewerte. Statt einer Breitenerstreckung von 40 km bis 50 km, wie sie jetzt vorliegt, hat man sicherlich mit einer Größenordnung von weit über 100 km zu rechnen – einem Betrag, den schon F. HAHN (1913 b, S. 494) für die ursprüngliche Breite des kalkalpinen Sedimentstreifens in seinem Mittelabschnitt angenommen hatte.

Die bisher angeführten Fakten sprechen mit Ausnahme von Punkt fünf sämtliche nur für eine mehr oder weniger bedeutende Allochthonie der Kalkalpen in bezug auf ihre heutige Unterlage. Sie sagen aber noch nichts über die Herkunft der Kalkalpen aus,



legung, daß ja für die abgescherte Sedimentdecke des Helvetikums (und auch des Flysches, wenn wir ihn nicht fern herholen) auf jeden Fall hier eine Verschluckungszone in allerdings größerer Tiefe zu liegen kommt, in der das Sockelkristallin der Externzone abgepreßt worden sein muß, trotzdem man keine Narbe nachweisen kann. Für die oberste Etage, die Kalkalpen, zählen aber in dieser Frage die sichtbaren Verhältnisse am Westrand der Ostalpen und ebenso in jenen Gebieten flacher Auflagerung von Kalkalpen auf Grauwackenzone und samt dieser auf den zentralalpinen Einheiten wie im Ostabschnitt der Alpen.

8. Ein anschaulicher Beweis für die Herkunft der Kalkalpen aus dem Süden, hinweggeschoben über verschiedene zentralalpine Einheiten, liegt noch im Blickfeld des Westendes der Kalkalpen: Die Mitschleppung der Arosaspäne aus dem zentralalpinen Bereich gibt – wie oben ausgeführt – ein unwiderlegbares Zeugnis für den Transport der Kalkalpen nach Abscherung von ihrem Sockel und erster Fernverfrachtung über diese einst davor bloßliegende zentralalpine Zone, die dabei aufgepflügt und teilweise mitgenommen worden ist. Jüngst hat der Verfasser nun auch auf das ebenso beredte Gegenstück im Osträtigau, sozusagen auf die „reziproken Arosaschollen“, nämlich auf die *Madrisa Schollenzone*, hingewiesen, in der an der gleichen Bewegungsfuge über der Arosazone am einstigen Weg der Kalkalpen in den Zentralalpen Späne von faziell unzweifelhaft kalkalpinem Material mit Partnach-Arlbergsschichten liegengelassen sind (Taf. 1). Nach der Liasfazies stammen diese liegengelassenen Späne vom Stirnteil des Westrandes der Kalkalpen ab, in diesem Meridian von der Wandflussschuppe der Lechtaldecke. Sie bilden einen Schollenteppich, der in Form der Kristakopfscholle, der Tschaggunser Mittagspitze und einer bis zur Saaseralp 4 km NNW Klosters, 13,5 km weit vom Rhätikonrand gegen Süden hin auf zentralalpines Gebiet reichenden Schollenreihe, unter dem Silvrettakristallin eingewickelt, vorgreift (A. TOLLMANN, 1970 c) – vgl. Abb. 72 im Band 1 dieser Monographie; vgl. S. 94 ff.

9. Zur Auffindung der weiteren Zeugen des Weges der Kalkalpen in der Zentralzone der Ostalpen muß man sich tiefer in diese selbst begeben. Faziesentwicklung, tektonische Lagerung und Einordnung in der Stockwerkshöhe sowie Nordvergenz der Großstrukturen sind die drei Hauptmerkmale, die gemeinsam die Stellung der Reste der kalkalpinen Serien in den Zentralalpen erkennen lassen und Rückschlüsse auf deren Heimat gestatten. Wo Relikte von nichtmetamorphem Mesozoikum in nordalpiner Fazies und nicht in der gut unterscheidbaren zentralalpiner Entwicklung auftreten, lagern sie stets mit Paläozoikum verbunden überschoben als tektonisch höchstes Stockwerk über dem mächtigen zentralalpiner mittelostalpinen Kristallin, das kein fossilführendes Paläozoikum besitzt und stellenweise transgressiv auflagerndes Permo-mesozoikum in zentralalpiner Ausbildung zeigt und das in Lithologie und Fauna klar vergleichbar ist mit dem noch tieferen Stockwerk des Unterostalpins. Regionen wie das Stangalm-Flattnitz-Gebiet in den Gurktaler Alpen oder die Stubaiäer Alpen, wo die sonst tektonisch und wohl auch erosiv weitgehend denudierten zentralalpiner mesozoischen Serien noch gut erhalten sind, bilden Schlüsselpunkte für das Verständnis der Position und der Heimat der nordalpiner Fazies, wie vom Verfasser seit 1958 wiederholt ausgeführt. Wer etwa unter Kenntnis der Feinheiten der zentralalpiner Fazies der Radstädter Tauern das Stubaiäer Mesozoikum studiert und dort im Massiv Kalkkögel-Serles-Tribulaun noch immer typisch zentralalpine Trias-Jura-Fazies antrifft, darüber aber im

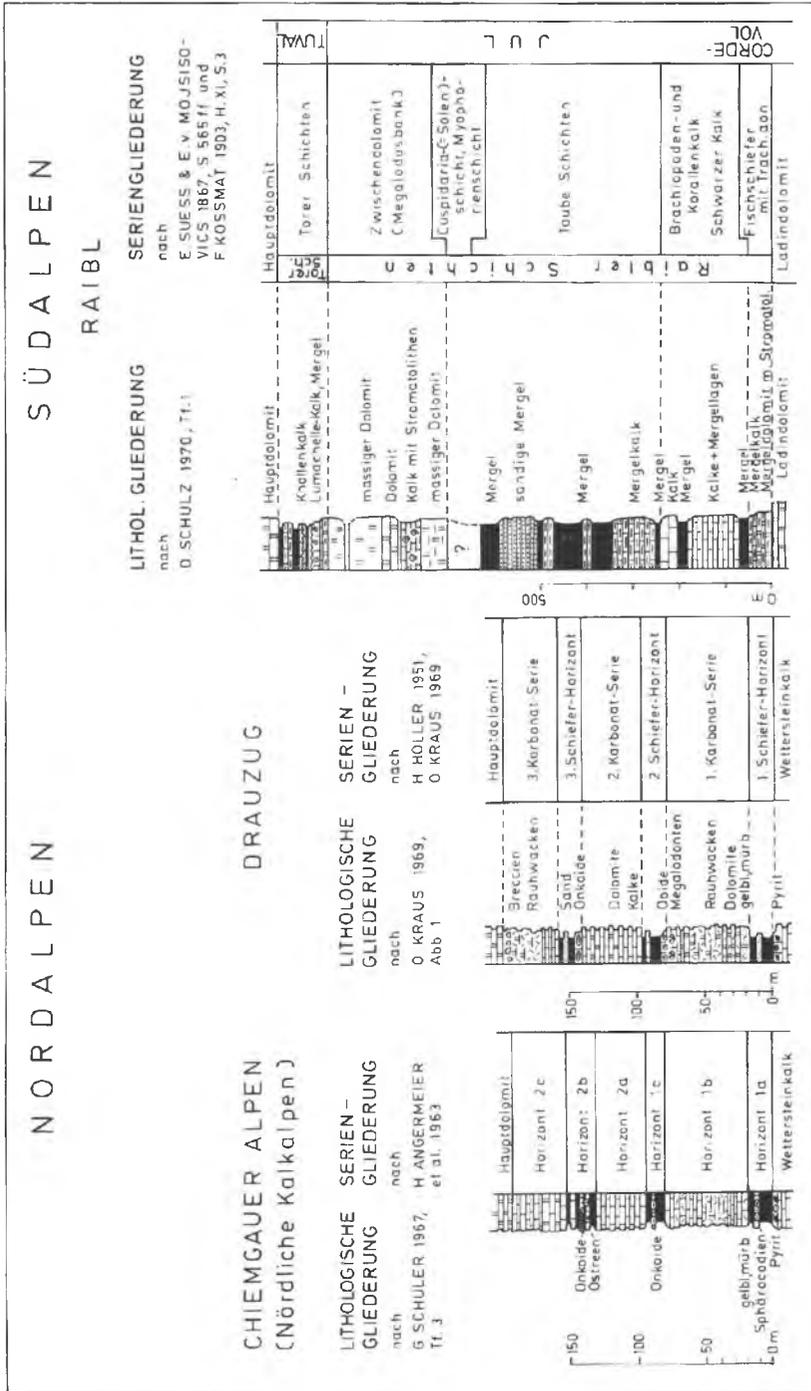


Abb. 15: Gegenüberstellung der Grundprofile der Raibler Schichten in den westlichen Nordkalkalpen und im Drauzug mit jenen der Südalpen bei Raibl nach O. Kraus (1969, S. 87, Abb. 1) und O. Schulz (1970, Taf. 1 etc.). Die Abbildung zeigt die engen Gemeinsamkeiten der einst zusammengehörigen, heute tektonisch so weit getrennten Sedimentationsräume der Nordalpen und den eklatanten Unterschied zum Profil von Raibl.

Gipfelbereich die überschobenen Massen des oberostalpinen Paläozoikums und auch noch kalkalpine Obertrias – vollkommen verschieden von jener des mittelostalpinen Sockels – und ammonitenreichen Adneterkalk vorfindet, der wird dann auch weniger vollständig erhaltene Profile, die entsprechende Faziestypen, entsprechende tektonische Position usw. zeigen, verstehen können. Aus historischen Gründen ist es interessant zu vermerken, daß bereits E. v. MOJSISOVIC (1873, S. 161) auf Grund seines stratigraphisch-faziellen Feingefühls die Unmöglichkeit erkannt hat, die Nördlichen Kalkalpen vom faziell andersartigen (S. 162) Stubai-Mesozoikum abzuleiten, obgleich dort gerade erst der Nachweis der Existenz dieses Mesozoikums geliefert worden war.

Durch diese Brücke von tektonisch dem Sockel auflagernden Schollen in nordalpiner Fazies im Raum der Zentralalpen wird die Beziehung zu den großen wurzelnahen Schollen nordalpiner Entwicklung, dem Drauzug und den Nordkalkalpen, hergestellt. Es ist hier nicht möglich und nicht Zweck dieser Zeilen, diese faziellen Beziehungen von den Kalkalpen weg über den tektonisch tiefer liegenden Raum der Zentralalpen nach Süden zu durchleuchten. Es mehren sich aber bei genaueren Untersuchungen, wie oben schon angedeutet, die Einzelheiten, die die beiden Teilstücke der nordalpiner Faziesprovinz mit den wurzelnahen Resten verbinden: Die aus dem einst benachbarten südalpiner Raum stammenden vulkanischen Aschen aus der Mitteltriaszeit werden in immer weiteren Vorkommen in der nordalpiner Faziesregion entdeckt, während sie darüber hinaus noch weiter gegen Norden (Mittel- und Unterostalpin, Pennin) kaum eine nennenswerte Rolle spielen. Das Anlaufen der Detailuntersuchung der Trias-Etagen im nordalpiner Faziesraum hat bereits bei der ersten weitgehend gediehenen Spezialstudie im karnischen Horizont verblüffende Gemeinsamkeiten in Drauzug und Kalkalpen erbracht, während in den zentralalpiner Faziesteilregionen dazwischen ganz andere Verhältnisse herrschen: Die Gegenüberstellung des Karns der westlichen Nordkalkalpen und des Drauzuges bei O. KRAUS (1969, Abb. 1) zeigt dies anschaulich – Abb. 15. Hiezu ist zu bemerken, daß O. KRAUS (S. 87 f.) betont, daß das gegebene Karnprofil für den gesamten Drauzug Geltung hat und keine Ausnahme darstellt. Spezifische Leithorizonte tauchen in beiden Profilen auf, wie z. B. die „Sonderfazies“ im oberen Wettersteinkalk, die pyritisierte Grenzbank des Wettersteinkalkes, als Grenzkonolith/Oolith ausgebildet, der erste Tonschieferhorizont und die gelb anwitternde Mürbkarbonatbank mit Wurm-Wühlgefüge darüber, schließlich aber im großen die Gesamtfolge mit ihrer charakteristischen Dreiteilung durch die Schieferhorizonte, die sich in den Nordkalkalpen weithin erfassen läßt, nicht nur im Westen, sondern – und zwar besonders im Südrandbereich, im Raum der Aflenzer Fazies – auch im Osten der Kalkalpen. Auch in der vergleichenden petrographischen Untersuchung des Karns von Karwendel und Gailtaler Alpen durch O. SCHULZ (1970, S. 224 f.) kommt der überraschend ähnliche Rhythmus der analogen Serien der beiden Gebiete klar zum Ausdruck, während etwa zum südalpiner Raibler Profil bedeutendere Divergenzen bestehen. Die engen Beziehungen im Karn knüpfen übrigens den Drauzug an die fossilreiche „Südfazies“ der westlichen Nordkalkalpen, nicht an die fossilarme hyperhaline Nordentwicklung (H. JERZ, 1966, S. 87 ff.). Dies widerspricht auch der aus tektonischen Gründen ebenfalls abzulehnenden Auffassung von R. OBERHAUSER (1964, S. 50, Abb. 2), der allein auf Grund des Vorhandenseins von Mittelkreide die Lienzer Dolomiten an das Bajuvarikum binden wollte, daher Tirolikum und Juvavikum südlich

der Lienzer Dolomiten beheimatet und diese davon überschoben wählte. Daß auch die nunmehr in Einzelheiten erfaßten spezifischen Beziehungen zwischen dem sandreichen Anis des Drauzuges und jenem des Südalpen-Nordrandes eine Einordnung der Nordkalkalpen südlich hinter den Drauzug verbieten, wurde bereits zu Beginn dieses Kapitels S. 30 erwähnt.

Die tektonisch tieferen zentralalpinen Einheiten, die sich zwar räumlich heute zwischen den Kalkalpen und den oberostalpinen Schollen im Süden einschalten, stehen in ihrer abweichenden Faziesformung fremd dazwischen. Je genauer die lithologischen und sedimentologischen Einzelheiten der Schichtfolgen der Ostalpen erforscht werden, um so klarer wird auch in dieser Hinsicht die einstige Beheimatung der so stark zerrissenen und fernüberschobenen Sedimentstreifen hervortreten.

10. Neben diesen lithologischen Gemeinsamkeiten, die einst zusammengehörige oder benachbarte Sedimentbecken enger als entfernter liegende binden, sind in großräumiger Sicht ebenso wertvolle Indizien in der Abnahme der Vorlandseinflüsse in den Sediment- und Faunenmerkmalen in den alpidischen Teilrögen vom Nordrand weg gegen Süden hin gelegen und sind ferner in der Zunahme der durchschnittlichen gesamten Mächtigkeit der Einzelröge bis zu den am zentralsten gelegenen Einheiten gegeben. Dieser ursprünglich im innersten Streifen der Gesamtgeosynklinale gelegene Abschnitt, dem die Nördlichen Kalkalpen angehören und welcher kraft seiner faziellen Sonderentwicklung einen eigenen, als Aristogeosynklinale (A. TOLLMANN, 1968 a, S. 210 ff.) bezeichneten Typus darstellt, bietet den den Vorlandeinflüssen in jeder Hinsicht am meisten entzogenen Sedimentationstypus, worauf seit 1963 a, S. 170, bis 1970 c, S. 334, vom Verfasser wiederholt verwiesen worden ist. Diese Unterschiede machen sich in dem sich weit gegen Osten öffnenden mittleren und östlichen Abschnitt der Ostalpen naturgemäß stärker geltend als im Westen, wo die Individualisierung der Hauptfazieszonen der Ostalpen in dem schmälern Gesamtsedimentationsraum unschärfer war, so daß man z. B. in den westlichen Kalkalpen mehr Gemeinsamkeiten mit der zentralalpiner Fazies findet als weiter im Osten. Auch in der Fauna zeigt sich ein deutliches Gefälle, im Prozentsatz der Vorlandarten von der primär externen Grestener Zone angefangen, die heute in unmittelbare Nachbarschaft der Kalkalpen geraten ist, über zentralalpine Regionen zur nordalpinen Fazies der aristogeosynklimalen Innenzone. Während für die Randzonen exakte Untersuchungen in dieser Hinsicht durch F. TRAUTH vorliegen (vgl. Übersicht bei A. TOLLMANN, 1963 b, S. 50), stehen zur Erfassung des weiteren Gradienten der in großen Zügen deutlich gerichteten Änderung der Faunenzusammensetzung nach Quantität und Qualität Untersuchungen über die gegen innen anschließenden Zonen noch aus. D. ANDRUSOV hat auf ganz die gleiche Erscheinung der harmonischen Abwandlung der Faunenelemente von Teiltrog zu Teiltrog in den Westkarpaten hingewiesen, die auch dort bei Abwicklung des Deckenbaues sichtbar wird.

11. Über all diesen angedeuteten Faziesbeziehungen aber darf keineswegs der eingangs erwähnte Haupthinweis für die weite Zurücknahme der Kalkalpen in ihr südliches Heimatgebiet bei der Abwicklung vergessen werden, der in der Tatsache des Aushebens dieses Gebirgszuges samt seiner paläozoischen Grauwackenzone über dem mittelostalpinen System, also über dem Thörl-Rannach-Permotriaszug, in zentralalpiner Fazies liegt. Die großzügige nordvergente Verformung dieser und aller tieferen Einheiten durch die überfahrenden höheren

ostalpinen Elemente ist ein weiteres entscheidendes Argument in der Kette der Belege für den Ferntransport der hohen ostalpinen Einheiten.

12. Ein weiteres gewichtiges Argument in der Frage der Beheimatung der Nordkalkalpen eröffnet sich jenem, der mit seinen Überlegungen nicht am Wiener Becken haltmacht, sondern die durch Neogen verhüllte Landesgrenze zur Slowakei überschreitet und die ja aus dem Beckenuntergrund durch die zahlreichen Tiefbohrungen heute bekannte Fortsetzung der Kalkalpen in die Westkarpaten weiterverfolgt. Hier ist eine bis an den Südrand der Zentralkarpaten zurückreichende Schollenstreu in nordalpiner Fazies erhalten geblieben (Abb. 4). Durch die geringere Schubweite des den Kalkalpen entsprechenden obersubtratischen Deckensystems aber läßt sich hier die südliche Beheimatung unseres Faziesraumes gegenüber den zentralalpin-zentralkarpatischen Faziesteilregionen direkt ablesen. Zahlreiche Arbeiten bekräftigen diese Vorstellung, seit die Frage der Abwicklung der Westkarpatendecken im heute gültigen Sinn durch D. ANDRUSOV (1960, Taf. 9) und den Verfasser (1960 a, Taf. 15) durch Extrapolation der neuen Ostalpengliederung (1959) gegen Osten hin grundsätzlich gelöst worden war.

Als Ergebnis dieser Betrachtung zeigt sich unter Berücksichtigung aller erwähnten Argumente und weiterer Hinweise aus dem Gesamttraum der Alpen, daß die Nordkalkalpen bei der Abwicklung des Deckenbaues im Südstreifen des Ostalpins, im innersten Teil des Nordastes der Gesamtgeosynklinale der Alpen, beheimatet waren.

Dieser als Oberostalpin zugleich tektonisch am weitesten transportierte Streifen ließ sich jüngst anlässlich einer weitergehenden Analyse des Stangalm-Mesozoikums in drei schräg längsorientierte fazielle Subzonen aufgliedern (A. TOLLMANN, 1975 c): Dem Nordoberostalpin gehören die Nördlichen Kalkalpen an. Vom Zentraloberostalpin, dem mittleren Bereich, gibt die Kärntner Permotrias am Rücken der Gurktaler Decke Kunde. Dem Südoberostalpin schließlich gehören Drauzug und die heute eingewickelte Pfannock-Scholle des Stangalm-Mesozoikums an, die am weitesten der südalpiner Fazies angenähert sind.

Zur Frage der Verdrehung der Nordkalkalpen als Ganzes während der mehrphasigen Orogenese, besonders in der Zeit des Transportes als ein vom Sockel gelöstes Deckensystem, liegen im Zusammenhang mit den erst anlaufenden paläomagnetischen Untersuchungen vorerst nur widersprechende Angaben vor. So haben R. HARGRAVES & A. FISCHER (1959, S. 37) nach Untersuchung des remanenten Magnetismus im Hämatit der Ruhpoldinger Radiolarite des Untermalm und der Adneter Kalke des Lias der Kammerkehrgruppe die theoretisch vorgesehene mitteljurassische Pollage weitgehend bestätigt, so daß demnach seit dem Jura keine nennenswerte Rotation der Kalkalpen erfolgt wäre. H. SOFFEL (1975, S. 382 f.) hat hingegen aus paläomagnetischen Messungen an permischen Quarzporphyren des Bartholomäberges an der Basis der Vorarlberger Kalkalpen nach entsprechenden tektonischen Korrekturen eine Drehung der Kalkalpen seit dem Perm um  $60^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn abgeleitet. Die Entscheidung über das wahre Ausmaß der Verdrehung der Kalkalpen und ihrer Teilabschnitte während der einzelnen Transportphasen ist zufolge der laufenden paläomagnetischen Arbeiten in Bälde zu erwarten.

## C. ZUR FRAGE DER FÜR DIE GESTALTUNG DES OSTALPINS MASSGEBENDEN SUBDUKTIONSZONEN

Trotz dieser eben erwähnten Annäherung der nordalpinen Fazies des Oberostalpins im Drauzug an jene der Südalpen ist der fazielle Sprung in den einzelnen Stufen der Trias über die Nord-/Südalpen-Grenze hinweg beträchtlich. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß bereits auf Grund dieser Fakten, mehr noch auf Grund des noch extremer unterschiedenen Paläozoikums beiderseits dieser Linie, dann zufolge des segmentförmigen Abschneidens der bogenförmig herankommenden südalpinen mesozoischen Fazieszonen an der Periadriatischen Linie im Süden der Ostalpen an dieser Nahtzone ein breiter Streifen von Krustenmaterial samt Sedimenthülle unterdrückt worden ist. Auf Grund des Verhältnisses dieser steilen Linie zum im Osten flachliegenden, abgeschnittenen Deckenbau ist es unzweifelhaft, daß dieser Akt der Krusteneeliminierung entlang der Nord-/Südalpen-Grenze ein junges alpidisches Ereignis darstellt, wohl durch Seitenverschiebung der Blöcke unterstützt.

Die großen Verschluckungszonen – heute sagt man moderner „Subduktionszonen“ zu dem von O. AMPFERER (1911, S. 699) geprägten Prioritätsbegriff – liegen hingegen im Ostalpen-Orogen gebündelt in zwei anderen Streifen: einmal in der Grenzregion zwischen Pennin und Ostalpin, zum anderen Mal im helvetisch-penninischen Bereich. Präziser ausgedrückt kann zu dieser Frage allerdings nur nochmals das vom Verfasser (1963 a, S. 184) zum Streit von L. KOBER und E. KRAUS über eine oder zwei Verschluckungszonen Vorgebrachte wiederholt werden: „Es gibt weder eine noch zwei ‚Narbenzonen‘, sondern jedes Deckensystem hat seine eigene Wurzelzone, an der Verschluckungen vor sich gingen.“ Zur Zeit der kretazischen Orogenese mit ihrem Höhepunkt in der austrischen (vorcenomanen) und mediterranen (oberturonen) Phase wurden die Sockelmassen der drei ostalpinen Großdeckensysteme verschluckt, in die Tiefe abgeführt, während der hiezu vergleichsweise ungemein schwächte Teil der obersten sauren Kruste bzw. überhaupt nur die Sedimentgesteinshülle dieser Kruste in Form dünner Decken übereinandergestapelt wurde. In dieser Zeit wurde auch der zwischen eurasiatischer Nordscholle und afrikanischer Südscholle seit dem Jura aufgerissene Ozeanboden im Bereich des Südpennins, des Tauernpennins – welches zur Gänze aber noch dem Nordkontinent angehörte –, von den ostalpinen Decken überschoben und überwältigt. Dieser Ozeanbodenstreifen im südlichsten Südpennin im Bereich der Glocknerdecke und südlich davon (A. TOLLMANN, 1975 b) war ja die Haupttrennungszone zwischen Afrika und Eurasien gewesen. Helvetikum und der Hauptteil des Penninikums der Ostalpen sind als Randglieder Eurasiens, das Ostalpin als Nordrand des afrikanischen Blockes zu betrachten.

Erst in der illyrisch-pyrenäischen Phase, an der Wende Paläogen/Neogen, verlagerte sich die Bewegungsfront weiter nach außen, nach Norden, splitterte der Südrand des

Nordkontinents in Form des nordpenninischen Systems, des Flysches und Helvetikums ab und wurde überschoben. Auch hier ist eine umfangreiche Verschluckung des Sockelmaterials dieser Zonen nötig, auch hier sind Subduktionszonen erforderlich, die nun die Funktion der einstigen südlicheren Zonen übernehmen.

Man möge sich in diesem Zusammenhang nicht über die noch vollkommen ungeklärte Frage nach dem Verschwinden von enormen Massen saurer Kruste – wie heute im Schrifttum meist üblich – mit der Bemerkung hinwegtäuschen, daß diese kontinentale Kruste eben in Form der Decken ausgeschoben wurde. Der ausgeschobene Betrag ist verschwindend gegenüber dem, der durch Verschluckung in die Tiefe abgeführt werden mußte. Es läßt sich an allen sieben Hauptdeckensystemen der Ostalpen auf Grund von noch vorhandenen Sockelresten beweisen, daß normale, saure, kontinentale Kruste die Unterlage der Tethyssedimente bildete: So im Helvetikum mit dem Buchdenkmal-Granit, in der Flyschzone mit ihren kristallinen Scherlingen und Gleitblöcken, im Mittelpennin mit den Zentralgneismassen, im Südpennin mit den Gneislamellen der tieferen Decken – abgesehen von Teilen der Glocknerdecke –, im Unterostalpin mit der Grobgnaisseerie des Semmeringsystems und dem Twenger Kristallin der Tauern, im Mittelostalpin mit dem Zentralalpinen Kristallin außerhalb der großen Fenster und im Oberostalpin mit dem Altkristallin in der Phyllitgneiszone und in der Drauzug-Basis. Null bis wenige Kilometer der Mächtigkeit der alten kontinentalen Krustenteile sind nur in Form der Decken überschoben, etliche Zehnerkilometer müssen entweder primär ausgedünnt oder in die Tiefe subduziert sein. Von den Nördlichen Kalkalpen samt Grauwackenzone z. B. verschwand fast der gesamte breite Altkristallinsockel bis auf wenige Reste. Und sogar das neben den mittelpenninischen Zentralgneiskernen einzige Deckensystem mit mächtigerem Kristallin, das Mittelostalpin, das an wenigen Stellen im Maximum wohl noch etliche Kilometer an Mächtigkeit erreicht, dünnt über weiten Strecken der Zentralalpen, nämlich über allen großen Fenstern dieses Raumes weitgehend bis gänzlich aus (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 190 f.). Das Problem, wohin die kontinentale Kruste, die kaum Anzeichen einer geosynklinalen Verdünnung zeigt, bei einer Einengung des Ostalpen-Orogens von 600 km erfaßbarem Kristallinsockelanteil (die Ozcanböden sind nicht mitgerechnet) auf 150 km Breite durch die Subduktion verschwindet, ist heute durchaus ungelöst.

Ogleich das weite Deckgebirgs-Deckensystem der Nordkalkalpen geradezu zu solchen Betrachtungen herausfordert, kommen wir hiedurch doch zu sehr von unserem Thema, den Kalkalpen selbst, ab und müssen weitere Überlegungen in dieser Richtung einer getrennt zu führenden, vergleichenden Betrachtung der Orogene vorbehalten.

### 3. Kapitel

## **DIE REGIONALE TEKTONISCHE GLIEDERUNG DER KALKALPEN**



# A. DIE GROSSTEKTONISCHE GLIEDERUNG

## a) Überblick

Die Grundstruktur der Nördlichen Kalkalpen beruht auf dem Prinzip, daß von einer Stammdecke, die die Hauptmasse des Gebirges bildet und zugleich mit der Grauwackenzone im Süden verbunden ist, beim Transport die Stirnteile der einstigen Überschiebungsmasse als tiefere Einheiten abgetrennt und überschoben wurden und ihr andererseits ursprünglich südlicher beheimatete Abscherungsdecken im Süden als tektonisch höhere Elemente, die sämtliche in Form von überdimensionalen Deckschollen erhalten sind, aufgeladen wurden.

Diese Stammdecke stellt nun im Westteil der Kalkalpen die breite Lechtaldecke dar, in sich großtektonisch nicht weiter gegliedert, sondern nur verfault und mäßig verschuppt (vgl. Abb. 16 in Band 1 dieser Monographie). Von ihr abgespalten ist im Stirnbereich die durchlaufend tektonisch getrennte Allgäudecke, die im Westen auf Grund der Aussage des Hornbach-Halbfensters mindestens 23 km weit überschoben wurde. Die Cenoman-Randschuppe andererseits stellt wiederum den abgesplitterten, aber in der gesamten Länge vollkommen tektonisch selbständig gewordenen Stirnteil der Allgäudecke dar. Die Innentaldecke erscheint im Süden als der Stammdecke aufgelagerte Großscholle, mit Resten der höchsten Einheit, der Krabachjochdecke, am Rücken.

Östlich vom Inn entwickelt sich durch eine schräg ansetzende Schubfläche aus dem Südtail der Lechtaldecke ein neues tektonisches Großelement, das bis zum Ostrand der Kalkalpen (und darüber hinaus im Wiener-Becken-Untergrund) anhält, das man am besten als „Tirolikum“ bezeichnen kann. Es ist selbst noch in eine Reihe von Teildecken gegliedert. Dieses Tirolikum bildet im Mittel- und Ostteil der Kalkalpen die mit der Grauwackenzone im Süden verbundene Stammdecke, die die einstigen nördlicheren Zonen überwältigt hat, und zwar die nur unvollständig abgetrennte Reichraminger und Lunzer Decke und die wiederum vollkommen isolierte, stark überschobene Ternberg-Frankenfelder Decke mit ihrer Unterlagerung durch die Cenoman-Randschuppe. Das vielgliedrige Juvavikum, die hochalpinen Decken im Sinne von L. KOBER, bildet hier im Mittel- und Ostabschnitt teils tektonisch selbständige, teils aber auch parautochthone Schollen und Decken am Rücken des Tirolikums.

## b) Die Großgliederung

Die Grundeinteilung in Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum geht auf den Münchner Geologen F. F. HAHN (1912, S. 338 ff.) zurück, der mit diesen absichtlich neutral gewählten Begriffen, die auch dann Anwendung finden können, wenn die über-

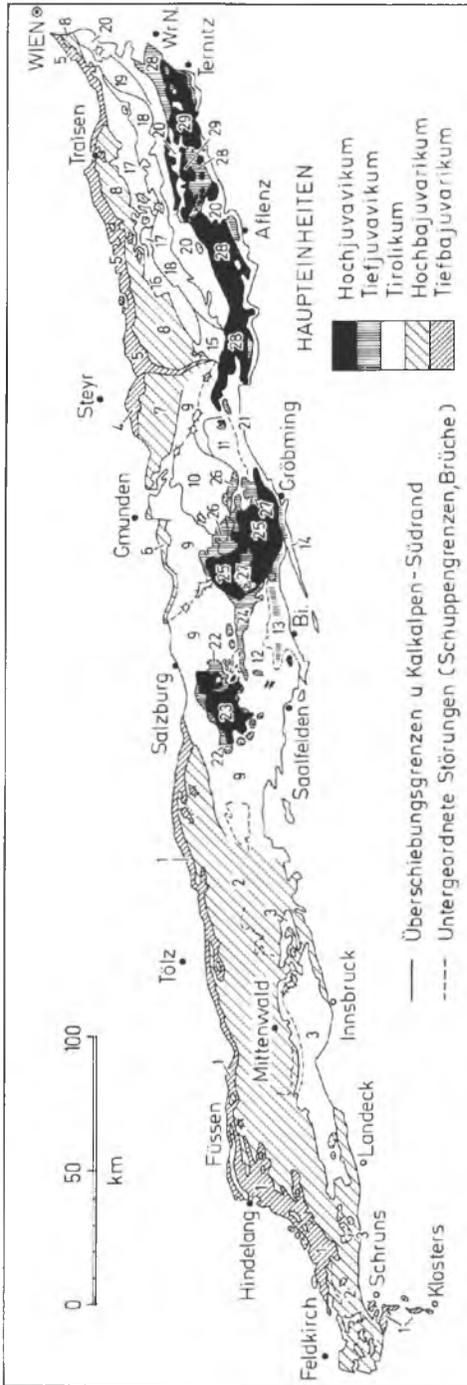


Abb. 16: Die tektonische Gliederung der Nördlichen Kalkalpen nach A. TOLMANN (1973 b, Abb. 1) mit Nachträgen. — 1 Allgäu-Decke, Cenoman-Randschuppe und Madrisazone; 2 Ledtaldecke; 3 Inntal- und Krabadjochdecke; 4 Ternberger Decke; 5 Frankenfelder Decke und Cenoman-Randschuppe; 6 Langbath-Scholle; 7 Reichraminger Decke; 8 Lunzer Decke; 9 Staufen-Höllengebirgs-Decke; 10 Torengebirgsdecke; 11 Warscheneckdecke; 12 Tennengebirgs-Scholle; 13 Werfener Schuppenzone; 14 Mandling-Span; 15 Reiflinger Scholle; 16 Sulzbachdecke; 17 Roisalpendecke; 18 Unterbergdecke; 19 Peilsteindecke; 20 Göllerdecke samt Tribensschuppe und Südrandzone; 21 Admonter Schuppenzone; 22 Hallein-Loferer Hallstätter Decke; 23 Berchtesgadener Decke; 24 Lammer-Einheit; 25 Dachsteindecke; 26 Zlambachscholle; 27 Sandlingdecke; 28 Mürzalpen-Hohe Wand-Decke; 29 Schneebergdecke.

wiegend deckentektonische Abgrenzung der Großeinheit vorübergehend abschnittsweise aussetzt, ein bisher auch von den anderen Großtektonikern anerkanntes Gliederungsprinzip geliefert hat. Es ergibt sich hiedurch folgende tektonische Großgliederung (Abb. 16): Als *Bajuvarikum* werden die tieferen voralpinen Einheiten bezeichnet, wobei sich noch eine durchgehend gültige Untergliederung in Tiefstbajuvarikum (Cenoman-Randschuppe), Tiefbajuvarikum (Allgäu-Ternberg-Frankenfesler Decke) und Hochbajuvarikum (Lechtal-Reichraminger-Lunzer Decke) vornehmen läßt.

Die höheren Einheiten der voralpinen Decken im Sinne von L. KOBER werden im *Tirolikum* zusammengefaßt. Die Inntaldecke im Westen, die Staufeu-Höllengebirgsdecke und eine Reihe tirolischer Schollen sowie Totengebirgs- und Warscheneckdecke in der Mitte, sodann die Sulzbachdecke und die Ötcherdecke mit ihren Teildecken (Reisalpen-, Unterberg-, Peilstein- und Gölle-Decke) werden als Fortsetzung des Tirolikums östlich der Weyerer Bögen betrachtet, wobei über die Stellung der Sulzbachdecke diskutiert werden kann.

Die tektonisch höchsten bzw. südlichsten Elemente, von F. F. HAHN als *Juvavikum*, von L. KOBER als hochalpine Decken zusammengefaßt, lassen keine durchlaufende einheitliche weitere Unterteilung erkennen, ja sie sind zum Teil sogar deckentektonisch nicht von dem angrenzenden Tirolikum getrennt. Ihr Schicksal wechselt also in den einzelnen Regionen im Streichen der Kalkalpen. Mit F. F. HAHN könnte man eine weitere Untergliederung in das Tiefjuvavikum, dem die Hallstätter Zonen angehören, und das Hochjuvavikum, das die im hochalpinen Bereich gelegenen Dachsteinkalkfaziesschollen umfaßt, vornehmen. Heute da keine generelle säuberliche deckentektonische Trennung dieser lange als selbständig gedachten Elemente vorliegt, wird diese Gliederung mehr aus historischer Verwurzelung weiter verwendet.

Das *Tiefjuvavikum* in Form der Hallstätter Elemente läßt folgenden Bau erkennen: Im westlichen Teil gehört ihm die Lofer-Halleiner Decke als klar fernüberschobenes, faziell eigenständiges Element an. Im östlich anschließenden Raum bis über das Salzkammergut hinaus kann man zwei parautochthone Hallstätter Zonen in mergelreicher Entwicklung erkennen, nämlich die nördlicher gelegene Lammermasse (Westen) bzw. Zlambach-Grundsee-Masse (Osten) und die südlichere Einheit der Blühnbach-Werfener Schuppenzone und kann drittens noch eine weitere, südlicher beheimatete, als Decke überschobene, zerrissene Zone in kalkreicher Entwicklung im Schollenschwarm in Fortsetzung des Halleiner Schollengebietes über die Deckschollen im Lammergebiet bis zur Mitterndorfer Deckschollengruppe verfolgen (ehemalige Obere Hallstätter Decke). Ganz im Osten ist das nördliche Tiefjuvavikum in der hochalpinen Mürzalpendecke eingebunden, mit seinem als Naßköhrschuppe verfrachteten südlicheren Teil. Die Aflenzer Zone stellt sich hier als zweite, südlichere, eingebundene Zone mit Hallstätter Anklängen – analog der Blühnbach-Werfener Schuppenzone – südlich vom Hochschwab ein.

Das *Hochjuvavikum* schließlich umfaßt einerseits die fernüberschobene Berchtesgadener Decke im Westen, die in ihrer Stellung umstrittene Dachsteindecke in der Mitte, ist in der Mürzalpendecke mit dem Tiefjuvavikum verbunden und erreicht erst wieder in der Schneebergdecke am Ostrand der Kalkhochalpen deckentektonische Selbständigkeit.

### c) Der Baustil der einzelnen großtektonischen Einheiten

(Vgl. Taf. 1-7 und Tafelerläuterungen)

Im großen gesehen zeigen die Haupteinheiten der Nördlichen Kalkalpen wie Bajuvarikum, Tirolikum, Tief- und Hochjuvavikum einen bestimmten tektonischen Baustil. Er hängt stark mit den faziell bedingten Unterschieden im Baumaterial dieser Hauptkomplexe zusammen, so daß hier ein gutes Beispiel von *Faziestektonik* vorliegt. Bevor aber im folgenden etwas näher auf diese allgemeinen Züge der Tektonik der Haupteinheiten eingegangen wird, muß doch vorausgeschickt werden, daß dieser Zusammenhang von Fazies und Tektonik naturgemäß nur in großen Zügen gilt und daß man durchaus fehlgeht, wenn man etwa im Sinne von A. THURNER (1960; 1962) die oben erwähnten Schubmassen genau nach dem Auftreten bestimmter Typen von Kleinstrukturen tektonisch abgrenzen wollte. Hier muß man sich schon an die vorhandenen großtektonischen Grenzflächen in der Natur halten, die gelegentlich auch schräg zu Fazieszonen und dadurch zu den damit verbundenen faziestektonischen Kleinformen verläuft.

Das *Bajuvarikum* zeigt zufolge der primär geringmächtigen und auch tektonisch basal reduzierten Trias in seinem Nordteil sowie zufolge einem bedeutenden Anteil an gut faltbaren Jura-Kreide-Serien durchwegs einen kräftigen Faltenbau, der sich besonders im Tiefbajuvarikum zu nordüberkippten bis liegenden (Osten) oder zu enggepreßten steilen Faltenzügen (Westen) steigert. Im Hochbajuvarikum ist der Faltenbau im Westen und Osten im allgemeinen bereits freier, symmetrischer, aufrechter. In beiden Einheiten gehen Antiklinalen häufig im Streichen in Schuppen über, Schuppung tritt neben Faltung an weit im Streichen verfolgbaren Längslinien auf.

Die vorderste kalkalpine Einheit, die *Cenoman-Randschuppe*, repräsentiert trotz der Zerrissenheit in einzelne langgestreckte Schollen an der Front des Tiefbajuvarikums eine durchaus selbständige Einheit, wie etwa das flache, schräge Heranstreichen der inneren Strukturen und Schuppungen der aufgeschobenen Allgäudecke im Abschnitt zwischen Tegernsee und Bergen in Oberbayern deutlich anzeigt. Die Überschiebungsfäche zwischen beiden Einheiten muß demnach tief eingreifen. Die Cenoman-Randschuppe ist ganz im Westen vielleicht auch bereits jenseits der Allgäuwendung im Abschnitt zwischen Walsertal und Hindelang vertreten, sie setzt am Kalkalpen-Nordrand vor dem Falkensteinzug im Allgäu ein, bildet dann vom Vorland der Ammergauer Alpen bis zum Schliersee mit Ausnahme des Loisachtalbereiches eine ununterbrochene Zone und erreicht nochmals mit einem zusammenhängenden Zug den Inn. Östlich davon sind nur spärliche Reste bei Bergen, östlich von Salzburg und westlich vom Traunsee erhalten. Wiederum dichter liegen die Schollen auf der restlichen Strecke bis zum Wienerwald, hier im Osten häufig auch als „Kieselkalkschuppe“ bezeichnet.

Da diese Randschollenzone alle Schichtglieder in entsprechender, zum Teil sehr spezifischer Fazies einschließlich dem exotikareichen Cenoman mit der im Süden auflagernden Allgäudecke gemeinsam hat, steht außer Zweifel, daß sie ein abgesplitteter Stirnteil des Allgäu-Ternberg-Frankenfesler Systems ist, gleichsam eine Stirnschuppe der Kalkalpen als Ganzes. Daß sie, wie von manchen Autoren in Erwägung gezogen, ein den Kalkalpen fremdes Element sein sollte, wird durch die überaus enge fazielle Bindung mit dem übrigen Tiefbajuvarikum widerlegt, die auch die Abänderungen im Streichen

mitmacht: Als Beispiel sei nur etwa die auffällige Entwicklung von mächtigem Lias-kieselkalk im östlichsten Abschnitt des Tiefbajuvarikums erwähnt, sowohl in der Cenoman-Randschuppe als auch in der Frankenfesler Decke im Wienerwald auftretend. In neuerer Zeit sind in Anknüpfung an K. MÜLLER (1967, S. 115) und V. JACOBSHAGEN & O. OTTE (1968, S. 105 f.) von manchen deutschen Autoren Cenoman-Randschuppe und Arosadecke gedanklich vereinigt worden (vgl. K. MÜLLER, 1972, S. 15: Einheit des Randcenoman). In diesem Sinne sieht z. B. M. RICHTER (1970, S. 621, non S. 605) in der Cenomanrandschuppe eine Fortsetzung der Arosadecke gegen Osten: „Man kann daher das eigentliche ‚Rand-Cenoman‘ auch der Arosener Decke zurechnen. Es ist der südlichste Teil der Arosener Decke, der zum Oberostalpin vermittelt.“ Eine Kombination dieser beiden Zonen aber verbietet der tektonische Gesamtbefund der Verhältnisse in den Ostalpen aufs entschiedenste, auch wenn heute die mittelpenninische Arosazone in die tektonische Nachbarschaft der Kalkalpen gekommen ist. Schließlich darf man auch nicht die spezifischen faziellen Züge in der Arosazone übersehen, die sie von der Randcenomanschuppe deutlich unterscheiden: So hat die Arosazone ihren eigenen Charakter durch die Führung an Ophiolithen, an „Weißfluhsandsteinen“ (D. RICHTER, 1957 a, S. 418), an Saluver Sandsteinen Graubündens nach M. RICHTER (1970, S. 625), an Glaukonitquarziten der Mittelkreide, an groben Jurabrekzien u. a. Dabei bleibt der Umstand ähnlicher Exotikaführung im Cenoman der beiden Einheiten eine auffällige Gegebenheit, die allerdings erst durch eine sedimentologische Analyse der von der Cenomanrandzone hiebei abzutrennenden Arosa-Mittelkreide unterbaut werden müßte.

Das übrige Tiefbajuvarikum zeigt mit der Allgäudecke im Westen zunächst eine breit entwickelte, streckenweise sehr eng gefaltete und zusätzlich geschuppte Einheit, die am Westrand der Kalkalpen von ihrem Einsetzen im Großen Walsertal weg bis Hindelang im Norden durch Ausheben der überlagernden Lechtaldecke und deren erosive Entfernung in einer Breite von rund 25 km freiliegt – Taf. 6, Fig. 8–9. Abschnitte mit außerordentlich inniger und auch überkippter Faltung (Allgäuer Haupt-Synklinorium) wechseln mit solchen breiter Faltung ab (Schattwalder Deckenmulde). Gegen Osten hin liegt östlich von Füssen die Allgäudecke nur in einem einen halben bis wenige Kilometer schmalen, 150 km langen Streifen bis in den Raum südlich Inzell mit ihrem Stirnteil frei, von dem durch Fenster, Deckschollen und Halbklippen gegliederten Vorderrand der Lechtaldecke im Süden überlagert – Taf. 6, Fig. 2–7. Die enge, steile, gepreßte Faltenstruktur erreicht südlich von Bergen extremes Ausmaß. Durch den breiten Vorstoß des Tirolikums im Mittelteil der Kalkalpen werden die Randeinheiten völlig überwältigt, so daß das Tiefbajuvarikum auf einer Strecke von 110 km Länge vollkommen fehlt – Taf. 6, Fig. 1; Taf. 7, Fig. 10–13 – und erst wieder mit der Ternberger Decke in Oberösterreich westlich der Weyerer Bögen ansetzt. Diese Einheit mit ihren schmalen, langanhaltenden Faltenzügen ist die unmittelbare westliche Fortsetzung der Frankenfesler Decke. Diese beiden Teilstücke sind nur durch die nach-gosausch erfolgte Eindrehung an der Weyerer Querstruktur auseinandergerissen worden – Taf. 7, Fig. 8–9.

Auch im Hochbajuvarikum herrscht noch Faltenbau in verschieden lang anhaltenden Zügen. Der Abschnitt westlich des „Tirolischen Bogens“ im Sinne von HAHN, der sich vom Rhätikon bis zum Ruhpoldinger Becken bzw. ins Staufenvorland erstreckt, wird als Lechtaldecke bezeichnet. Der nur mäßig gefaltete Westabschnitt der

Lechtaldecke im Raum Rhätikon-Klostertaler Alpen wird durch die Zerlegung in eine Reihe randlich nur wenig überschobener Schollen beherrscht. Entlang der tiefgreifenden Störungen dieses Schollenmosaiks sind vielfach Arosaschürflinge des tektonischen Untergrundes emporgeschleppt – Taf. 6, Fig. 12–13. Der gesamte übrige Körper der Lechtaldecke wird durch ein weiträumig verfolgbares, relativ regelmäßiges Falten-system gegliedert, wobei sich markante nördliche Faltelemente wie etwa die Hochbajuvarische Randmulde HAHNS über 70 km weit, die Doppelmulde des Bayrischen Synklinoriums vom Ammergebirge bis zum Innquertal, also 100 km weit, im Streichen verfolgen lassen – Taf. 6, Fig. 4–5. Die südliche Hauptmulde der Lechtaldecke ist mehrfach unterbrochen und setzt sich aus einzelnen aneinanderreihbaren Teilstücken zusammen. Im Westen kann man die Rote-Wand-Synklinale als Ansatz dieses Muldensystems betrachten, die sich in der breiten Spullersee-Mulde gegen Osten fortsetzt. Nach der Unterbrechung westlich des Flexenpasses ist die Lechtaler Hauptmulde als eine breite, längsgerichtete schüsselförmige Eindellung ausgebildet, in deren Kern die Deckschollen von Inntal- und Krabachjochdecke schwimmen. Nach abermaliger Störung durch die Schrägstruktur vom Kaisertal bildet das enggepreßte Freispitz-Synklinorium die Fortsetzung dieser Hauptmulde, die östlich des Parseirtales den Inntaldeckenkörper als falschen Kern aufnimmt – Taf. 6, Fig. 9–10. Erst weit im Osten kommt diese südliche Mulde der Lechtaldecke jenseits der Karwendel-Überschiebung als Karwendel-Hauptmulde wiederum zutage.

Auffällige Störungen der Längsstruktur der Lechtaldecke treten im Bereich des Wettersteingebirges auf, das seine tektonische Begrenzung im Westen und Süden nicht, wie früher vermutet, einem Westschub verdankt, sondern nach H. MILLER (1962, S. 409; 1963, S. 306) einem sekundären Südschub (Abb. 48 in Band 1 dieser Monographie bzw. hier Taf. 6, Fig. 7). Die Querstruktur der Achentaler Schubmasse und der damit zusammenhängende Westvorstoß der Unutzmasse hingegen sind sicher auf quere und schräge Einengungen zurückzuführen (Abb. 59). Ein markanter Wesenszug am Südrand der Lechtaldecke ist die außerordentlich enge Pressung, Steilstellung, ja Überkipfung der südlichsten Partien im Rhätikon und im Abschnitt zwischen Klostertal und Imst im Zusammenhang mit dem sekundären Nachschub aus den Zentralalpen (Abb. 31, 34). Hier beeindruckt die weithin streichenden vertikalen Schichtpakete und die bis zu Beutelmulden ausgestalteten Synklinale.

Neben der Faltenstruktur zeigt gerade die Lechtaldecke in ausgeprägter Art das jüngere, tertiäre System der gekreuzten Diagonalzerscherungsflächen, die sich in Form von Nordwest-Südost orientierten Ammerstörungen und Südwest-Nordost verlaufenden Loisachstörungen (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 144, 182, 185) noch weit über diese Einheit hinaus bis in die Flyschzone fortsetzen. An den am stärksten versetzten Störungen dieser Art, z. B. dem Kesselbergblatt im Kochelseegebiet, werden die Längsstrukturen etliche Kilometer gegeneinander versetzt (Abb. 168–170 in Band 1 dieser Monographie) – vgl. S. 146 ff.

Gegen Osten hin wird auch das Hochbajuvarikum durch den tirolischen Bogen im Mittelteil der Kalkalpen verdrängt, erscheint in schmalen Schollen hier nur im Vorland der Drachenwand westlich vom Mondsee, im Schafbergsockel und in der Langbath- und Zirler Scholle beiderseits vom Traunsee (Taf. 3–4). Erst mit den Bergen nördlich von Grünau beginnt östlich vom Almtal wiederum der zusammenhängende Bereich des Hochbajuvarikums des Kalkalpen-Ostabschnittes. Ganz analog

zum Tiefbajuvarikum ist dieser ursprünglich einheitliche hochbajuvarische Streifen durch die nachgosaunische Weyerer Quereindrehung in einen kleinen Westflügel, die Reichraminger Decke, und einen ungleich größeren Ostflügel, die Lunzer Decke, zerrissen worden. Durch weithin durchlaufende Falten-systeme und durch charakteristische Fazieszüge lassen sich die beiden getrennten Flügel bei Rückdrehung gedanklich wieder aneinanderpassen. Zwischen Araburg und Alland im Wienerwald wird die Lunzer Decke vorübergehend unter dem Tirolikum abgequetscht, erscheint aber wiederum, sich gegen Osten verbreiternd, im östlichen Wienerwald und im Untergrund des Wiener Beckens. Der Mittelabschnitt der Lunzer Decke zeigt in anschaulicher Art den wiederholten Übergang von Falten in Schuppen und umgekehrt (Taf. 5).

Als westlichster Teil des Tirolikums wird zumeist die Inntaldecke betrachtet, obgleich sie nicht einfach in Fortsetzung des gegen Westen am Inntal im Raum Kufstein auslaufenden tirolischen Überschiebungsbogens liegt, sondern eine aus südlicherer Zone überschobene Deckscholle darstellt. Der Überschiebungsbeweis der Decke liegt am Ost- und Westende (Taf. 1–2). Besonders im Osten wird die tektonische Auflagerung auf fremdem Untergrund im Gebiet der Karwendel-Überschiebung deutlich. Das alte Problem der Abgrenzung im Norden im Raum südlich der Puitental-Jung-schichtenzone im Süden vom Wettersteinstock ist durch die neuen Untersuchungen ebenfalls im Sinne von O. AMPFERER gelöst worden, da die durchlaufende tektonische Trennung nunmehr auch dort im Detail erfaßt ist. Der Innenbau der Inntaldecke ist im Westabschnitt – vom stark verfalteten Westrand abgesehen – einfach, im Ostteil herrscht großzügiger Faltenwurf (Taf. 6, Fig. 5–10). Am kompliziertesten erscheinen die Verhältnisse am Südwestrand der Inntaldecke im Bereich der Memminger Hütte, wo sich durch eine Einwicklung unter die sekundär hochgeschuppte Lechtaldecke eine schwer durchschaubare Situation ergeben hat (A. TOLLMANN, 1973 a). Bemerkenswert ist ferner die dem Hauptkörper der Inntaldecke auf einer Länge von fast 70 km im Ostabschnitt vorgelagerte Karwendel-Stirnschuppe, wobei an der inneren, die Stirnschuppe abgliedernden Überschiebungsfläche der Decke eine Reihe von Schürflingen des bajuvarischen Untergrundes hochgeschleppt worden ist.

Mit der Verbreiterung des Tirolikums östlich vom Inn stellt sich im Mittelabschnitt der Kalkalpen mit der Staufen-Höllengebirgsdecke und den im Süden anschließenden tirolischen Schollen des Osterhorn- und des Tennengebirgs-Tirolikums eine deckentektonisch nicht untergliederte, im südlichen Hauptabschnitt im Zusammenhang mit der starken Entwicklung der Dachsteinkalkmasse auch wenig gefaltete Region ein – Taf. 7, Fig. 13. An der Schräglinie Fieberbrunn-Steinplatte-Hochstausen etwa kann man die gesamten Kalkalpen westlich der auflagernden Reiteralmdcke und ihrem Hallstätter Schollenkranz ohne Passieren einer nennenswerten tektonischen Grenze verqueren, da hier das Bajuvarikum bereits tektonisch reduziert ist und man die gesamte Strecke im ruhig gebauten Tirolikum mit seiner zentralen Großmulde, der flachen U n k e n e r S y n k l i n a l e, quert (Taf. 3). Nur steil geneigte Schrägstörungen (Hundstod-Störung), kurze südvergente Schuppungen im Süden bzw. ein gitterförmiges Bruchsystem in der so flach und ruhig lagernden Osterhorngruppe östlich der Salzach gliedern diese große tirolische Platte etwas unter. Östlich der Salzach umfaßt das Tirolikum drei bedeutende Elemente: Im Norden ist es das durch die große Wolfgangsee-Schrägstörung selbständig gewordene Schafberg-Tirolikum mit

seinem ausgeprägten Längsfaltensystem. In der Mitte liegt die große ruhige Osterhornschorle, die an ihrem Nordrand auffällige Übergleitungsflächen zeigt. Jenseits der zum Tiefjuvavikum zu stellenden Lammerschorle tritt uns im Hagen-Tennengebirgszug ein nächster Bestandteil des Tirolikums entgegen, der gegen Norden hin eine schöne stirnförmige Scharnierabiegung zeigt. Die Werfener Schuppenzone im Süden, teils nordvergent, teils südvergent geschuppt, wird heute im Zusammenhang mit den Hallstätter Faziesanklängen in fazieller Hinsicht besser im Zusammenhang mit dem Tiefjuvavikum betrachtet, obwohl sie tektonisch untrennbar mit dem tirolischen Südrand verknüpft ist (Taf. 3).

Östlich der großen Dachsteinmasse bzw. -decke gliedert sich das Tirolikum wiederum in eine Reihe gut individualisierter Abschnitte (Taf. 4). Im Norden ist es die Staufen-Höllengebirgsdecke, die mit schöner Stirneinrollung bis hart an den Kalkalpenrand vorstößt (Staufen-Höllengebirgs-Traunstein-Kremsmauer-Sengsengebirgs-Stirnfalte) – Abb. 93 in Band 1 dieser Monographie und Taf. 7, Fig. 10–11 dieses Bandes. Südöstlich davon ist an einer schrägen Linie die Totengebirgsdecke in Form einer mäßig weit überfalteten Decke abgegrenzt (Abb. 9 in Band 1). Auch die dritte tirolische Hauptschorle in diesem Meridianstreifen, die Warscheneckdecke im Süden, zeigt eine schöne Stirneinrollung, aber wohl geringe Schubweite (Abb. 94–95 in Band 1). Die Admonter Schuppenzone am Südrand kann man als Äquivalent der Werfener Schuppenzone des Westens sehen. Eine tiefgreifende Schrägstörung, die Teichl-Störung s. l., an der eine Reihe von Flysch- und Bajuvarikum-Schürflingsfenster zwischen Grünauer Flysch-Halbfenster am Nordrand und dem Windischgarstener Flyschfenster tief im Inneren der Kalkalpen aufgeschleppt sind und an der ferner Bajuvarikum-Schürflinge aufscheinen, durchsetzt hier weithin als parallele Erscheinung zur Wolfgangseestörung das Tirolikum.

Die Nordbegrenzung des Tirolikums vom Sengsengebirge gegen Osten hin über die Weyerer Bögen bietet einige Schwierigkeiten, da einerseits die Überschiebungsfäche bereits nördlich vom Sengsengebirge endet und nur eine Antiklinale weiterverfolgbar ist, andererseits die Weyerer Querstruktur die Zusammenhänge zerrissen hat und schließlich die Lunzer Fazies im Osten weiter gegen Süden vorgreift, so daß der gewohnte tektonische Stil des Tirolikum-Ostteiles, der strengen Schuppenbau zeigt, hier durch Faltenzüge ersetzt wird. Da F. F. HAHN seine Großeinheiten der Kalkalpen aber absichtlich neutral definiert hat und zur Abgrenzung nicht nur Deckengrenzen gefordert hat, können wir am besten in der sich gegen Osten als Antiklinale weiterverfolgbaren Stirnscharnier des tirolischen Bogens verbleiben und so die Weyerer Struktur queren. Mit P. STEINER (1965, Abb. 1; 1968, Abb. 8) können wir die Sengsengebirgs-Antiklinale über die Gamsstein-Antiklinale zur Sulzbach-Antiklinale weiterverfolgen (vgl. Abb. 79), so daß durch diese Nordabgrenzung des Tirolikums hier bei Bevorzugung des tektonischen Gesichtspunktes vor den faziellen Gegebenheiten östlich der Weyerer Bögen noch Reiflinger Scholle und Sulzbachdecke zu dieser Großeinheit gestellt werden.

Mit dem Einsetzen der Dachsteinkalkfazies gegen Süden und der dolomitreichen Fazies gegen Osten stellt sich dann in weiten Räumen der für das übrige Tirolikum des Ostabschnittes so charakteristische Baustil aus ziemlich steifen, intern wenig gegliederten Teildecken und Decken ein, die dachziegelartig übereinandergreifen: Reisalpen-,

Unterberg-, Peilstein- und Göller-Decke sind die Hauptelemente, wobei sich letztere gegen Osten hin auf Kosten der übrigen beiden, vor dem Peilstein abgequetschten Schuppen rasch verbreitert, so daß sie im östlichen Wienerwald breit und intern wiederum in eine Reihe mächtiger Schuppen gegliedert, den Rand des Wiener Beckens erreicht (Taf. 5). Besonderes Interesse verdient die Entwicklung des vordersten tirolischen Abschnittes östlich der Weyerer Bögen, die Sulzbachdecke, gegen Osten hin: Rund 10 km östlich von Lunz löst sich von der dort in Form einer großen liegenden Falte dahinziehenden Sulzbachdecke der aufrechte Hangendflügel in Form der Reisalpendecke (ehemalige Annaberger Decke) ab – Taf. 7, Fig. 7 – und überschiebt den darunter in zahlreichen Fenstern noch weit gegen Osten verfolgbaren, auf der gesamten Länge verkehrt liegenden und unter Berücksichtigung des Schmelzfensters 10 km breiten Rest der Sulzbachdecke, die hier das seltene Beispiel einer verkehrten Decke bietet (Abb. 2, 11, 18 in Band 1 dieser Monographie). Im Schwechatfenster kommt diese Einheit im Wiener Raum nochmals an die Oberfläche. Noch vor Erreichen des Wiener Beckens setzt in den Kalkvoralpen das karpatische Nordost-Streichen bereits in Niederösterreich ein, und zwar faziesabhängig verschieden spät in den einzelnen Teilen der Decken, wie G. HERTWECK (1961, S. 76) erkannt hat. Der Südteil des Tirolikums, nämlich der Südabschnitt der Göller-Decke, wird unter der Wucht der hochalpinen Decken am Kalkalpen-Südrand weitgehend ausgequetscht und erscheint nur in permo-tieftriadischen Schuppen am Südsaum der östlichen Kalkalpen.

Sehen wir bereits im Tirolikum im Bereich der Dachsteinkalkfazies abschnittsweise im Mittelabschnitt der Kalkalpen Großschollenbau, so gilt dies noch mehr für die juvavischen Decken und Schollen, die mehr oder weniger tektonisch isolierte Großschollen darstellen. Eine ideale, frei schüsselförmig lagernde Großscholle bildet zunächst im Westen die Berchtesgadener Decke (Hochjuvavikum), intern nur wenig gefaltet, von einem in neuerer Zeit durch Detailuntersuchungen erfaßten Hallstätter Schollenkranz umgeben, der die Großscholle unterteuft (Taf. 3; Taf. 6, Fig. 1–2). Da keine Bezugsnarbe innerhalb der Kalkalpen vorhanden ist und außerdem neben der Lagerung eine Reihe fazieller Gegebenheiten gegen eine lokale Einwurzelung sprechen, ist diese Großscholle mit ihrer Begleitung mit Sicherheit nur aus dem Bereich südlich des heutigen Kalkalpen-Südrandes zu beziehen.

Bezüglich der Heimat der östlich anschließenden juvavischen Schollen hat sich in letzter Zeit die Auffassung gewandelt: Lammermasse und Zlambachmasse werden als parautochthon, die Dachsteindecke wird mit Wahrscheinlichkeit, die Mitterndorfer Hallstätter Decke mit Sicherheit als allochthon betrachtet – Taf. 7, Fig. 10–12. Den Fernschub der Mürzalpendecke kann man in ihrem Ostabschnitt an der Fenstergruppe im Schneeberggebiet ablesen, während die Schubweite der Mürzalpendecke in ihrem Westteil umstritten ist. Für die Schneebergdecke mit ihrem Schwarm von über ein Dutzend im Westen anschließenden, von der Erosion verschont gebliebenen zugehörigen Deckschollen (Taf. 5) ist der Fernschub von Süden her in neuester Zeit wiederum durch weitere Argumente klar belegt worden (Abrollung der darunterliegenden, verkehrt lagernden Naßköhrschuppe, Unterfahrung der Rauhenstein-Deckscholle durch den Schneevalpenstollen). Der verschiedenartige tektonische Zuschnitt der Hallstätter Zonen in den einzelnen Abschnitten wurde bereits zuvor erwähnt.

## d) Die bruchtektonischen Lineamente im Satellitenbild

### I. ALLGEMEINE ANMERKUNGEN

Erstmals in der Geschichte der Menschheit ist es auf Grund der Satellitenaufnahmen von Großregionen der Erdrinde auch für den Geologen möglich geworden, riesige Abschnitte der Erdoberfläche mit einem Blick zu umfassen und das vom Feldgeologen in mühevoller Kleinarbeit zusammengesetzte Mosaik bruchtektonischer Strukturen anhand solcher Bilder in neuer Schau revidierend zu sichten. Hierbei bietet sich dem prüfenden Auge auf der einen Seite Bekanntes, umfaßt der Blick die aus Teilstücken zusammengesetzten Einzelstrukturen in ihrer Ganzheit wieder und gibt so Bestätigung über die Berechtigung der bisher oft nur theoretisch entwickelten Vorstellungen vom Ausmaß der zusammengehörigen Strukturen. Durch den Materialunterschied betonte Deckengrenzen, Faltenzüge, Schollenstrukturen etc., vor allem aber die gerade über das Land hinwegsetzenden großen bruchtektonischen Linien springen bei der Betrachtung der Satellitenbilder ins Auge. Über die Prüfung des Bekanntes hinaus gewähren aber diese extrem kleinmaßstäbigen Luftaufnahmen vom Satelliten aus viele überraschende neue Einblicke in Strukturen, die bei der Kartierungsarbeit auf der Erde überhaupt nicht erfassbar gewesen waren. In unserem Fall werden im folgenden die Zusammenhänge von großen, die Kruste offenbar tief durchsetzenden Lineamenten, Bruchstörungen bedeutenden Ausmaßes, im Raum der Kalkalpen erstmalig dargestellt, wie sie das Satellitenbild zu erfassen gestattet. Häufig scheint nur ein kurzes Stück von enorm lang hinstreichenden Strukturen bekannt, die übrigen Abschnitte sind bei Feldkartierungen nicht aufgefallen. Dies wird in vielen Fällen nur hiedurch zu erklären sein, daß sich an diesen Linien zwar eine kräftige Zerrüttung, eine Mylonitisierung des Materials vollzogen hat, so daß sich diese Linien in der Morphologie durch die leichtere Ausräumbarkeit des kataklastischen Materials sehr deutlich bemerkbar machen, während bei fast fehlendem Versatz der Schollen aber keine nennenswerte Versetzung der geologischen Grenzen eintritt bzw. durch breite Schuttverhüllung der Störungen in Haupttälern ihr Verlauf nicht im einzelnen erfassbar ist.

Es wird Aufgabe der Geophysik sein, zur Kenntnis des Ausmaßes, des Tiefganges und der Bedeutung dieser Störungen beizutragen. Seismische Messungen und die Erfassung der Herdvorgänge an noch rezent wirksamen Lineamenten dieser Art werden in nächster Zukunft präzisere Aussagen über die Wirksamkeit dieser großen Störungen ermöglichen. Die Satellitenbilder aber zeigen bereits jetzt, daß zahlreiche der bald nach der Deckentektonik angelegten Hauptsprünge der Erdkruste im Bereich der Ostalpen entgegen unseren früheren Vorstellungen bis in die Gegenwart hinein als Schwächestellen der Erdrinde wirksam geblieben sind, indem sie aus den Kalkalpen hinaus durch Flysch und Molassezone weiter verfolgbar sind und auch noch jüngste Ablagerungen zu betreffen scheinen. Dies gilt vor allem von den großen Diagonalstörungen vom Typus etwa der Linthtalstörung, die auf Schweizer Boden sich am Satellitenbild vom Ostrand des Aarmassivs über den Raum Glarus, Walensee, St. Gallen, Friedrichshafen, Ravensburg bis östlich von Saugau verfolgen läßt (!) und zu der einerseits gegen Westen hin parallele Linien (Brunnital-, Lauerzer Störung) erkennbar sind (Abb. 17), andererseits gegen Osten hin Gegenstücke in der Taminastörung (Südgraubünden – westlicher Rhätikon – östl. Dornbirn – westl. Memmingen), in der Gargellenstörung (Davos – Gargellen –

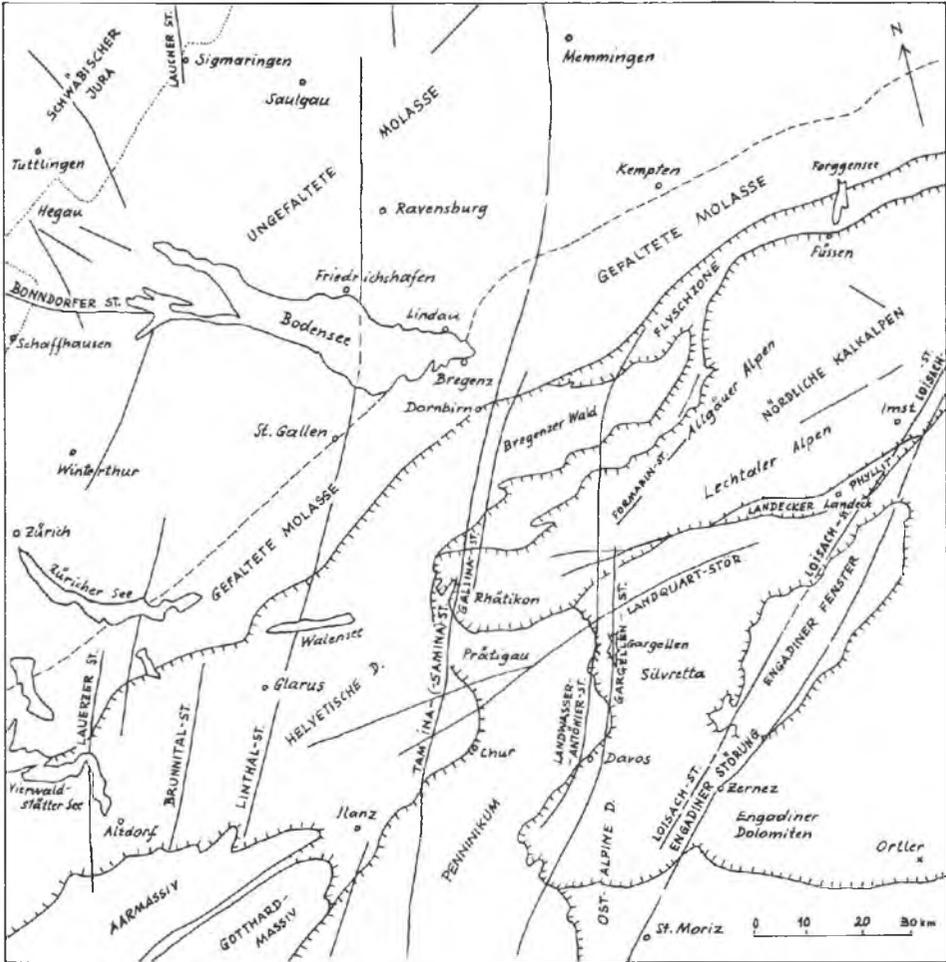


Abb. 17: Die bruchtektonischen Lineamente im Grenzgebiet westliche Nordkalkalpen/Schweizer Alpen auf Grund der Auswertung des Satellitenbildes „Raum Bodensee“ der NASA. Bei dieser Satellitenbild-Auswertung und den beiden folgenden sind schwache Verzerrungen vorhanden.

Bregenzerwald), in der Engadiner- und Loisach-Störung, der Isarstörung, Prienstörung etc. vorliegen.

Diese großen Lineamente sind selbstverständlich mehrfach beansprucht worden. Im Fall der genannten Schrägstörungen ist die Anlage als Seitenverschiebung eines Diagonalstörungssystems aus dem vergleichenden Studium der zugeordneten kleineren Elemente und deren Versetzungssinn gewiß (vgl. P. SCHMIDT-THOMÉ, 1954, S. 185; A. TOLLMANN, 1970 d, S. 46 ff.). Später kommen dann häufig vertikale Komponenten der Schollenbewegungen an den nun einmal an diesen vertikalen Bewegungsflächen isolierten Streifen der Erdkrinde hinzu, da diese mylonitisierten Störungsflächen als Lockerstellen der Entspannung der verschiedenartigen auftretenden Bewegungstendenzen der Erdkruste dienen.

Als Benennung der zum guten Teil neuen Großstörungen der Kruste im Bereich der Kalkalpen werden hier Bezeichnungen von bereits bekannten Teilstücken verwendet, die auf die Gesamtstrukturen ausgedehnt werden. Nur bei vollkommen unbekanntem Strukturen wurden neue Namen geprägt. Um den folgenden Überblick über die Lineamenttektonik übersichtlich zu halten, wurden nur die Hauptstrukturen erwähnt, von den untergeordneten sichtbaren Bruchlinien wurde hier abgesehen. Eine kurze Darstellung dieser Lineamente im Raum der Kalkalpen bzw. Ostalpen überhaupt auf Grund der Analyse der Satellitenbilder dieses Raumes wurde vom Verfasser bereits im Werk von H. BECKEL (1976), „Österreich im Satellitenbild“, gegeben.

## II. REGIONALE CHARAKTERISTIK DER HAUPTLINEAMENTE

### 1. Bruchtektonische Lineamente im Westteil der Kalkalpen westlich vom Innquertal (Abb. 19)

Vom Westen beginnend setzt die erste große Schrägstörung, die oben erwähnte *Tamina-Störung*, die aus Graubünden kommt und östlich von Dornbirn das Helvetikum durchsetzt, durch den Westabschnitt des Rhätikon im Bereich westlich des Gamperdonatales durch. Sie war im kalkalpinen Abschnitt trotz ihres bedeutenden regionalen Ausmaßes noch nicht bekannt. Interessant ist der Umstand, daß sich der Tamina-(Samina-)Störung in ihrer östlichen Nachbarschaft vom Rhätikon an über Flyschzone und Helvetikum bis in die Molassezone reichend, eine parallele Störung zugesellt, die wir auf Abb. 17 als *Gallina-Störung* bezeichnet haben.

Gegen Osten hin stellt sich mit dem Bruchlinienpaar Landwasser-(Antönier-)Störung/Gargellen-Störung sehr bald ein ähnlich gelagertes, nächstes Großstörungssystem ein. Dieses Störungspaar war in seinem Kernstück bereits von H. BERTLE (1970, Abb. 1) erfaßt worden, der die westliche Komponente im Bereich vom Antönierjoch kartiert und die östliche Hauptstörung von Davos über das Gargellenfenster bis zum Klostertal verfolgt hatte. Die Verbindung zum Spullersee-Störungssystem allerdings, die H. BERTLE gezogen hat, wurde von D. HELMCKE & J. THIERBACH (1972, S. 198) in Abrede gestellt – nach dem Satellitenbild jedoch zu Unrecht. Die westliche Hauptstörung dieses Systems setzt übrigens vom Landwassertal durch die Zentralalpen, Kalkalpen, durch Flysch und Helvetikum durch.

Das nächstöstlichere subparallel verlaufende, diagonal angeordnete bruchtektonische Element, das die Kalkalpen mit SW-NE-Verlauf zur Gänze durchsetzt, nämlich das *Loisach-Großstörungssystem*, stellt die westlich benachbarte Linie, parallel verlaufend zu der seit W. HAMMER (1915) bekannten Engadiner Störung dar, deren nachhaltige Wirksamkeit auf Schweizer Boden erst spät erfaßt worden ist (R. TRÜMPY, 1972, S. 71) und deren Ausmaß allein in den Zentralalpen bereits über- rascht hat. Bei einem Überblick über das gesamte zugehörige Schrägbruchsystem, das vom oberen Bergell- und Malojagebiet an bis in die Molassezone bei Murau verfolgt werden kann, ist das raumgreifende Ausmaß und daher sicherlich auch die tiefgreifende Wirkung dieses Störungssystems besonders auffällig. Teilstücke dieses gewaltigen Diagonalsystems im Abschnitt Blindsee-Fernpaß-Biberwier-Ehrwald, ferner westlich der Zugspitze, im Loisachtal und bei Eschenlohe, waren ja schon seit geraumer Zeit bekannt

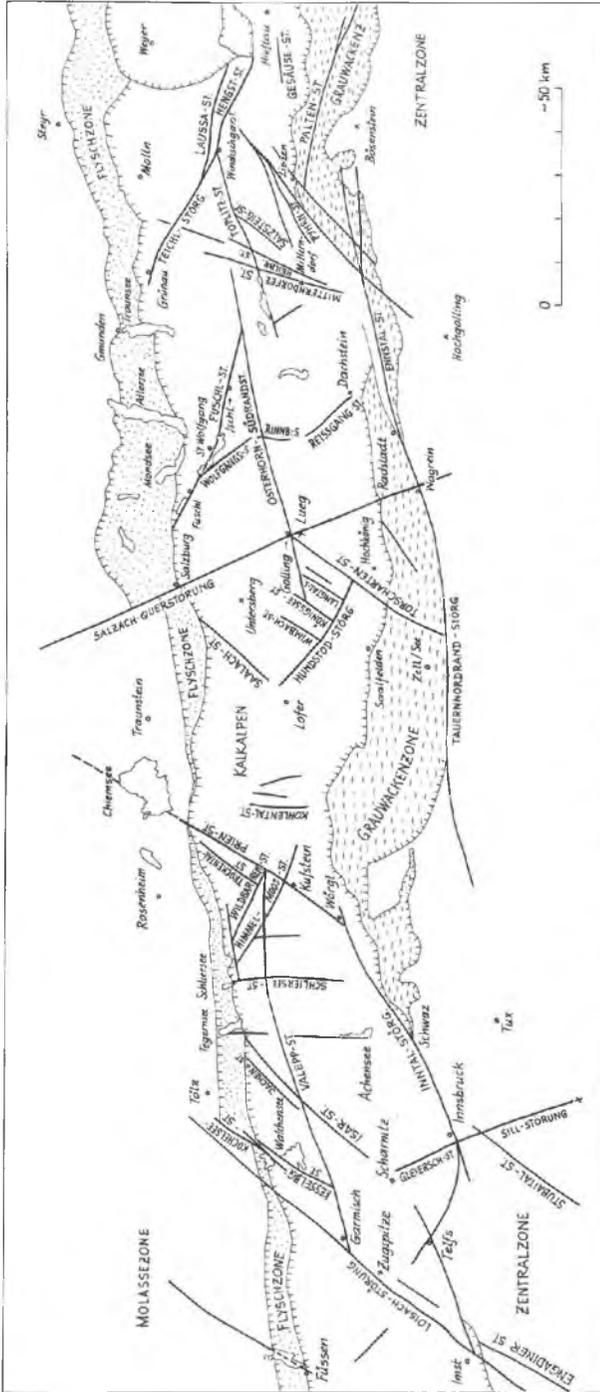


Abb. 18: Die bruchtektonischen Lineamente der Nördlichen Kalkalpen auf Grund der Auswertung der Satellitenbildreihe der NASA über den Raum der Nördlichen Kalkalpen. Als Hauptzüge der bruchtektonischen Gestaltung treten einerseits das gekreuzte Diagonalsystem (Mohrsche Linien) mit Dominanz der NE-SW-Äste und Zurücktreten der SE-NW-Äste hervor, andererseits die Gliederung durch Längs- und Querbrüche (Cloosches System). Zu den altbekannteren Längsbrüchen des Südrandbereiches, die federförmig versetzt einander ablösen, kommen im Westen und Osten noch je eine zentrale Längsstörung hinzu. Auch die alt angelegten Linien bleiben vielfach bis in die Gegenwart wirksam.

gewesen. Diese auffällige Richtung der Blattverschiebungssysteme in den Kalkalpen mit SW-NE-Streichen wurde ja von C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 144, 185) als Typus der „Loisachstörungen“ bezeichnet, die genetisch zugehörigen SE-NW-Schräglinien als „Ammerstörungen“ (1931, S. 182).

Weitere analoge tiefgreifende „Loisachstörungen“ großen Ausmaßes östlich der Loisach sind das auch im Satellitenbild sichtbare, schon gut bekannte Kesselbergblatt zwischen Walchensee und Kochelsee (G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 61), das offenbar durch die Flyschzone noch bis in die Randzone der Molasse verspürbar ist; ferner gehört eine hier als Isarstörung bezeichnete Linie hieher, die vom Bereich NE Mittenwald über das NE-gerichtete Teilstück des Isartales bis nahe an den Tegernsee verfolgt werden kann. Auch von diesem Störungssystem waren Teilstücke bekannt gewesen, besonders in der Sojerngruppe und im Isartal östlich des Rauschenberges.

Es soll hervorgehoben werden, daß bei all den bisher genannten großen Schrägbruchsystemen stets zwei eng parallel verlaufende Hauptstörungen über enorme Strecken im Satellitenbild verfolgt werden können. Solche parallele paarige Bruchlinien sind beim Tamina-/Gallina-, Antönier-/Gargellen-, Engadiner-/Loisach-, Kesselberg-/Kochelsee-, Isar-/Jachen- und Trockental-/Prien-System auffällig. Die Bedeutung dieser eigenartigen parallelen Anordnung ist noch nicht geklärt.

Eine besonders eindrucksvolle Störung dieses SW-NE-Systems, hier als Prienstörung bezeichnet, erscheint weiter im Osten im Verlauf des Inntales zwischen Wörgl und Kufstein und setzt gegen NE hin bis zum Kalkalpen-Nordrand im Priental weiter fort. Gerade das letztgenannte Teilstück, im Satellitenbild klar erfassbar, ist bei den terrestrischen Kartierungen nicht erkannt worden, ebenso nicht die Fortsetzung in der Molassezone.

Die zu diesen NE-streichenden Blattverschiebungen zugehörigen NW-streichenden Elemente des Diagonalsystems sind in den westlichen Nordkalkalpen – offenbar im Zusammenhang mit einer stärkeren Schleppbewegung des östlicheren Teiles der Kalkalpen gegen Norden – wesentlich schwächer repräsentiert: Eine im Luftbild sichtbare Linie zwischen Innsbruck und Telfs sowie die altbekannte Wildbarren- und Himmelhoos-Störung im Abschnitt nördlich von Kufstein gehören hieher.

Während das zuvor erwähnte gekreuzte Diagonalsystem von Bruchstrukturen, das sogenannte Mohrsche System, nicht nur im kleinen Bereich bei der Kartierung erfassbar ist, sondern ebenso durch sehr bedeutende Lineamente der Großtektonik verkörpert ist, tritt das zweite aus der Bruchformung im Kleinen bekannte System, das Cloosche System, mit seinen N-S-streichenden Querbrüchen (ac-Brüchen) und den zugehörigen Längsstörungen ebenso wie im lokalen auch im Großbereich stärker zurück. Als einigermaßen in der N-S-Richtung eingeordnete Störung macht sich im Satellitenbild in den westlichen Nordkalkalpen die Gleierschlinie geltend, die hart westlich von Innsbruck die bisher nicht bekannte direkte Fortsetzung der Silltal-Störung in der Karwendelgruppe darstellt, ferner sind ebenso bislang unbekannt meridional verlaufende große Störungen südlich vom Tegernsee in Richtung Achensee, südlich vom Schliersee und weiter im Osten bemerkbar.

Zu den bekannten Längsstörungen, die sich auch im Satellitenbild in den westlichen Nordkalkalpen wiederum sehr klar herausheben, gehört einerseits die

Starkenbachlinie, die sich über den Raum südlich von Imst bis Telfs fortsetzt, und, versetzt dazu, die Inntalstörung zwischen Innsbruck, Schwaz und Wörgl, die breite Ausräumung im Inntal fördernd. Der Schnittpunkt der erwähnten verschiedenen Hauptbruchliniensysteme im Raum westlich Innsbruck bewirkt die auch heute noch starke Seismizität dieses Raumes. Ein ganz eigenartiges Lineament in Längsrichtung im Inneren der westlichen Kalkalpen tritt im Satellitenbild zwischen Garmisch-Partenkirchen im Westen und dem Raum nördlich von Kufstein im Osten auf. Dieses als *V a l e p p - S t ö r u n g* bezeichnete, überaus deutliche Lineament, das im Westen zum Teil dem Isarlängstal bzw. dem Wambergersattel folgt, im Osten im Bereich des Trausnitzsattels auf dem Luftbild mit markantem Verlauf hinzieht, überrascht sehr, da es praktisch unbekannt war. Seine Lage innerhalb eines ausgedehnten Hauptdolomitgebietes mag diesen Umstand erklären.

## 2. Die großen Bruchstörungen im Mittelabschnitt der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach-Quertal

In diesem Abschnitt ist die allerdings bereits weitgehend bekannte Felderung des Raumes zwischen Lofer und Salzach-Quertal durch ein System diagonaler Störungen mit Vergitterung der beiden Äste hervorzuheben. Der Hauptast mit NW-SE-Verlauf wird durch die *H u n d s t o d s t ö r u n g* repräsentiert. Senkrecht dazu reiht sich eine ganze Schar von SW-NE-verlaufenden Ästen unterschiedlicher Bedeutung an. Im Satellitenbild kommt die zwischen Lofer und Salzburg hinstreichende *S a a l a c h s t ö r u n g* deutlich zum Ausdruck. Kleinere, hiezu parallele Linien stellen sich im Nordteil des Steinernen Meeres wie Königssee- und Langtal-Störung ein. Überraschend aber ist es, wie weit die Fortsetzung der bisher als *T o r s c h a r t e n b r u c h* nur in einem kleinen Teilstück erfaßten SW-NE-Linie westlich vom Hochkönig im Satellitenbild sichtbar wird: Sie setzt bereits am Südrand der Grauwackenzone an der Tauern-Nordrandstörung im Süden ein, quert in den Kalkalpen die Torscharte beim Hochkönig, durchschlägt das Hagengebirge und erreicht westlich vom Paß Lueg die Osterhorn-Südrandstörung. Nach ihrem Verlauf bildet sie den östlichsten und zugleich sehr kräftigen Ast des Diagonalsystems im Mittelabschnitt der Kalkalpen (Abb. 19).

Besondere Erwähnung verdient ferner die *S a l z a c h - Q u e r s t ö r u n g*, deren bedeutende Auswirkung in der Gestaltung des Salzachabschnittes im Meridian von Salzburg entscheidend ist. Zwar hat man seit langem eine beträchtliche Störung im Untergrund des Salzachquertales zwischen Golling und Salzburg vermutet – als größere und kräftigere Parallelstörung zu der gegen Westen hin absetzenden Bruchterrasse des Osterhorngebirges (Schlenkenbruchsystem, vgl. Taf. 3), aber sie war bisher durch die tiefe Talverschüttung nicht sicher faßbar. Am Satellitenbild aber erkennt man klar ein Lineament, das im Süden bereits südlich von Wagrein ansetzt, gegen NNW durch die Grauwackenzone, die Werfener Schuppenzone und das Tennengebirge verfolgbar ist, dann jenseits des Passes Lueg ab Golling für den geradlinigen Verlauf des Salzachquertales verantwortlich ist. Von Salzburg an aber ist diese große Störung noch weit in das Vorland zu verfolgen, versetzt beträchtlich die Flyschzone und ist auch noch trotz der eiszeitlichen Verschüttung in der Molassezone gegen NNW weiter zu trassieren. Die Wirksamkeit bis in die jüngste Zeit wird hiedurch dokumentiert.



Helvetikums-Fenstern (B. PLÖCHINGER, 1964) besitzt eine versetzte SE-Fortsetzung in der altbekannten Reißgangstörung zwischen Gosaukamm und Dachsteinmassiv. Der diese Störung aber mit WNW-ESE-Verlauf kreuzende Ast der Fuschlseestörung läuft nach dem Satellitenbild über das Wolfgangseebecken, das Ischtal bei Ischl gerade weiter und tief in das Tote Gebirge hinein.

Zum weiter östlich gelegenen analogen WNW-ESE-ziehenden Schrägstörungssystem der Teichl-Hengst-Linie, die von Grünau über Windischgarsten zum Hengstpaß verfolgt werden kann, kommt eine interessante östliche Abspaltung hinzu, die nördlich Windischgarsten ansetzt und gegen Osten zum Nordrand der Reiflinger Scholle hinzieht. Sie wurde hier als Laussa-Störung bezeichnet.

Ein weiteres analoges Schrägsystem mit WNW-ESE-Streichen liegt ja östlich der Weyerer Bögen in der Hochwartstörung vor, die am Ostrand des Brettlfensters südlich Gresten einsetzt. War diese Störung von A. TOLLMANN (1966 a, S. 199) aus dem Raum der Vorderen Tormäuer weiter bis Gösing verfolgt worden, so zeigt sich im Satellitenbild noch deutlicher die große Reichweite gegen ESE, da die Störung aus dem Gössinger Fensterkanal durch den Nordbereich des Schmelzfensters über den Raum nördlich des Göller bis nahe an die Puchberg-Mariazeller-Linie heran verfolgt werden konnte.

Der SW-NE-ziehende Anteil der Diagonalstörungen im Ostteil der Kalkalpen wurde im Raum der altbekannten Pyhrnlinie GEYERS und der sie begleitenden subparallelen Störungen ausgelöst. Im Raum von Liezen-Pyhrnpaß streicht ein ganzer Schwarm eng gedrängter Bruchflächen durch, der sich im Satellitenbild durch die gesamte Grauwackenzone bis zum Rand der Niederen Tauern im Süden weiterverfolgen läßt (Abb. 19). Interessant ist das jenseits von Grimming und Warscheneck mit NNE-gerichtetem Verlauf folgende weitere Störungsbündel, von dem nur die Salzsteigstörung bekannt war, das aber noch eine Reihe weiterer ähnlich orientierter Bruchstörungen umfaßt, so besonders die hier als Mitterndorfer Störung bezeichnete Linie, vom Raum westlich Bad Heilbrunn über Mitterndorf bis zum Nordrand des Toten Gebirges verfolgbar.

Besonderes Interesse verdienen wiederum die Längsstörungen in den östlichen Nordkalkalpen. Ähnlich wie im Westabschnitt dieses Gebirges ist die Südrandstörung, hier im Bereich des Ennsälängstales gelegen, schon seit langem bekannt. Die schnurgerade Fortsetzung dieser tiefgreifenden Störungszone von der Tauernnordrandstörung über Wagrain und Radstadt gegen Osten hin, Ursache für die Ausräumung guter Stücke der Längstalflucht bildend, ist im Satellitenbild besonders eindrucksvoll.

Im Inneren der Kalkalpen kommen aber auch hier – ähnlich wie im Westen – große und durchlaufende Längsstörungen im Satellitenbild zum Ausdruck, die in derartigem Ausmaß bisher unbekannt waren. Die Hauptstörung wurde nach dem bisher bekannten Teilstück am Südrand der Osterhorngruppe (B. PLÖCHINGER, 1953) als Osterhorn-Südrandstörung bezeichnet. Sie setzt im Westen am Königssee an, quert das Torrener Joch, schlägt am Südrand des Göllmassivs durch, läuft durch Golling, dann entlang des Südrandes der Osterhorngruppe, bildet beim Durchgang durch die Dachsteindecke den Nordrand der Gamsfeldscholle östlich vom Braunedlkopf, streicht weiter südlich der Ewigen Wand und durchsetzt noch schräg einen Großteil des Toten Gebirges bis südlich vom Zwölferkogel.

Hier wird diese Linie durch eine parallel dazu verlaufende Störung weiter im Süden abgelöst; nämlich durch das hier als *Toplitz-Störung* bezeichnete Lineament, das von Bad Aussee über das Grundlsee- und Toplitzbecken geradlinig den Südteil des Toten Gebirges durchsetzend, am Satellitenbild bis Windischgarsten verfolgt werden kann. So sehen wir vom Königssee im Westen über den Osterhorn-Südrand, über die Gamsfeldscholle, das Tote Gebirge, Windischgarsten und dann wiederum abgelöst durch die oben erwähnte Laussastörung den Raum der mittleren Kalkalpen bis hinüber zu den Weyerer Bögen in der Länge durch ein großes Störungssystem zweigeteilt, das bislang in dieser Art unbekannt geblieben war! Weiter im Osten stellt sich an der allerdings altbekannten *Puchberg-Mariazeller Linie* nach Ausweis des Satellitenbildes ein vielleicht entfernt vergleichbares inneres kalkalpines tektonisches Lineament ein, da bruchtektonische Formung dort die Deckengrenzen abschnittsweise überlagert.

#### 4. Beziehung der kalkalpinen zu den zentralalpinen Bruchlinien

Legen wir uns abschließend noch die Frage vor, inwieweit die großen bruchtektonischen Schräg- und Querstrukturen der Kalkalpen direkt an zentralalpine Störungen anknüpfen, so läßt sich den Abb. 17–19 folgendes entnehmen. Die großen Querstrukturen, die den gesamten Körper der Ostalpen durchsetzen, weisen offenbar beträchtlichen Tiefgang auf, sind ferner erst nach Vollendung des Deckenbaues entstanden, besitzen also jungdliches Alter und wirken vielfach bis in die Gegenwart weiter. Hiezu gehören z. B. das Landwasser-(Antönier-)/Gargellen-Störungssystem und die Loisach-/Engadiner Störung.

Untergeordnete Störungen, die Teile der Kalkalpen und Zentralalpen verbinden, stellen etwa die Sill-Gleiersch-Störung bei Innsbruck, die Inntal-Störung bei Schwaz, die Torscharten-Störung westlich vom Hochkönig, Linien im Bündel der Pyhrn-Störungen, die Walder Linie bei Hieflau und das System der Thermenlinie am Westrand des Wiener Beckens dar. Meist sind diese Störungen auf Kalkalpen und Grauwackenzone beschränkt, gelegentlich (Salzach-Querstörung; Walder Störung, Abb. 18–19) reichen sie aber auch noch kräftig in die kristalline Zentralzone der Ostalpen hinein. Die spätalpidische Anlage all dieser letztgenannten Linien ist gewiß.

#### 5. Durchpausung von Brüchen aus der Böhmisches Masse im Untergrund der Kalkalpen

Bei vergleichender Betrachtung der Satellitenbilder der Böhmisches Masse ergibt sich, daß sowohl die WNW-ESE- als auch die SSW-NNE-gerichtete Komponente des dort schräg stehenden Mohrschen Systems durch die Molasse hindurch bis weit in die Kalkalpen infolge Durchpausung zu verspüren sind. Die Diendorfer Störung kann bis W Ybbsitz verfolgt werden, die Steinbachstörung von Spitz bis W Ybbsitz, die Kl. Ispersstörung bis S Gresten, die Ottenschlagstörung bis Alland etc. Daß dieses Bruchsystem aus dem Untergrund stammt, zeigt der Umstand, daß es die Drehung der Kalkalpen an deren Ostrand nicht mitmacht.

## a) Der Westteil der Kalkalpen bis zum Einsetzen des Juvavikums im Raum von Lofer

### I. TIEFBAJUVARIKUM

#### 1. Die Cenoman-Randschuppe

Die Cenoman-Randschuppe, benannt nach der hervorragenden Beteiligung dieses Schichtgliedes an ihrer vom Hauptdolomit bis in die mittlere Kreide reichenden Serie, zieht trotz bedeutender tektonischer Reduktion, trotz Zerreißung zu einzelnen Schollen, zwischen denen streckenweise auch größere Abstände eintreten können, mit einer – man kann es nicht besser als M. RICHTER (1937, S. 108) ausdrücken – „unheimlichen Konstanz“ an der gesamten Front der Kalkalpen vom Allgäu bis in das Wiener Becken dahin.

Während im Hauptteil der Kalkalpen bis Hindelang im Westen die Stellung der Cenoman-Randschuppe zufolge ihrer eindeutigen kalkalpinen Triasentwicklung klar festgelegt ist und hierin nur ein vorderster tiefbajuvarischer Kalkalpenabschnitt gesehen werden kann, erhebt sich bezüglich des westlichsten „Rand-Cenoman“ der Kalkalpen an der Grenze zur Flyschzone zwischen Walsertal und Hindelang die Frage, inwieweit bestimmte, tektonisch isolierte Kreideserien dieses Randstreifens noch zur Cenoman-Randschuppe zu rechnen sind oder ob sämtliche derartige Späne der im kretazischen Gesteinsbestand allein sehr ähnlichen Arosa-Schuppenzone angehören – wie bisher angenommen. Besonders die Ausführungen von K. MÜLLER (1973) lassen daran denken, daß in dieser westlichsten Zone beide Elemente vertreten sind. Diese Frage ist noch keineswegs entschieden, es kann auf Grund aller Erfahrung aber bereits jetzt gesagt werden, daß man aus ähnlicher Ausbildung der Mittelkreide in der Cenoman-Randschuppe und in der Arosazone diese beiden einander tektonisch fremden Elemente nicht zusammenfassen kann.

Verfolgen wir die Cenoman-Randschuppe in ihrem bisher anerkannten Verbreitungsgebiet am Kalkalpen-Nordrand (Taf. 1–2), so stellt sich bereits am Beginn im Westen, im Allgäu, ein nächstes Problem ein. Es handelt sich um die Frage, ob der vorwiegend aus Cenoman und briger Mittelkreide aufgebaute Randstreifen, der den Falkensteinzug zwischen Hindelang und dem Sorgschrofen-Vorland vorgeschaltet ist, bereits Bestandteil der Randschuppe darstellt, wie vom Verfasser (1970 d, Taf. 3) für wahrscheinlich erachtet (Taf. 6, Fig. 8–9), ob er etwa Bestandteil des Falkensteinzuges ist, wie M. RICHTER (1970, S. 610 ff., Abb. 2, 3 etc.) jüngst ausführte, oder ob er als Teil der Randschuppe der Allgäudecke unter dem Falkenstein durch in Ver-

bindung mit dem Hauptkörper der Allgäudecke steht, wie A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ (1939, Beil. S. 459) zeichnen. H. REUM (1962, S. 528 f.) sieht darin trotz seiner heute überwundenen (vgl. M. RICHTER, 1970, S. 612), relativ autochthonen Auffassung eine tektonisch selbständige „kalkalpine Randzone“.

Hiezu sei zunächst festgehalten, daß sich nördlich des der Lechtaldecke zugehörigen Falkensteinzuges noch sichere tiefbajuvarische Elemente vorfinden. Im besser überblickbaren Mittelabschnitt des Falkensteinzuges südlich von Pfronten bildet die zugehörige Mittelkreide eine breite Mulde, wobei ein dem mächtigen Hauptdolomit-Südschenkel entsprechender Nordschenkel aus tektonischen Gründen fehlt. Der früher als Rest eines Nordschenkels gewertete Hauptdolomit-Jura-Aufbruch nördlich des Falkenstein-Cenomans im Rappenschrofen SSW Pfronten, im Hangenden Schrofen SE Jungholz etc. stellt hingegen nach der Untersuchung durch H. REUM (1962, S. 523 f., Abb. 5) nicht den Mulden-Nordflügel des Falkensteinzuges dar, sondern eine nördlichere Sattelzone innerhalb der kalkalpinen Randzone, die durch ihre spezifische Unterkreide-Schichtfolge mit neokomen Aptychschichten mit Brekzienlagen, einen roten Kieselkalkhorizont und graugrünen Oberalb-Mergeln mit bezeichnender Mikrofauna ganz der „Schwanseezone“ des Abschnittes bei der Hornburg ESE Schwangau – bei Berücksichtigung des ja von H. REUM zurückgestellten Deckenbaugedankens – mit der Fazies der Allgäudecken-Stirnzone harmoniert. Demnach liegt bereits in dieser Randschollenzone kein Hochbajuvarikum (Falkensteinzug), sondern ein tiefbajuvarisches Element vor, dessen nähere tektonische Zuordnung – ob Allgäudecke oder Cenoman-Randschuppe, nicht sicher ist.

Westlich der großen Vilstal-Diagonalstörung setzt westlich vom Hangenden Schrofen der nun kontinuierlich bis fast nach Hindelang den Falkensteinzug im Norden begleitende Mittelkreidestreifen nur scheinbar die Cenoman-Mulde des Falkensteinzuges fort. Diese ist in Wahrheit westlich der Störung mit linksseitigem Blattverschiebungssinn beträchtlich gegen Süden versetzt und schließt hier südlich vom Sorgschrofen gegen Westen hin an. Die Cenoman-Nordrandzone ist hingegen ein neues Element, tektonisch vom Falkensteinzug abgegrenzt (H. REUM, 1962, Abb. 8) – vom Abschnitt Spieser nach dieser Karte ausgenommen. Die Begutachtung dieses Spieser-Nordabfalles aber hat gezeigt (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 90), daß hier der Hauptdolomit des Falkensteinzuges mit sichtbarer Diskordanz der Cenoman-Randzone im Norden aufgeschoben ist. Dieses Cenoman der Randzone, eindrucksvoll durch seine mächtigen Züge mit Massen groben exotischen Blockmaterials, ist nun nicht einfach im Sinne von A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ (1939, Beil. S. 459) mit der südlich vom Falkensteinzug liegenden Jochschrofen-Vorschuppe der Allgäudecke zusammenzuziehen, da diese verkehrt liegende, einwickelnde Schuppe in ihrem Schichtbestand wesentlich abweicht (vgl. das Profil von M. RICHTER, 1970, S. 612, Abb. 3, das keine Verbindung zuläßt) – Abb. 154 in Band 1 dieser Monographie. In dieser Jochschrofen-Vorschuppe selbst sowie in der östlichen Fortsetzung in der Jochschrofen-Hauptschuppe fehlt ja das exotikareiche Cenoman bis zum Ostende der Falkensteinzug-Unterlage gänzlich, und das Alb (Tannheimerschichten) beschließt die Schichtfolge. Aus der tektonischen Selbständigkeit der Cenoman-Randzone vor dem westlichen Falkensteinzug und dem Gegensatz zur Jochschrofenschuppe läßt sich unseres Erachtens derzeit die Randzone am besten als Bestandteil der Cenoman-Randschuppe betrachten. Eine Neuunter-

suchung der Grenzregion im Bereich des Falkensteinzuges mit der hier aufgerollten Fragestellung ist allerdings zur Klärung der noch als offen betrachteten Frage notwendig. Eindrucksvoll in diesem westlichsten Randcenoman-Abschnitt ist die tektonische Überschiebung über Helvetikum und Flysch aufgeschlossen, die in drei Fenstern (Schlieberg-Halbfenster, Häuseloch-Fenster, Weißenbach-Fenster) herauskommen. Als Gegenstück dazu stößt die Roßkopf-Halbklippe weit gegen Westen vor (Taf. 1).

Nördlich vom Ostabschnitt des Falkensteinzuges liegt eine breite, durch Quartär verhüllte Zone, aus der nur lokal Reste der aller Wahrscheinlichkeit nach der Cenoman-Randzone angehörigen Cenoman-Schollen herausragen. Eine derartige Scholle stellt z. B. der Streifen bei Oberkirch am Weißensee dar, gegen Süden durch Kössener Schichten von der Mittelkreide des Falkensteinzuges getrennt, sowie ein Vorkommen nordwestlich von Füssen.

Drei Kilometer östlich von Schwangau schließlich (W. ZACHER, Kt. Füssen, 1962) setzt die Cenoman-Randschuppe mit einer besser aufgeschlossenen Alb-Cenoman-Turon-Serie mit Exotika wiederum ein, hier lokal seit C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 176) als „Höllenzone“ bezeichnet (H. REUM, 1962, S. 509; W. ZACHER, 1964, S. 94; 1966 a, S. 165) – vgl. Abb. 27. Im Vorland der Ammergauer Alpen erreicht die Cenoman-Randschuppe wiederum etwas größere Breite, wenn auch nur einzelne höhere Abschnitte wie etwa der Roßkopf frei von pleistozäner Verhüllung aufragen. Auch in diesem Abschnitt führt die Mittelkreide der Randschuppe reichlich Exotika, auch Kristallingerölle, und unterscheidet sich dadurch beträchtlich von der Serie, die in inneren kalkalpinen Muldenzügen vom Oberalb aufwärts noch bis ins Mittelturon reicht, was mit für eine bedeutende Überschiebung der Randzone spricht.

Im Abschnitt beiderseits der Loisach ist die alpine Randzone weithin verschüttet, so daß man nichts über den Verbleib der Randschuppe aussagen kann. Erst vom Kochelsee an gegen Osten hin stellt sich ein, wenn auch teilweise verdeckter, doch durchziehender Streifen dieser Einheit zwischen Flysch und Allgäudecke ein, der konstant verfolgbar im Vorland der Walchenseeberge, der Tegernseer Berge und Schlierseer Berge bis östlich vom Schliersee verfolgbar ist. Die größte Breite westlich des Tegernsees beträgt trotz relativen Anschwellens der Zone nur 700 m. Hier läßt sich am Nordhang des Buchetskogels, 5 km westlich vom Tegernsee, im zentralen Teil der Randschuppe ein nordvergent überschlagener Sattel mit Radiolarit, Oberjura und Neokom im Kern unterscheiden (Sattelkopf-Antiklinale). K. MÜLLER (1973, S. 61) gibt eine Beschreibung der Cenomanserie bei Tegernsee. Östlich vom Tegernsee wird die Randschuppe gemeinsam mit der Allgäudecke und auch dem davorliegenden Flysch von einem ganzen System paralleler SW-NE-orientierter Verschiebungen, die nach ihrer Richtung als Loisachstörungen zu bezeichnen sind, erfaßt und wird der jeweils östlich gelegene Flügel durch die rechtssinnigen Seitenverschiebungen an den Teilstörungen dieses Rottach-Blattverschiebungssysteme nordwärts versetzt. Ganz analoge Erscheinungen sind ja in der Randzone und Randschuppe östlich des Kochelsees zu verzeichnen, wo das gleich orientierte und gleichermaßen wirksame Kesselberg-Blattsystem durchsetzt.

Ein seit langem bekanntes auffälliges Charakteristikum dieses Abschnittes der Randzone besteht in dem gegen die Stirnzone hin aufsteigenden basalen tektono-

nischen Schrägzuschnitt der Einheit, der ganz in gleicher Art hier im kleinen zu beobachten ist, wie der Schrägzuschnitt an der Basis der Kalkalpen als Ganzes ermittelt werden kann (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 369, Abb. 3). Dieser Schrägzuschnitt ist Ursache für die eigenartige Erscheinung, daß vielerorts die jüngsten Schichtglieder, nämlich die roten mittelkretazischen Mergel, genau entlang der Flyschgrenze hinziehen (G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 63; M. RICHTER et al., 1939, S. 689 f.).

Eine interessante und noch umstrittene Stellung nimmt die im Benediktenwand-Vorland und besonders östlich der Isar zwischen Cenoman-Randschuppe und Flyschzone auftretende „Tratenbach-Serie“ ein. Die Serie umfaßt an der Typlokalität im Tratenbachgraben östlich von Lenggries/Isar neben bunten Tönen und grauen Pflanzenhächel führenden Sandsteinen auch Konglomeratlagen. Geröllspektrum und Schwermineralführung der Klastika zeigen eine dem Cenomanklastika-Spektrum analoge Zusammensetzung mit Quarziten, Porphyren, Graniten. Man könnte daher verleitet sein, diese Zone einfach als Bestandteil der Randcenomanschuppe anzusehen, wie einst M. RICHTER et al. (1939, S. 689) oder noch immer M. RICHTER (1970, S. 617). Nun wird hiebei aber übergangen, daß H. HAGN auch nach 1951, S. 114, nicht nur mit Wahrscheinlichkeit, sondern mit Sicherheit das alttertiäre Alter, und zwar Oberpaleozän bis Untereozän, mikrofaunistisch belegt hat (1967, S. 274), wozu noch die sporenstratigraphischen Daten über den Grenzbereich Paleozän/Eozän aus dieser Serie durch M. WOLF (1963, S. 346 ff., 351) kommen. Solche alttertiären Schichten sind der Cenoman-Randschuppe in ihrer gesamten Längserstreckung fremd, die Tratenbachserie ist demnach sicherlich kein Bestandteil dieser kalkalpinen Einheit. Man muß daher durchaus U. PFLAUMANN (1968, S. 110 f.) und K. MÜLLER (1973, S. 63) recht geben, die darin eine eigenständige, zwischen kalkalpiner Randschuppe und Flyschzone gelegene Einheit sehen, die bisher ganz allgemein als südlichster verschürfter Teil der Flyschzone betrachtet worden ist und auf Grund des Gehaltes an typischem exotischem Material vom Ultrapienidischen (richtige Bezeichnung statt Rumunischen) Rücken am ehesten als eigenständige Einheit südlich des Flysches gesehen werden kann.

Nach einer solchen Unterbrechung der Randschuppe östlich vom Hirschgröhr-Nordsockel und Rohnberg läßt sich die Zone wiederum vom Sterneck im Wendelsteinvorland bis südlich von Brannenburg am Inn mit intensiver weiterer Schuppung (O. GANSS, 1951, S. 205) in Form von Kieselkalkzügen und Mittelkreide weiter verfolgen. Östlich des Inn ist die Randschuppe stark reduziert und nur als steilstehender Oberjura-Kreide-Span 2 km SE Bergen vertreten (W. DEL-NEGRO, 1933, S. 120; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1939, S. 286).

## 2. Der Westabschnitt der Allgäudecke westlich vom Lechquertal

### Überblick, Innenbau und Südabgrenzung

Im Abschnitt westlich vom Lech erreicht die Allgäudecke zufolge des Zurückspringens und des erosiv sehr stark ausgezackten und in Deckschollen, Halbklippen und Halbfensterahmen zerlegten heutigen Randes der auflagernden Lechtaldecke die größte Breite. 23 km breit sieht man im Meridian von Vorderhornbach streckenweise die Serie der Allgäudecke frei liegen (Taf. 6, Fig. 9), 23 km weit mißt hier zugleich die Über-

schiebung des Lechtaldecken-Hauptkörpers – unter Einbeziehung der Vilser Stirnschuppe erhöht sich der Überschiebungsbetrag auf 30 km – Abb. 86 in Band 1 dieser Monographie. Mit der großen Falkenstein-Deckscholle ist hier ja die Lechtaldecke bis an den Stirnrand der Kalkalpen vorgeprellt. Die Südabgrenzung der Allgäudecke gegenüber der Lechtaldecke ist in allen Teilabschnitten eindeutig und tektonisch, Zusammenhänge zwischen den Decken bestehen entgegen manchen neueren Darstellungen durch deutsche Geologen sicher nicht, wie nach Revision aller für die Frage wesentlichen Abschnitte durch den Verfasser (1970 b, d; 1971 a) dargelegt worden ist.

Der Innenbau der Allgäudecke ist im Nordteil des betrachteten Abschnittes durch eine Zerlegung in eine Reihe von ansetzenden und auslaufenden Schuppen charakterisiert, die im zentralen Teil jeweils beträchtlich vorstoßen, so daß hier Schuppenfenster und Schuppenhalbfenster entstehen können – Hintersteiner Fenster (Abb. 25), Berggaicht-Halbfenster südlich von Vilsalpsee (Abb. 26). An Hauptschuppen folgen im Allgäuer Gebiet vom Norden nach Süden die Jochschrofen-, Iseler- und Nebelhorn-Schuppe übereinander (Taf. 6, Fig. 9). Die bezeichnendsten tektonischen Innenelemente der Allgäudecke aber bilden auch in diesem Raum, wohl im Zusammenhang mit der mächtigen plastischen Jungschichtenfolge, weithin aushaltende, WSW-ENE-streichende, gegen (N)NW überkippte Faltenzüge, die oft dicht gedrängt hintereinander auftreten können und die sich im Bereich der Allgäuer Hauptmulde zu einem Synklinorium mit bedeutender Juramächtigkeit zusammenschließen. Hier kommt es auch z. B. im Abschnitt des Südschenkels der Höfats-Synklinale im nordwestlichen Hochvogel-Vorland zu einer verkehrten Serie, die von der Lechtaldecke überfahren und hangend abgesichert worden ist – Abb. 77 in Band 1 dieser Monographie.

### Unterlagerung durch Arosazone

An ihrer Basis ist die Allgäudecke meist nicht direkt der Flyschzone aufgeschoben, sondern hat den für den Fernschub der Kalkalpen so wesentlichen und beweisenden Schollenteppich aus Arosadecke gleichsam als Gleithorizont aus den Zentralalpen mitgeschleppt (Abb. 20). Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die zeitweise als Unterostalpin bezeichnete, derzeit in weiten Kreisen der Schweizer Geologen vom Mittelpennin abgeleitete Arosadecke, die sich ja weithin im Liegenden der großen zentralalpinen, mittelostalpinen Kristallinmasse verfolgen läßt, ein in der Geosynklinale von den Kalkalpen weit entfernt gebildetes Element darstellt, das neben anderem letztlich auch noch durch das Unterostalpin mit Err- und Berninadecke und durch das Mittelostalpin mit der ihm eigenen zentralalpinen mesozoischen Serie, im Westen den Engadiner Dolomiten etc., von den oberostalpinen Kalkalpen getrennt war. Es ist daher nicht leicht verständlich, wenn auf Grund der Ähnlichkeit der mittelkretazischen Serien von einigen deutschen Autoren in neuester Zeit auf eine primäre sedimentäre Zusammengehörigkeit bzw. durch Übergänge verbundene Nachbarschaft von Arosazone und Cenoman-Randzone geschlossen wird (D. RICHTER, 1957, S. 364; V. JACOBSHAGEN & O. OTTE, 1968, S. 97; M. RICHTER, 1970, S. 607, 615, 621 ff.; K. MÜLLER, 1973) und von V. JACOBSHAGEN & O. OTTE sogar die allen bekannten tektonischen Fakten widersprechende anachronistische Schlußfolgerung daran geknüpft wird, daß die Überschiebung der Kalkalpen als Oberostalpin über die Arosazone vom Westen nach

Osten abnimmt und im Ostallgäu nahezu oder gänzlich erloschen sei! Dabei wird noch von M. RICHTER (1970, S. 608) klar der Unterschied der verglichenen Einheiten durch eine Reihe auf die Arosadecke beschränkter Leitgesteine wie z. B. grobe Jurabrekzien, Sandkalke der Unter- bis Mittelkreide, Glaukonitquarzite der Mittelkreide, die seit A. BOUÉ (1827, S. 55 und früher) aus dem Allgäu bekannten Ophiolithe, Spilite, Serpentine, Gabbros und grünen kristallinen Gesteine herausgearbeitet. Diese Zusammensetzung von Arosazone und Cenoman-Randschuppe erfolgte also besonders auf Grund einer angeblich gleichen Mittelkreide, eines gleichen Cenomans mit gleicher Geröllführung (M. RICHTER, 1970, S. 605). Die älteren Beschreibungen von D. RICHTER (1957 b, S. 303) widersprechen allerdings gänzlich dieser Darstellung. Solange Cenoman-Randschuppe und Arosazone in der geologischen Darstellung dieses Abschnittes miteinander vermengt werden, solange hilft auch eine detaillierte Gerölluntersuchung der nicht nach geologischer Herkunft getrennten Einzelschollen nicht weiter. Da wir auch aus dem Ostteil und Mittelabschnitt der Kalkalpen einen Cenoman-Schürflingsteppich als Reibungshorizont an der Basis der Kalkalpen kennen, ist es durchaus wahrscheinlich,

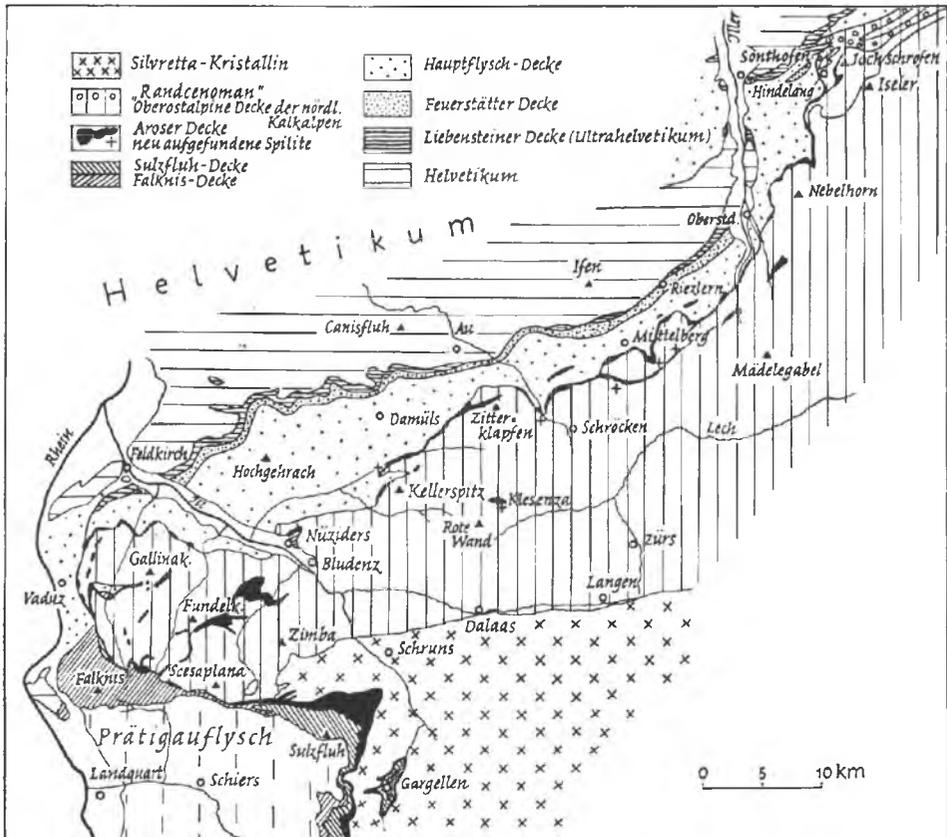


Abb. 20: Die Schollen der Arosazone am Kalkalpenrand nach M. RICHTER (1970, Abb. 2).

daß auch hier westlich der Allgäuwendung am Kalkalpenrand Elemente der Cenoman-Randschuppe auftreten können.

Untersuchungen von Konglomeraten des alpinen „Randcenoman“ zwischen Vorarlberg und Chiemsee durch V. DIETRICH (1976, S. 24) haben in der Gesellschaft der Vulkanit-Gerölle keine Ophiolithe erkennen lassen, so daß V. DIETRICH als Herkunftsgebiet dieser Gerölle die permische Unterlage des Kalkalpins (bzw. des Unterostalpins) annimmt. Dieser Schlußfolgerung kann nicht zugestimmt werden, da sowohl die Unterlage der Kalkalpen, die Grauwackenzone, als auch des unterostalpinen Mesozoikums bekannt ist und dort keineswegs eine derartige Vergesellschaftung aus (variszisch nicht metamorphem) Diabas, Diabasporphyr, Porphyr, Quarzporphyr, Diorit etc. existiert. Diese Schüttung muß wohl aus einem anders zusammengesetzten Land, dem in seiner Stellung umstrittenen Ultrapienidischen Rücken, abgeleitet werden.

Interessant an den Untersuchungen von V. DIETRICH ist aber der Umstand, daß in den tieferen Ablagerungen der Gosau vor dem Campan sich neben den obgenannten Vulkaniten auch Ophiolithdetritus einstellt. V. DIETRICH schließt daraus, daß die Kalkalpen damals an den (süd)penninischen Ozeanboden herangefrachtet waren, der als Liefergebiet der Ophiolithe gilt. Auf die bedeutenden zeitlichen und räumlichen Schwierigkeiten, die sich bei dieser Auffassung durch die Ausklammerung des Unter- und Mittelostalpins mit seinen Sedimenten ergibt, wird dort allerdings nicht eingegangen.

Echte Arosagesteine mit den kennzeichnenden Ophiolithen – weitere neue Vorkommen bei M. RICHTER (1970, Abb. 1, S. 608) – kommen bekanntlich nicht nur als Saum unter dem Westrand der Kalkalpen empor, sondern auch noch in den Fenstern der Allgäudecke, wie etwa im Gerstrubener- (Abb. 22) und Birgsau-Fenster sowie in Streifenfenstern, die durch eine eigenartige Zerlegung des Südabschnittes des Allgäudecken-Westrandes in Schollen analog den Verhältnissen im Rhätikon bedingt sind, so daß östlich der Bärenkopf- und Kanzelwand-Deckscholle das Fidere-Streifenfenster und östlich der Gräshorn-Deckscholle ein analoges Streifenfenster entstanden sind (Taf. 1; Taf. 6, Fig. 10; Abb. 21).

### Die Allgäuwendung

Eine Anmerkung ist noch zur Form und Entstehung des so eigenartig zurückspringenden Westrandes der Kalkalpen in der Allgäudecke im Allgäu nötig (Taf. 1). Die Hauptursache liegt in der starken Aufdomung des Helvetikums im Bregenzer Wald, das ja durch die Flyschzone zum Hochgebirge empor durchbricht und dem die Abtragung der Fortsetzung der Kalkalpen gegen Westen zu verdanken ist. Der heutige Westrand der Kalkalpen ist nämlich keineswegs ein schon etwa sedimentär angelegter Bogen im Sinne der „Allgäuwendung“, wie sie V. JACOBSHAGEN in seinem autochthonen Grundkonzept gebraucht (1958, S. 224; 1965, S. 87 ff.; 1966, S. 326), sondern verläuft quer zu den Faziesanlagen, wie schon E. KRAUS (1951, S. 241 f.) herausgearbeitet hat, wie man bei Verfolgung der Juraschwellenzone im Stirnabschnitt der Lechtaldecke sieht und wie auch bei den neuen sedimentologischen Detailuntersuchungen der Trias anhand des Streichens der paläogeographischen Leitlinien von Fazies und Mächtigkeit im Ladin und Karn ersichtlich ist, die nach Westen offen enden und nicht einschwenken (H. JERZ, 1965, S. 428 ff.; 1966, S. 81 ff.). Das leichte Abbiegen der inneren tektonischen Leitlinien, Schuppengrenzen und Faltenzüge in Annäherung an den Westrand ist wohl

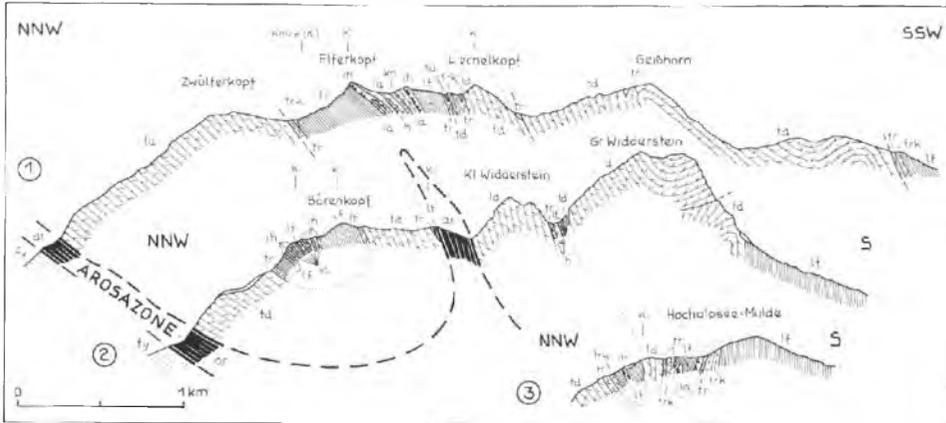


Abb. 21: Profil durch die Bärenkopf-Deckscholle in der Randzone der Allgäudecke südlich vom Kl. Walsertal nach B. SCHÜLER (1959) in M. RICHTER (1966, Abb. 19). Während die Deckscholle mit selbständiger Innenstruktur durch das Aufbrechen der Arosazone südlich vom Bärenkopf vom Hauptkörper der Decke abgetrennt ist, besteht im östlich gelegenen Elferkopfprofil noch ein Zusammenhang zwischen dieser Randscholle und der Allgäudecke.

auf das gleiche Phänomen zurückzuführen, wie die Eindrehung der Flügel in den Weyerer Bögen, die ja auch keine sedimentäre Vorzeichnung haben: Dort war es ein Einreißen quer zum Streichen, das ein freies Ende der Flügel und ein Hängenbleiben dieser freien Enden beim Vortransport des Hauptkörpers ausgelöst hat, hier war es das nicht allzu weit entfernte Westende der kalkalpinen Serien als Ganzes, das ebenfalls ein Zurückbleiben, eine Schleppung, verursacht haben mag. Dabei ist aber festzuhalten, daß auch die inneren tektonischen Strukturen der Kalkalpen, die einzelnen Schuppen und deren Faltenzüge, sowie auch die beiden Hauptdecken nacheinander bzw. hintereinander an den schräg rückspringenden, erosiv bedingten Westrand herantreten und frei enden. Das gilt für den Nordabschnitt (Taf. 1) ebenso wie den südlichen Teil, wo Schuppe um Schuppe auch noch im Bereich des Walsertales bis zum Rhätikon schräg ausstreicht (M. RICHTER, 1969, S. 47). Das flächenmäßige westgerichtete Ausheben hat im Verein mit der Abtragung sowohl den rückspringenden Westrand der Kalkalpen als Ganzes als auch die Freilegung eines großen Teiles der Allgäudecke in ihrem westlichsten Abschnitt bewirkt.

### Regionale Besprechung von Westen nach Osten fortschreitend

Der westlichste Abschnitt der Allgäudecke im Bregenzer Wald vom Hochtannberg und Widderstein über das Quellgebiet der Bregenzer Ache bis zum spitzen Auslaufen der Decke an ihrem Westende im Bereich des Großen Walsertales (Abb. 33) wird durch eine mit dem Hauptdolomit in der Stirnzone einsetzende Masse repräsentiert, die über Kössener Schichten und Oberrhätkalk zu dem namentlich an Allgäuschichten reichen Jura emporreicht und die im Südrandgebiet vor der Lechtaldecken-Überschiebung noch mächtige Kreideschiefer und Brekzien umfaßt. In diesem westlich-



sten Abschnitt dominiert starke Faltung. Schuppung tritt daneben hinter der plastischen Verformung zurück. Gegenüber der durchgehenden Abtrennung größerer Schuppen im Sinne von E. SPENGLER (1953, Taf. 1) zeigen die neueren Übersichten über dieses Gebiet (M. RICHTER, 1956, Taf. 12; 1969, Kt.; M. SCHIDLÓWSKI, 1966, S. 318, Abb. 3; O. OTTE, 1972, Kt.), daß es sich durchwegs um kurze, bald auslaufende Schuppungen handelt – vgl. Taf. 6, Fig. 11. Wie Taf. 1 zeigt, hängen Kleine und Große Widersteinschuppe des Ostens nicht mit der Zitterklapfen-, Hochkünzel- und Walsertalschuppe des Westens zusammen. Statt durchlaufender Verbindungen ist im Sinne von Th. BENZINGER (1929, S. 452, 471) etwa zwischen Kleiner Widerstein- und Kleiner Künzelspitzschuppe beiderseits der Bregenzer Ache ein gestaffeltes, selbständiges Aufbrechen im Sinne von M. RICHTER (1956, S. 191 ff.) vorhanden. Die Walsertalschuppe (J. GUBLER, 1927) entwickelt sich aus einer Durchscherung einer Antiklinale als ein an der Glattjöchl- und Gaisruckstörung (Th. BENZINGER, 1929, S. 458) aufbrechendes Element, das jüngst von O. OTTE (1972) eine beträchtliche Strecke weit nach Westen bis südlich von Buchboden weiterverfolgt worden ist.

Das Westende der Allgäudecke, gern als Zitterklapfenschuppe bezeichnet, ist im Süden durch die sekundäre Aufschuppung des unterlagernden Vorarlberger Flysches im Partnom-Schuppen-Halbfenster (D. RICHTER, 1956, S. 342; M. RICHTER, 1956, S. 202; O. OTTE, 1972, S. 125 f.) von Süden her eingewickelt worden (Abb. 33, Fig. 4–5). In der Fortsetzung der Aufschuppungslinie im Westen trifft man noch bei Raggal NW Marul nach R. OBERHAUSER (Kt. W. HEISSEL et al., 1967) einen eingeklemmten westlichsten Juraradiolaritspan dieser Decke isoliert im Flysch an. Diese Zitterklapfenschuppe ist nach der Kartierung von D. RICHTER (1956, S. 351 ff.) bereits nach Westen hin verlängert worden, durch V. JACOBSHAGEN & O. OTTE (1968, Abb. 3, S. 101) und O. OTTE (1972, tekt. Kt.) auf Kosten der Arosazone auch noch beträchtlich gegen Südwesten hin vergrößert worden. Profile durch den an Jungschichten und Kreide besonders reichen Westteil der Zitterklapfenschuppe gab zuletzt O. OTTE (1972, Taf. 6 und S. 114 ff.).

Die Ausgestaltung der Randzone des westlichsten Teilstückes der Allgäudecke wird durch eine Vergitterung von Längs- und Queraufwölbungen bewirkt, die in Schwächezonen die unterlagernden Arosaschürflinge hochpreßt und so zur Bildung von isolierten Schollen Anlaß gibt. Die westlichsten Großschollen, jene des Gräshorn und Annalper Stecken nördlich des Zitterklapfen, zeigen ebenso wie die weiter im Osten gelegene Bärenkopf-(Elferkopf-)Scholle starke interne Faltung (M. RICHTER, 1966, Beil. Abb. 19) – vgl. Abb. 21. Die hinter dieser und der angrenzenden Kanzelwand-Deckscholle im Fidere-Fenster ausgepreßte Arosa-Unterlage zieht gegen NE als falscher Kern der Wildgund-Antiklinale ins Innere der Allgäudecke und kommt dort im Birgsau- und Gerstrubener Fenster nochmals an die Oberfläche (J. WESTRUP, 1967) – vgl. Abb. 22.

In der Mitte dieses westlichen Abschnittes der Allgäudecke läuft die weithin breit von Allgäuschichten erfüllte Hochkrumbachmulde als Bestandteil der Allgäuer Hauptmulde durch, im Westen im Kern auch jüngere Schichtglieder umfassend. Im Süden wird sie jenseits der Tannberg-Antiklinale von der schwächer ausgebildeten Schwarzmilz-Mulde begleitet. Das Westende der Allgäuer Hauptmulde ist in der Rothorn-Synklinale erreicht, deren Serien ebenso wie die

knapp südlich davon befindliche Hochberg-Teilmulde noch in die mikropaläontologisch bis Turon belegte Kreide mit ihren Mergeln, Sandsteinen und Brekzien emporreicht. Die außerordentliche innere tektonische Komplikation in diesem Abschnitt unmittelbar vor der Front der Wandfluschuppe der Lechtaldecke hat M. SCHIDLÓWSKI (1962, S. 58 ff.) geschildert. Bilder von potenziierter Faltung des Muldeninhaltes sind in Rothorn- und Hochberg-Mulde nicht selten (Abb. 23). In der Zone extremer Einengung vor der Lechtaldeckenstirn kommt es zur Bildung von Schub Brettern, von abgerissenen und in Schollen zerlegten Schuppen, die aus liegenden Falten hervorgingen (Hochgletscheralm-Schuppe, Abb. 41) und vielleicht auch zu Vorformen von autochthonen Klippen, als welche in neuerer Zeit das Karhorn SW Warth gilt. Dieses zeigt nämlich trotz ausgepreßter Lagerung nach W. STENGEL-RUTKOWSKI (1962, S. 542) Bindung vom Hauptdolomitkern über eine komplette verkehrte Rhätserie mit den tiefjurassischen Allgäuschichten im Norden und Osten, zeigt im Kern eine inverse und aufrechte Folge von Hauptdolomit, so daß die Faltenatur nachweisbar ist, und wird im Süden noch von den Jungschichten der Allgäudecke überschuppt. Gegenüber der früher vielfach gegebenen Deutung als Deckscholle der Lechtaldecke ist demnach das **K a r h o r n** der Literatur nach besser als Faltenanlage der Allgäudecke anzusehen (Abb. 159 in Band 1

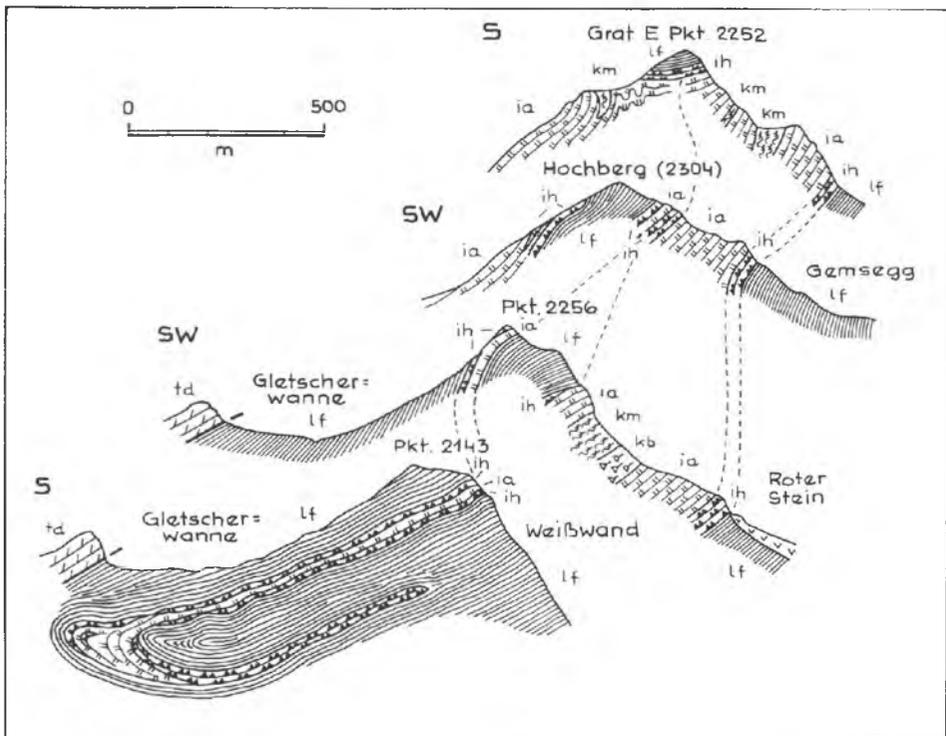


Abb. 23: Potenzierte Faltung des Muldenkernes in Rothorn- und Hochbergmulde am Westrand der Allgäuer Hauptmulde (M. SCHIDLÓWSKI, 1962, Abb. 3).



dieser Monographie). Auf die angedeutete Komplikation der Grenzregion zur Lechtaldecke wird im Zusammenhang mit der Besprechung der Ausgestaltung der Lechtaldeckenstirn Seite 115 eingegangen werden.

Im Meridianstreifen westlich der Hochvogelgruppe, von der Allgäuer Hauptkammüberschiebung der Lechtaldecke im Krottenkopfmassiv im Süden angefangen über den Oytal-Abschnitt bis zum Nebelhorn im Norden zeigen die hier noch breit freiliegenden Partien der Allgäudecke die intensivste Verfaltung im Westabschnitt überhaupt (Taf. 1; Taf. 6, Fig. 9). Nicht weniger als zehn zum Teil im Streichen weithin verfolgbare Antiklinalen und zugehörige Mulden sind hier im weiteren Bereich des Synklinoriums der Allgäuer Hauptmulde festzustellen, wobei im Süden nordvergent überschlagene Falten in den Allgäuschichten die Szenerie beherrschen, im Höfats-Bereich landschaftlich eindrucksvoll auch Radiolarit und Aptychenkalk in die Faltung einbezogen sind (Abb. 24) und im Bereich des Oytals auch der hier von der steilstehenden, wenig nordüberschlagenen Faltung betroffene Hauptdolomitsockel breit angeschnitten ist. Gegen Osten hin setzt der Südteil dieses Faltensystems ins Hornbachtal-Halbfenster (Drähütten-Antiklinale) und, nordvergent überschlagen, unter das Hauptdolomitmassiv des Wilder fort (V. JACOBSHAGEN, 1961, Beil. 3, Prof. 5) – Abb. 24, Fig. 1. Aus dem Verkehrtschenkel der Höfatsmulde entwickelt sich nach Nordosten hin eine breite verkehrte Serie, deren gegen Osten zunehmendes Ausmaß schon im Profil des Schneck vor der Überschiebung des Wilder sichtbar wird (A. CUSTODIS et al., 1965, Taf. 1, Prof. 3) und die unter potenziertem weiterer Verfaltung ins Luitpold-Halbfenster und ins Bärgündele im Vorland des Hochvogelmassivs weiterzieht (siehe S. 129). Etwas nördlich davon erleiden die Jungschichten der nördlichen Züge des Faltensystems im Giebel eine intensive, aber kleinräumige wiederholte Verschuppung (W. ZACHER, 1964, Osterach-Kt.) – Abb. 131 in Band 1 dieser Monographie. Nahe nördlich davon zeigt der Hauptdolomit des Hengstes in der Nebelhornschuppe (D. RICHTER, 1963, S. 112, Abb. 34) eine analoge enge Schuppenstruktur (Abb. 25).

### Die Allgäudecke zwischen Falkensteinzug und Osterach-Einzugsgebiet

Im Gegensatz zur bisher besprochenen Region gewinnt in diesem Abschnitt der Allgäudecke östlich von Hindelang und vom Retterschwangtal die Schuppenbildung vor der Faltung den Vorrang. Hauptdolomit wird in diesem Vorderabschnitt das beherrschende Gestein, ältere Schichtglieder kommen nur in sehr geringem Umfang zutage. Rhät und Jura sind vorwiegend nur auf schmale Mulden beschränkt und verbreitern sich nur in der nördlich vom Tannheimertal breit unter die Einstein-Halbklippe der Lechtaldecke einschiebenden Schattwalder Deckenmulde, die auch noch über einen bis ins Cenoman aufsteigenden Kreideanteil verfügt, während der Hauptkreide-

Abb. 24: Die Profilsérie nach V. JACOBSHAGEN (1961, Beil. 2–3) zeigt das enge Faltensystem der Allgäuer Hauptmulde in den Allgäuer Alpen westlich vom Hochvogelmassiv. Es schließt etwa an die Profilsérie durch das Gerstrubener Fenster (Abb. 22) im Osten an. Der Faltenbau ist durchgehend nordvergent, auch noch im Liegenden der Hochvogel-Halbklippe der Lechtaldecke im Wilder (Fig. 1), wie das Profil von JACOBSHAGEN (entgegen seiner Annahme einer südvergenten Bewegungsrichtung auf der Wilder-Südseite) auch deutlich erkennen läßt!

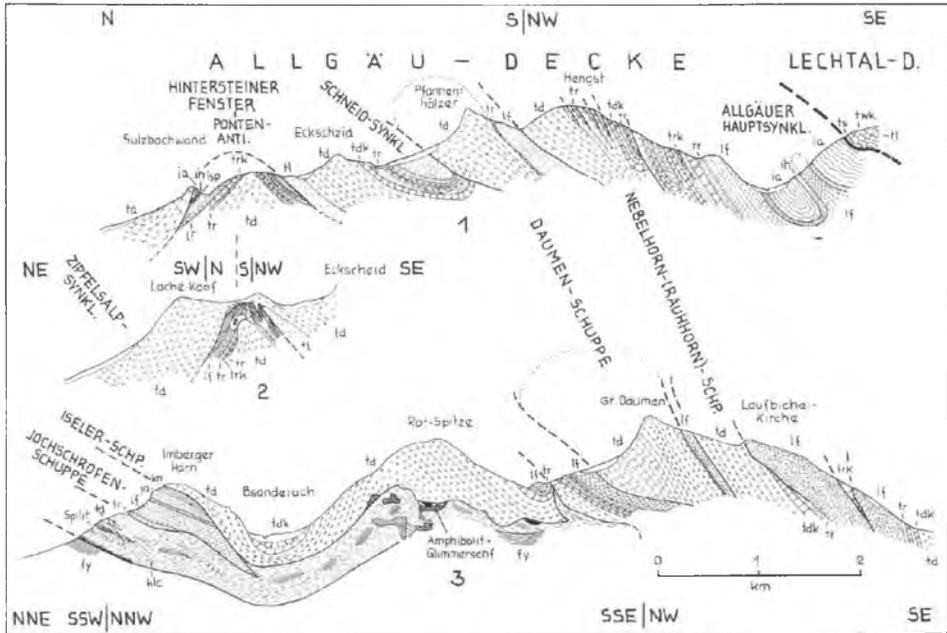


Abb. 25: Profile durch das Daumen-Massiv westlich des Osterachtales im Allgäu nach A. CUSTODIS et al. (1965, Taf. 1).

zug ja in der Allgäuer Hauptmulde am sichtbaren Südrand dieses Deckenstreifens hinzieht. Die geologischen Karten von O. AMPFERER (1914), P. SCHMIDT-THOMÉ (1960, Bl. Füssen) und W. ZACHER (1964, Bl. Osterach) geben Übersicht über das Gebiet.

Folgende Elemente reihen sich von Norden nach Süden im besprochenen Abschnitt der Allgäudecke aneinander (Taf. 1):

1. Die Schollen nördlich des Falkensteinzuges wie Rappenschrofen-Nordsockel SSW Pfronten, Hangender Schrofen weiter im Westen etc. sind nur mit gewisser Unsicherheit hieherzustellen, da sie auch Bestandteil der Cenoman-Randschuppe sein können.

2. Die Jochschrofen-Vorschuppe südlich vom Westteil der Falkenstein-Deckscholle schaltet sich nach H. REUM (1962, S. 528 f.) vor dem Nordteil der Jochschrofenschuppe ein. Sie ist jedenfalls nicht, wie oben erwähnt, einfach mit der Cenoman-Vorzone nördlich des Falkensteinzuges in Verbindung zu bringen. Die vollkommene Überstürzung dieser Schuppe in ihrem Westabschnitt, wo sie, durch potenzierte Faltung in sekundärem Vorstoß von der Jochschrofenschuppe vorgeschleppt, den Hauptdolomit des Falkensteinzuges mit dem Alb ihrer verkehrten Serie überlagert, ist wahrlich im Sinne von A. CUSTODIS et al. (1939, S. 410, 417; Profiltaf., Fig. 8-12) als grotesk zu bezeichnen – Taf. 6, Fig. 9. Die flache verkehrte tektonische Auflagerung dieser Einwicklung der Lechtaldecke durch die Jungschichtglieder der Allgäudecke im Bachbett zwischen Hirschberg und Spieser auf der Höhe nordöstlich von Hindelang ist bestens freigelegt – vgl. Abb. 154 in Band 1 dieser Monographie.

3. Die Jochschrofenschuppe selbst, dahinter gelegen, wird aus einer einfachen, SE-fallenden, aufrecht gelagerten Schichtplatte gebildet und verschmälert sich stark gegen Osten. Zwei Kilometer südlich von ihrem Abtauchen gegen Süden unter die nächsthöhere Iseler-Schuppe scheint sie im Hintersteiner Fenster im Osterachtal nochmals an die Oberfläche zu kommen, wie alle früheren Bearbeiter, zuletzt D. RICHTER (1961, S. 155), annahmen (Abb. 25). Jüngst aber hat V. JACOBHAGEN (1968, S. 99) nach Auffindung eines Kreideanteiles im Fensterinhalt und eines noch darüber befindlichen Hauptdolomitschürflings im Nordrahmen angenommen, daß der Inhalt zur Arosazone gehöre. Die Auffassung wird durch die Tatsache unterstützt, daß am sichtbaren Westrand der Kalkalpen, also nahe NW vom Fenster westlich des Imbergerhorns, die Jochschrofenschuppe rasch gegen Süden unter der Iseler-Schuppe auskeilt (Taf. 1) und in der Fortsetzung der das Fenster beinhaltenden Ponten-Antiklinale am Westrand der Kalkalpen nur 2 km vom Hintersteiner Fenster entfernt auch keine Reste einer Jochschrofenschuppe unter der Iseler-Schuppe sichtbar sind. Andererseits aber fehlen der Kreide die bezeichnenden Ophiolithe der Arosadecke. Weitere Untersuchungen sind hier vonnöten.

4. Die Hauptschuppe dieses Abschnittes der Allgäudecke bildet die Iseler-Schuppe, die mit ihrer Fortsetzung als Breitenbergschuppe gegen Osten (A. CUSTODIS et al., 1939, S. 411 ff.) mit einer 20 km langen Überschiebungsfront gegen Norden weist. Die Wirksamkeit der Überschiebung gibt sich im Mitschleppen von Schürflingen an der Basis zu erkennen, die die Buntsandsteinschollen NW vom Iseler, 3,5 km ESE Hindelang, darstellen (D. RICHTER, 1963, S. 76, 106, Abb. 28). Der Nachweis von Jochschrofenschuppe im Hintersteiner Fenster würde außerdem eine Mindestschubweite der Schuppe von 3 km garantieren. Entgegen zahlreichen Beschreibungen aber sind die unter dem Westrand der Kalkalpen gerade im Abschnitt der Iseler-Schuppe auftretenden, schon seit C. GÜMBEL (1861, S. 151, 189, 305) bekannten Schürflinge im Retterschwangtal aus riesigen, bis 75 m mächtigen kristallinen Schollen von Glimmerschiefer und Amphibolit sowie bis 40 m mächtigen glimmerschieferbrockenreichen sedimentären Brekzien nicht einfach als Schürflinge dieser Schuppe anzusprechen, d. h. nicht als Basis des Buntsandsteines des Nordrandes des oberostalpinen kalkalpinen Troges zu sehen (O. AMPFERER, 1911, S. 679; D. RICHTER, 1963, S. 75), sondern im Sinne von H. P. CORNELIUS (1922, S. 37, 63 ff.) als Bestandteil der Arosazone dieses Raumes zu werten.

Der Innenbau der Iseler-Schuppe ist durchgehend durch Faltenstruktur gekennzeichnet. Bereits im nordöstlichen Stirnteil stößt im Abschnitt Schönkahler-Breitenberg eine steile nordüberkippte Antiklinale mit Raibler Schichten und Hauptdolomit im Kern vor, teilweise als sekundäre Schuppe über die davor in dieser Einheit noch dahinziehende Tiefrhät-Liasmulde auffahrend (vgl. Profiltaf. „Füssen“, P. SCHMIDT-THOMÉ, 1960, Prof. 7-8). Südlich folgt die intern weiter gegliederte breite Schattwälder Deckenmulde mit dem Rest der auflagernden Lechtaldecke in der Einsteinklippe. Die zentrale Hauptaufwölbung der Schuppe bildet die Ponten-Antiklinale (Taf. 6, Fig. 9), die im Westen im Kern das Hintersteiner Fenster enthält, im Osten bis zum Haldensee gut faßbar zugleich den Tannheimer Deckensattel darstellt, der auf die Aufwölbung des Nesselwängle-Halbfensterinhaltes hinzielt. Im Südrandabschnitt der Iseler-Schuppe stellt sich noch ein kleines Problem ein, da hier nach älterer Auffassung der Hauptdolomitzug des „Daumen“ westlich vom

Osterachtal als an drei Seiten frei schwimmende Halbklippe über einem darunter durchziehend angenommenen Jungschichtenzug galt (O. AMPFERER, 1914, Kt.; M. RICHTER, 1937, S. 72, Abb. 9; E. SPENGLER, 1953, S. 11; W. ZACHER, 1962, S. 394, Abb. 3; 1964, Kt. Osterach). Hier aber hat sich die Darstellung von D. RICHTER (1963, S. 109 f.) bewahrt, daß die Jungschichtenzüge nördlich und südlich dieses Hauptdolomitrückens zwei getrennten Mulden angehören, und zwar der Schneidmulde (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 98) im Norden, der Fortsetzung der Geißeck-Vilsalpsee-Mulde aber im Süden, im Tosenbachtal, durch eine NNE verlaufende Blattverschiebung im Osterachtal gegen Süden versetzt. Demnach ist die Geißhornschuppe östlich des Tales als Fort-

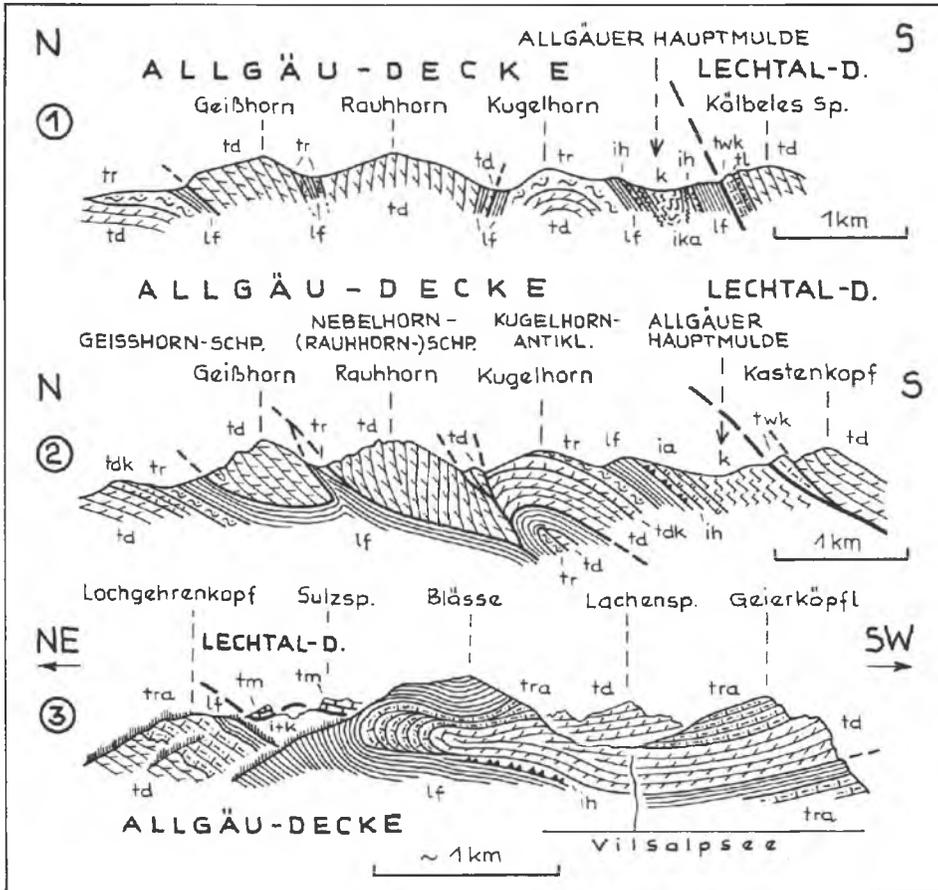


Abb. 26: Das Rauhorn-Kugelhorn-Profil westlich vom Vilsalpsee in der autochthonen Deutung von W. ZACHER (1962, Abb. 4) – Fig. 1 – und in der Deutung als Überfaltung von C. W. KOCKEL & M. RICHTER (1931, Taf. 9) – Fig. 2. Die letztgenannte Deutung des Kugelhornes als Schuppensattel mit falschem Jungschichtenkern wird den Verhältnissen in der Natur besser gerecht. Diesen Stil der flach liegenden Falten des Gebirges um den Vilsalpsee zeigt Fig. 3 im Ansichtprofil der Berge östlich des Sees nach M. RICHTER (1966, Abb. 45).

setzung der Daumenschuppe anzusehen (vgl. Taf. 1) – siehe Abb. 25. Die nur unvollkommen abgetrennte Südwest-Fortsetzung der Iseler-Schuppe stellt die Rubihornschuppe (D. RICHTER, 1963, S. 109) NE Oberstdorf dar.

5. Der südlichste sichtbare Abschnitt vor dem Lechtaldecken-Erosionsrand ist durch die in diesem Abschnitt höchste Schuppe, die *Nebelhorn-(Rauhhorn-)Schuppe*, repräsentiert, deren Überschiebungsrand sich rund 14 km weit verfolgen läßt. Westlich der Osterach gehört der durch Hauptdolomit markierte Hauptkamm im Bereich Nebelhorn-Hengst in die Stirnzone dieser Schuppe, gefolgt im Süden von dem so vielfältig gefalteten nachtriadischen Jungschichtenanteil, der im oben erwähnten Faltenystem vom Oytal herüberstreicht. Östlich der Osterach ist der Vorstoß der Schuppe stärker. Hier zeigt die große liegende Antiklinalstruktur der Blässe östlich vom Vilsalpsee, die in ihren Grundzügen bei M. RICHTER (1966, S. 154, Abb. 45) angedeutet ist, daß diese Schuppe als Liegendfalte angelegt worden ist. In dem landschaftlich schönen Talkessel des Vilsalpsees erkennt man ferner im *Berggaicht-Halbfenster* (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 99 f.) die rund 3 km weite Unterlagerung des Hauptdolomites dieser Schuppe durch Rhät und Allgäuschichten der darunter folgenden Jungschichtenzone. Diese bildet im Berggaicht SW des Sees tatsächlich die Unterlage des Hauptdolomites vom Rauhorn-Kugelhorn-Kamm, wie die schöne, schon bei C. W. KOCKEL & M. RICHTER (1931, Taf. 9) dargestellte, in zwei Teilwölbungen gegliederte Antiklinale anzeigt. Diese Jungschichtenzone ist hier nicht von oben her im Sinne von W. ZACHER (1962, S. 396) als eine weitere, zwischen diese beiden Berge gehörige Mulde eingefaltet (Abb. 26). Der Beweis für die Stellung der Jungschichtenzone als potenziert gefaltete, tektonisch unterlagernde Serie ist auch am Geierköpfl-Westhang zu führen, wo die Jungschichtenzone aus der Taltiefe steil empordringt, sich in einer großen, nach oben geschlossenen Falte gegen Süden umlegt und in dieser Richtung flach unter dem Südteil des Hauptdolomites verschwindet.

Die Verhältnisse der Allgäudecke in den *Vilsener Alpen*, also im Grenzbereich zur Lechtaldecke, im Raum der langen Streifenfenster und Halbfenster im Vilstal, vom Füssener Jöchl und von Nesselwängle (Taf. 1; Taf. 6, Fig. 8; Abb. 50) werden analog den Grenzverhältnissen in den übrigen Abschnitten jeweils bei der Besprechung der Stirnzone der höheren Einheiten, in unserem Fall der Lechtaldecke, erörtert (vgl. Abb. 86, 139, 156, 160, 161 in Band 1 dieser Monographie).

### 3. Der Ostabschnitt der Allgäudecke östlich vom Lechquertal

Im Abschnitt zwischen Lech und Innquertal liegt nur mehr ein schmaler, im Durchschnitt 2 km bis 5 km breiter Streifen der Allgäudecke frei. Der Hauptteil der Decke aber liegt wohl noch unter der Lechtaldecke verborgen, wie sprunghafte Mächtigkeitsunterschiede der übereinanderliegenden Decken in der Obertrias zeigen, wie der reich gegliederte Stirnrand der Lechtaldecke mit seinen Halbfenstern und Halbklippen dartut, wie der sogenannte Schmidlaine-Deckschollenzug der Lechtaldecke erweist, der eine weite, ursprünglich praktisch bis zum Vorderrand der Kalkalpen reichende Überschiebung markiert, und wie schließlich die sichtbare Breite der Allgäudecke im freiliegenden Abschnitt westlich des Lech ankündet, wo auf einer Strecke von 23 km die einzelnen Elemente in Längsrichtung unter der Lechtaldecke abtauchen. Ebenso wie zur

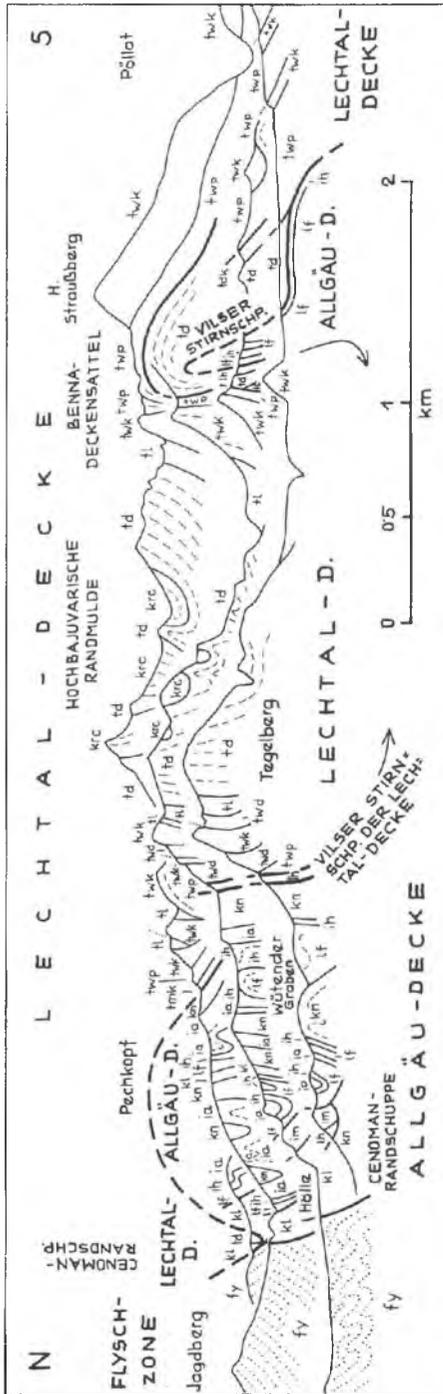


Abb. 27: Das Faltenystem der Allgäudecke in den Hohenschwangauer Bergen nach C. W. KOCKEL et al. (1931, Profiltaf., Fig. 24). Das Profil zeigt Cenoman-Randschuppe, die eng gefaltete Allgäudecke, die Vilser Störnschuppe und den Lechtaldecken-Vorderabschnitt mit dem Deckensattel in der Benna-Zone. Die heutigen Bezeichnungen der tektonischen Einheiten sind dem Originalprofil beigefügt. Man erkennt die weitestgehend unterlagerung der Lechtal- durch die Allgäudecke, ferner die starke Auswirkung der sekundären Einengung des Gebirges nach der ersten Hauptphase der Deckenüberschiebung: Der Deckenstapel wurde in dieser zweiten Hauptphase als ganzes intensiv verformt, so daß bereits überkippte Deckensättel entstanden, wie das Beispiel des Benna-Deckensattels zeigt. Zufolge seines im Osten dank abtauchender Achse erhaltenen, im Gelände gut überblickbaren äußeren Rahmens vor dem Straußberg ist die Frage ob Deckensattel oder Beutelmulde (hier falsche Typlokalität dieses Begriffes bei V. JACOBSSHAGEN & C. W. KOCKEL, 1960, S. 104) eindeutig im Sinne einer Antiklinalstruktur zu entscheiden.

Lechtaldecke besteht zur Cenoman-Randschuppe ein durchlaufender tektonischer Kontakt.

In den Schwangauer Bergen bildet die Allgäudecke einen eng gefalteten Streifen, der die Fortsetzung des Vilstal-Streifenfensters (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 108; 1970 d, Taf. 3; Synonym: Rehbach-Fenster, M. RICHTER, 1970, S. 611) und der Unterlage des Falkensteinzuges darstellt, der ja mit der Hornburg ESE Schwangau als Bestandteil der Lechtaldecke eindeutig gegen Osten aushebt (M. RICHTER, 1970, S. 613 f.). Dieser extrem eingengte Abschnitt westlich des Lobentales weist in der nördlichen Hauptschuppe, der Fällgrabenschuppe (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 175; Synonym: Pechkopfschuppe, W. ZACHER, 1964, S. 92), vier parallele Längsfaltenzüge auf, denen im Süden noch die schmale Klammgrabenschuppe angegliedert ist (Abb. 27). Die enge Faltung dieser Zone der Allgäudecke mag mit dem zweifachen, in Teilphasen wiederholten Aufschub der Lechtaldecke zusammenhängen, die hier mit der Vilser Stirnschuppe und mit dem Hauptdeckenkörper eine doppelte Verformung des Untergrundes bewirkt hat.

Der schmale Streifen der Allgäudecke in den Ammergauer Bergen wird durch zwei Längsantiklinalen gegliedert: Die nördliche, etwa 10 km lang verfolgbare Schwabenkopf-Antiklinale (A. KUHNERT, 1964, S. 44) SW Unterammergau enthält im Ostabschnitt in dem durch eine Reihe von Ammerstörungen (NW-SE-streichende rechtssinnige Blattverschiebungen) durchsetzten Antiklinalkern noch Hauptdolomit, im Westen wird der Kern nur durch das Auftauchen von Malmradiolarit und Aptychenkalk in den neokomen Aptychenschichten markiert. Südlich der großen Teufelstättkopf-Deckschollengruppe kommt am äußersten freien Südrand der Allgäudecke nochmals eine schmale Antiklinale hoch, die zur Bildung des Kälberalp-Streifenfensters führt (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 165; A. KUHNERT, 1964, S. 42) – vgl. Abb. 52 und Taf. 6, Fig. 7. Die weiteren kleinen untergeordneten Faltelemente dieses Abschnittes werden bei A. KUHNERT (1967 a, b, S. 70) im einzelnen besprochen.

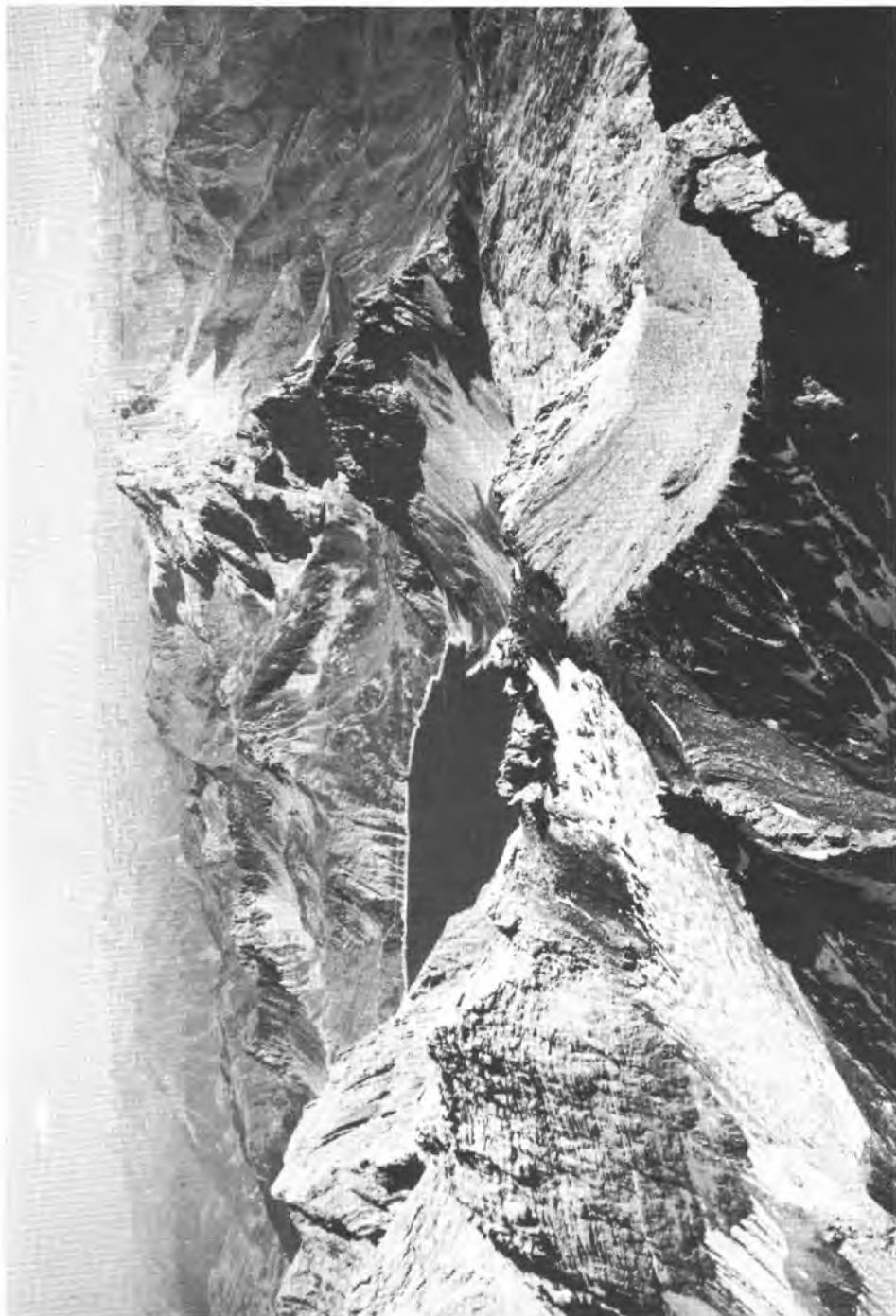
Der lange Abschnitt der Allgäudecke östlich der Loisach bis zum Inn wird in seinem Innenbau durch eine viele Zehnerkilometer lange, im Streichen anhaltende Schuppung gekennzeichnet, die gegen Osten hin ganz allmählich jeweils schräg gegen den Nordrand der Einheit hin ausstreicht. Die Schuppung setzt NE der Simmersberg-Deckscholle (Lechtaldecke) westlich vom Kochelsee an (Taf. 6, Fig. 6). Der hier selbständig werdende schmale Vorderrand kann über 35 km weit verfolgt werden und wurde von H. SÄRCHINGER (1939, S. 425) als Lettenbachschuppe bezeichnet (Synonym: Dachsenberg-Schuppe, G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 63). Sie setzt im Westen SW Schlehdorf am Kochelsee ein, wird im Raum des Sees beim Durchgang des großen Kesselberg-Blattverschiebungssystemes mit Loisachrichtung von SW gegen NE linkssinnig vorversetzt, führt in ihrem über 1 km breiten Mittelabschnitt hauptsächlich durch ihren flyschartigen Charakter bemerkenswerte Fleckenmergel der Allgäuschichten und endet im Osten, durch Quartär verhüllt, wohl beim Vordringen der südlich anschließenden Moosenberg-Schuppe südlich vom Tegernsee (E. SPENGLER, 1953, S. 17). Der durch die Schuppung ab westlich vom Kochelsee selbständig gewordene Südteil der Allgäudecke wird nach dem Moosenberg 6 km WSW Arzbach als Moosenberg schuppe bezeichnet (H. SÄRCHINGER, 1939, S. 427; Synonym: Schwarzen-

berg-Schuppe, G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 63). Ihr Nordrand wird zum überwiegenden Teil durch die hochgeschuppten Raibler Schichten gebildet. Im Bereich des Isartales wird die große Breite der Moosenbergschuppe und zugleich die weite Überschiebung durch die Lechtaldecke durch das Zurückspringen des zusammenhängenden Stirnrandes dieser höheren Decke hinter das lang hinreichende Eselau-Halbfenster sichtbar, das im Norden durch den Geigerstein-Halbklippenzug mit der Hochbajuvarischen Randmulde begrenzt wird (Taf. 6, Fig. 5 und Abb. 53). Über die Gliederung dieser Struktur im Stirnbereich der Lechtaldecke wird bei Besprechung dieser hochbajuvarischen Einheit referiert (S. 143).

Die nächsthöhere Schuppe zweigt von der Moosenbergschuppe am Söllbach SW des Tegernsees ab, von E. SPENGLER (1953, S. 17) als Ringspitzenschuppe bezeichnet. Östlich vom Tegernsee wird die Moosenbergschuppe durch das intensiv wirkende, nordöstlich streichende, aus parallelen Störungen bestehende Rottach-Blattsystem gegen Osten jeweils nordwärts vorverschleppt. Östlich der Leitzach zieht die Allgäudecke als Ganzes im Westen um den Sockel der Wendelstein-Halbklippe der Lechtaldecke herum und streicht dann im nördlichen Vorland des Wendelsteins wiederum gegen Osten hin weiter. Ob die Moosenbergschuppe diese Schwenkung ebenso mitmacht, ist durch die starke Verschüttung im Bereich der Leitzach bei Birkenstein trotz der neuen Kartendarstellung und Beschreibung durch U. PFLAUMANN & W. STEPAN (1968, Kt.; Beil. 1, S. 331) nicht sicher, aber doch wahrscheinlich. Im Südteil dieser wahrscheinlichen Fortsetzung der Moosenbergschuppe im Wendelsteinvorland spaltet sich aus der Hauptantiklinale des dort vorhandenen, leicht nordvergent überkippten Faltsystems die nächste Schuppe mit der Rampoldsplatte ab. Die Ringspitzenschuppe aber zieht in das Wendelstein-Halbfenster südlich dieser hochbajuvarischen Halbklippe hinein (Taf. 2; Taf. 6, Fig. 4; Abb. 58).

Im Abschnitt östlich vom Inn bis zu seinem Verschwinden im Osten unter der Lechtaldecke im Raum Inzell weist der freiliegende Teil der Allgäudecke eine durchschnittliche Breite von 3 km bis 5 km auf und zeigt eine intensive Schuppung, im Osten eine extrem enge und steile Faltung, deren Einzelelemente lange im Streichen verfolgbar sind. Auch in diesem Abschnitt streichen die Schuppen ostwärts ganz allmählich an den Stirnrand der Decke heran. Die Moosenbergschuppe spitzt 10 km östlich vom Inn am Deckenvorderrand aus, die ab der Rampoldsplatte westlich vom Inn selbständig gewordene nächstsüdlichere Schuppe kann nach dem am frühesten erfaßten Abschnitt im Reifenberg SW Rottau als Reifenbergschuppe (F. BROILI, 1914, S. 445) bezeichnet werden – jüngere Synonyme: Aschauerkopf-Schuppe, W. SCHOTTLER (1934, S. 101), bzw. Ringspitzenschuppe, E. SPENGLER (1953, S. 17; 1956, S. 5). Als süd-

Abb. 28: Der Blick vom Seesaplanagipfel auf den Südostteil des Rhätikon zeigt eindrucksvoll die großtektonische Stellung der Kalkalpen: Das kalkalpine Hauptdolomitland mit den auflagernden Kössener Schichten im Vordergrund vor dem Lünsersee wird durch die vorwiegend aus Mitteltrias bestehende niedrige Kulisse mit dem Salonienkopf unmittelbar hinter dem See eingerahmt, in der sich bereits die Überkipfung des Kalkalpensüdrandes einstellt. Der ragende helle Grat im rechten Teil des Mittelgrundes besteht aus den Sulzfluhkalken der mittelpenninischen Drusenfluh-Sulzfluhgruppe und bildet ebenso wie das rechts davon in der Niederung anschließende Land aus nordpenninischem Prätigauflusch die tektonische Unterlage der Kalkalpen. Die gletscherbedeckten Berge im rechten Abschnitt des Horizontes gehören dem Silvrettakristallin an, welches an der flach überschobenen großen mittelostalpinen Decke Anteil nimmt.



lichste und mächtigste Einheit schließlich folgt im Süden die **Erlbergschuppe** (F. BROILI, 1914, S. 446).

Die enge Faltung besonders des östlichen Abschnittes kommt deutlich auf Karte und Profiltafel von L. NÖRH (1926, Taf. 10–11) im Bereich von Hochfelln und Vorland zum Ausdruck. Breite Hauptdolomitzone bilden die Faltenkerne, die jüngeren Schichtglieder reihen sich bis zum Neokom mehr oder weniger regelmäßig in schmalen Muldenzonen an, die Mittelkreide aber („Cenoman“), die zwar auch ungefähr den alten Muldenanlagen folgt, transgrediert jedoch seitlich auf verschiedenen Schichtgliedern, so daß auch hier die vorcenomane Faltung und Abtragung deutlich wird. Die in der Stirnzone ebenso steile und eng gepreßte Lagerung ist durch die Bohrung „Bergen 1“ SW Maximilianshütte näher bekannt geworden (O. GANSS, 1956, S. 144 f.). Unter der Reifenbergschuppe wurde hier zwischen 691 m und 821 m eine basale kalkalpine Verschuppungszone angetroffen, darunter bis zur Endteufe von 936 m der Kreideflysch angefahren.

Der Tiefgang des Vorderabschnittes der Kalkalpen beträgt im Raum des Innquertales und in den Chiemgauer Bergen 3 (bis 4) km. Die steilstehende Stirnzone wird durch die in der Tiefe gegen Süden flach auslaufende basale Abscherungsfläche der Kalkalpen abgelöst, darunter folgen noch 4 (bis 5) km mächtige subalpine Elemente wie Flysch/Helvetikum/Molasse, bevor der kristalline Untergrund der Böhmisches Masse erreicht wird. Diese Unterlagerung der Kalkalpen durch das jüngere subalpine System ist bis 10–15 km hinter die Kalkalpenfront jüngst in beträchtlicher Mächtigkeit durch verschiedene, sich gegenseitig kontrollierende geophysikalische Methoden geortet worden, wie S. 25 ausführlich – Abb. 8.

Die bedeutende flache Überschiebung, die trotz der engen Faltung hier die Allgäu- decke von der auflagernden Lechtaldecke trennt, wird durch die Halbfenster und Fenster am Südrand belegt. Südlich von Hohenaschau kommen im Priental unterhalb des Muschelkalkgewölbes der Lechtaldeckenbasis im **Prienfenster** Aptychenschichten der Allgäu- decke an die Oberfläche (F. BROILI, 1914, S. 450, Taf. 4) – eine seit C. W. GÜMBEL (1881, S. 235) bekannte Erscheinung (Taf. 3; Taf. 6, Fig. 3). In östlicher Fortsetzung davon tritt im **Hochplatten-Halbfenster** (vgl. A. TOLLMANN, 1969 c, S. 131) wiederum die Allgäu- decke mit bedeutender Antiklinale vom Hauptdolomit bis zu den Aptychenschichten südlich der mit aufgeschobenem Muschelkalk einsetzenden **Kampfenwand-Halbklinge** (E. SPENGLER, 1956, S. 7) zutage. Durch das noch weiter im Süden liegende **Raitenfenster** im Achental 3 km SW Marquartstein (Taf. 3) mit Oberrhätikalk bis Neokom unter der aufgeschobenen älteren Trias (A. DHEIN, 1944, S. 223; Taf. 22), läßt sich eine 4 km weite Überlagerung des Hochbajuvarikums über dem Tiefbajuvarikum unmittelbar ablesen.

## II. HOCHBAJUARIKUM (LECHTALDECKE)

### 1. Rhätikon

Der Rhätikon zeigt als westlichster Sporn der Nördlichen Kalkalpen, der über das Vorarlberger Gebiet hinaus auf Schweizer und Liechtensteiner Boden ragt, im Zusammenhang mit seiner tektonischen, teils schon isolierten Rand- und Endlage des hier gegen Westen über den tieferen großtektonischen Einheiten flächenmäßig hoch empor

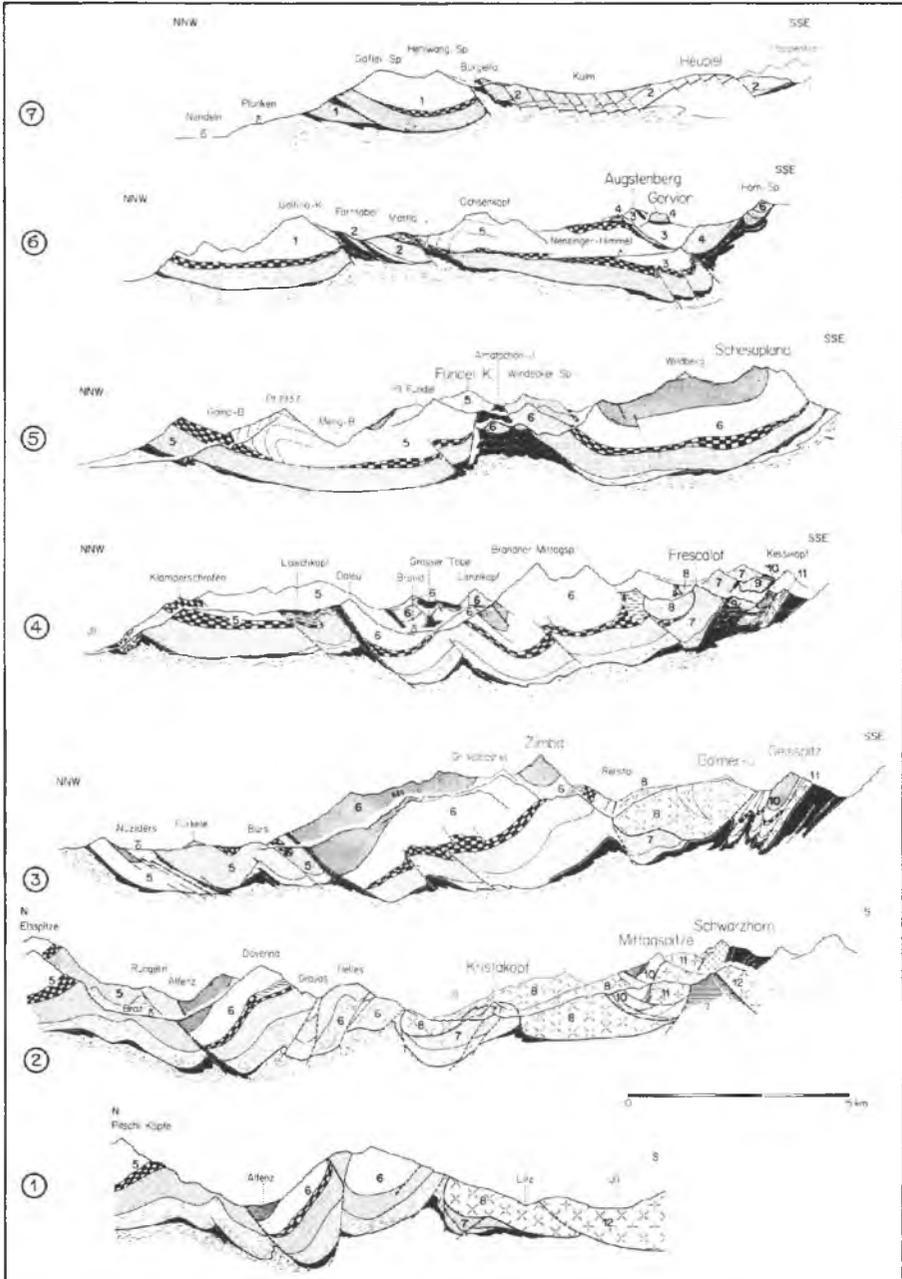


Abb. 29: Querprofile durch den Rhätikon nach M. KOBEL, 1972, Taf. 3. 1 Drei-Schwestern-Schuppe, 2 Heupiel-Schuppe, 3 Augstenberg-Schuppe, 4 Gorvion-Schuppe, 5 Fundelkopf-Alpila-Schuppe, 6 Zimba-Schesaplana-Schuppe, 7 Frescalot-Kristakopf-Schuppe, 8 Phyllitgneiszone, 9 Salonienalp-Schuppen, 10 Mittagspitze-Geisspitze-Zone, 11 Walseralpjoche-Schuppe, Kesskopf-Zug, 12 Silvretta-Kristallin.

aufsteigenden und endgültig aushebenden oberostalpinen Stockwerkes eine Reihe von baumäßigen Eigenheiten. Als Grundzüge des Baues des Rhätikon fallen folgende Fakten auf: Zunächst der Anstieg der Deckenbasis gegen Westen auf 2000 m im Süden, der einmalige Einblicke in die Verhältnisse an der Basis der Kalkalpen und ihres tieferen Untergrundes gewährt und hier Grundfragen, wie etwa jene von E. KRAUS nach der Existenz einer nördlichen Narbenzone zur lokalen Einwurzelung der Kalkalpen (in diesem Fall negativ), beantworten läßt. Das Oberostalpin des Rhätikon mit den unterlagernden Falknis-, Sulzfluh- und Arosa-Elementen, lagert ja in seiner Gesamtheit dem Flysch auf, und zwar im Norden dem Vorarlberger Flysch, im Westen dem Vaduzer und Triesener Flysch, im Süden aber dem mächtigen Prätigau-Flysch, so daß aus diesem, schon von F. v. RICHTHOFEN (1859, S. 133 f., Taf. 2, Prof. 1) hervor-gehobenem Umstand ganz früh auf die tektonische Allochthonie des Ostalpins, ja der Ostalpen geschlossen worden ist (siehe historischer Teil S. 11 und Abb. 2). So spielt gerade der Rhätikon für die Entwicklung der großtektonischen Erkenntnisse eine ebenso entscheidende Rolle wie etwa das Tauernfenster in den Zentralalpen.

Dann ist zu bemerken, daß der gesamte kalkalpine Anteil des Rhätikon nur einer Decke, und zwar der Lechtaldecke angehört. Daher ist im Rhätikon keine deckentektonische Gliederung vorhanden. Die Faltung der Serie ist geringer und vor allem nicht so steil in die Tiefe setzend wie etwa in den Lechtaler Alpen, das stärkere Zurückschwenken der Faltenhauptzüge aus der Längsrichtung gegen Südwesten bis lokal gegen Süden ist auffällig und hat zur Annahme einer zwar vorhandenen, zeitweise aber stark überschätzten Querverfaltung geführt. Als weitere auffällige Struktur ist die Rückkipfung des Südrandes des Rhätikon analog ähnlichen Überkippungserscheinungen am Kalkalpen-Südrand weiter im Osten erwähnenswert (Abb. 29–31). Auf die im Rhätikon gut repräsentierte „Vorarlberger Fazies“ der Trias wird in Band 2, S. 485 f., dieser Monographie eingegangen.

### Arosaschollen

Die Haupteigenheit des Rhätikon aber liegt vor allem in der Auflösung dieser Sedimentplatte in einzelne Schollen, die randlich lokal aufreiten und dabei den gerade im Liegenden der kalkalpinen Gesteine hier so markant in Erscheinung tretenden Arosa-Gesteinskomplex mit emporschleppen. Diese enge Einbeziehung fremden, aus den Zentralalpen fernher verschleppten Materials in den Bau des Rhätikon ist seit alters besonders aufgefallen. Namentlich seit dem Aufdämmern der Erkenntnis des Deckenbaues war diese Arosazone mit ihren Spiliten ein Leithorizont, dessen Bedeutung für den Gesamtgebirgsbau besonders durch die Studien von G. STEINMANN (1898, S. 258), der sie als Rhätische Decke (1905, S. 37) zusammengefaßt hatte, klargestellt worden ist. Gründlich haben sich später W. v. SEIDLITZ (1906; 1911; 1912), dann O. AMPFERER (1933 a; 1934 a; 1942), schließlich M. RICHTER (1956; 1958; 1969), D. RICHTER (1957 a, b) und andere mit der Arosazone im Rhätikon befaßt. Verblüffend ist der Umstand, daß die Arosaserie nicht nur an den Hauptschuppengrenzen der Schollen aus der Unterlage hochgeschleppt und zwischen den Teilstücken eingepreßt ist, sondern auch an beweglichen Horizonten wie den karnischen Gipsmassen innerhalb der oberostalpinen, kalkalpinen Schichtfolge gleichsam wie injiziert erscheint. O. AMPFERER

(1942, S. 108) hat dieses Zusammenvorkommen von Arosagesteinen mit karnischem Gips als sekundäre Reliefüberschiebung der Arosaschubmasse von oben her gedeutet, M. RICHTER (1958, S. 317 ff.) und M. KOBEL (1969, S. 17 f.; 1972, S. 246 f.) haben begründet diesen Mechanismus abgelehnt. Bei der Plastizität des karnischen Gipses werden die an Schuppungsflächen hochgeschürften Arosagesteine im Bereich von solchen Gleithorizonten innerhalb des Obcrostalpin schichtparallel weiterverschleppt (M. RICHTER, 1958, S. 319, Abb. 6). Die naturgemäß bei solcher Funktion stark gequetschten und durchbewegten Arosagesteine zeigen oft haselgebirgsartige Struktur, wobei harte Bestandteile (hier Sandsteine) eine tektonische Zurundung erführen.

### Schollengliederung (Tafel 1)

Die Erkenntnis vom Schollenbau des Rhätikon geht auf E. v. MOJSISOVICS (1873, S. 163 ff.) zurück. Übersichtsskizzen über den Bau des Rhätikon mit seiner Schollengliederung finden sich in neuerer Zeit z. B. bei D. TRÜMPY (1916, Taf. 2, 4), F. ALLEMANN et al. (1953: Westteil), M. RICHTER (1958, Taf. 13; 1969, Kt.), O. REITHOFER et al. (1964, Taf. 1: Ostteil), M. KOBEL (1969 und 1972, Tekt. Kt.), A. TOLLMANN (1970 d, Taf. 3). Man erkennt, daß die Hauptanordnung der Schollen SW-NE-orientiert verläuft, was trotz mancher Einwände grundsätzlich auf eine gegen Nordwesten gerichtete Beanspruchung schließen läßt. Dabei lagern die Schollen mit geringen Überschiebungsbeträgen (hiedurch gelegentlich wohl auch berechtigt als Schuppen bezeichnet) vorwiegend gegen Südosten einfallend übereinander. Westlich der Linie Brandnertal-Zalintal setzt Jura endgültig aus, so daß der Westabschnitt des Rhätikon nur durch Trias aufgebaut wird. Eine Übersicht über die Struktur des Rhätikon geben Abb. 29–30 mit der Profilserie nach M. KOBEL, 1972, ferner die Profile Fig. 12–13 auf Taf. 6.

Als tektonisch tiefstes Element des Rhätikon erscheinen am Nordrand SE Nenzing die kleinen, von M. KOBEL, 1972, S. 248, wohl zu Unrecht nur als Sackungsmassen gedeuteten Basalschollen (W. HEISSEL et al., 1965, im Sinne J. GUBLER, 1927), die jenseits der Ill NE Bludenz in der Frassen-Schuppe (M. RICHTER, 1956, S. 199) fortsetzen. Das nächsthöhere Hauptelement im Nordwestteil des Rhätikon bildet die Dreischwestern-Scholle mit den tiefertriadischen Gliedern am Außenrand und der beherrschenden Hauptdolomitplatte im inneren Hauptteil. Diese Scholle hängt unvollständig, nämlich nur in einem kleinen Abschnitt im Bereich des Unterlaufes vom Gampbachtal NE der Inneren Gampalpe mit der hier im Südosten anschließenden Fundelkopfscholle zusammen, so daß sie zwar mit Recht als ein einheitliches Gebilde betrachtet wird (J. VERDAM, 1928, S. 46; W. HEISSEL et al., 1965, Kt.; M. KOBEL, 1969, S. 18; A. TOLLMANN, 1970 b, S. 131), aus praktischen Gründen oft aber getrennt bezeichnet wird (E. SPENGLER, 1953, S. 30; M. KOBEL, 1969, tekt. Kt.). Der Innenbau der Dreischwestern-Scholle ist nur durch eine einfache, schwache, WSW-ENE-streichende zentrale Muldenstruktur gekennzeichnet. Am Westrand hat R. BLASER (1952, S. 174 ff.) eine Reihe von Basisschuppen geringer Förderweite erfaßt, die auf unserer Karte, Taf. 1, als Frommenhaus-, Bleika- und Schwarzwaldschuppe bezeichnet worden sind.

Durch eine zerscherende stärkere Einengung des breiten Westabschnittes des Komplexes Dreischwestern-Fundelkopf-Scholle kam es zu einer Ausschuppung der dreieckig

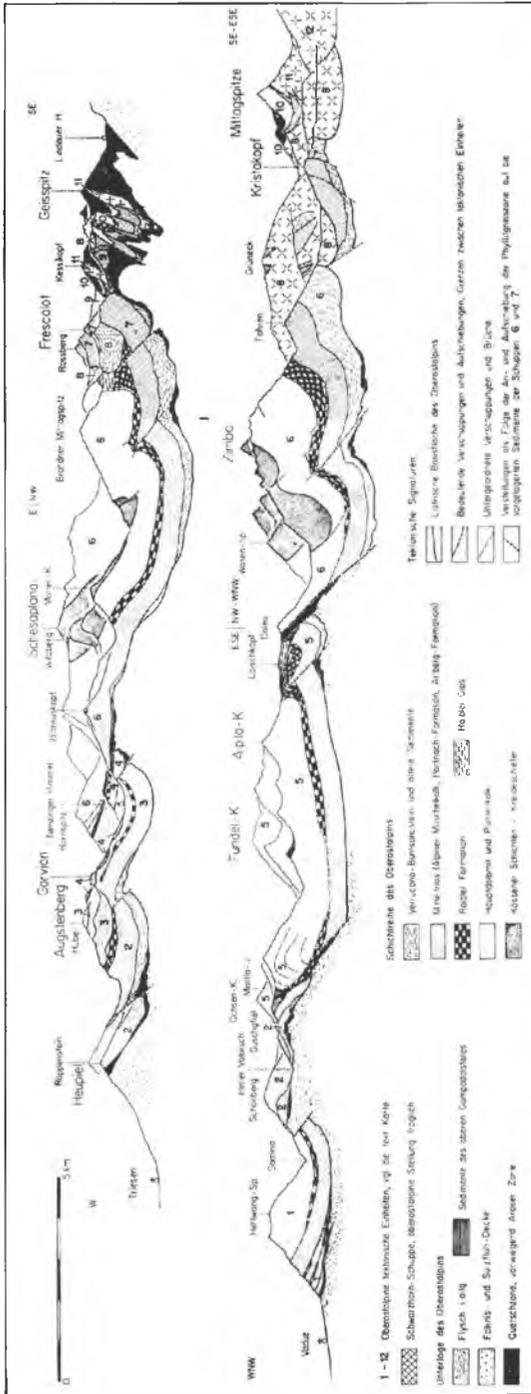


Abb. 30: Längsprofilserie durch den Rätikon nach M. KOBEL, 1972, Taf. 2. Die Nummern für die tektonischen Einheiten gleichen jenen der vorhergehenden Abbildung. Man sieht im Westen die flache Auflagerung der Kalkalpen über dem Flysch – eine Tatsache, die bereits früh für die Erkenntnis der Allochthonie der Kalkalpen maßgebend war. Dieser Flysch wird an der Aufschuppung der Heupühl-Schuppe (Einheit 2) östlich von Vaduz noch über die vorgelagerte Drei-Schwester-Scholle (Einheit 1) aufgeschleppt. Die jeweils nach NW aushebenden Schollen weisen aber im allgemeinen keine großen Überschiebungsbeträge auf. Auch die Mulden zeigen teilweise eine Überkipplung gegen NW, wie an der Schesaplana und Zimba ersichtlich. Im Osten kommt die tektonische Unterlage zutage: Die noch kalkalpine, aber tektonisch isolierte Mittagspitze-Einheit, darunter das wohl dem Mittelostalpin angehörige Altkristallin, das von der Silvrettridecke abgeleitet werden könnte, und zutiefst die penninischen Elemente der Arosa-, Sulzfluh- und Falknisdecke.

umgrenzten, in der Hauptsache aus Mitteltrias aufgebauten Heubühl-Scholle östlich von Triesen, die an ihrer Nordüberschiebung der Dreischwestern-Scholle unter Mitschleppung des Bargella Flysch-Untergrundes und von Arosagesteinen sowie unter Abspaltung der kleinen Farn Tobel-Scholle im Nordosten aufgeschoben worden ist (Abb. 29, Fig. 6). Gegen Nordosten hin hängt auch die Heubühl-Scholle nach M. KOBEL (1969, S. 18) noch mit den sie erzeugenden östlichen Großschollen zusammen.

An ihrem Südostrand ist die Fundelkopfscholle wiederum durch aufgeschleppte Arosagesteine (Gampalm-Fenster ect.) markiert und zeigt einen gegen Südwesten zunehmenden Überschiebungsbetrag, der besonders in der mehrweniger selbständigen SW-Fortsetzung der Fundelkopf-Scholle, der sogenannten Augstenberg-Scholle, bedeutendes Ausmaß annimmt (Abb. 29, Fig. 6). Ihre Überschiebungsfläche wird unter Zitierung von O. AMPFERER auch noch von H. SCHÄETTI (1951, S. 184) als Muster einer Reliefüberschiebung angeführt, während man heute mit solchen Bezeichnungen vorsichtiger geworden ist. Der Südwestteil der Augstenbergscholle zeigt bei der Aufschiebung eine stärkere Schwenkung, so daß M. KOBEL (1969, S. 18) von einem „Scharnier“ im Norden östlich von Malbun spricht. Der Innenbau der Fundelkopfscholle ist wiederum durch eine flache, WSW-ENE-verlaufende Muldenstruktur gekennzeichnet (O. REITHOFER et al., 1964, S. 227), der sogenannten Tschengla-Synklinale. Jenseits des Erosionseinschnittes des Illtales, in dem die Gesteine der Arosa- und Falknisdecke im Fenster von Nüziders auftauchen (D. RICHTER, 1956 b, S. 506 ff.; M. RICHTER, 1969, S. 138), bildet die Klosterscholle die direkte Fortsetzung der Fundelkopfscholle gegen Osten. Die Bürser Antiklinale des Westens setzt sich östlich vom Ill im Rungelin-Ast der Klosterscholle fort (M. RICHTER, 1956, Kt.; M. KOBEL, 1969, tekt. Kt.).

Die kräftigste Überschiebung aller Rhätikonschollen zeigt die kleine, im Süden der Augstenberg- bzw. Fundelkopfscholle aufgeschobene Gorvion-Scholle (-Schuppe). Ihr rund 3 km betragendes maximales Überschiebungsausmaß nimmt gegen Nordosten hin wiederum rasch ab (M. KOBEL, 1969, S. 18), so daß dort ein ähnliches Drehgelenk wie bei der Augstenbergscholle in Erscheinung tritt. Das Bild der diskordanten Überschiebung hat O. AMPFERER (1937 b, S. 283, Fig. 9) festgehalten.

Als nächsthöheres Hauptelement setzt gegen Südosten nun in der ganzen Breite des Rhätikon die große Scesaplanascholle an, welche breit über das Illtal hinweg als Davenna-Scholle im Osten fortsetzt und hier von der Klosterscholle im Norden bis zum Kalkalpensüdrand reicht. Die große Scesaplanascholle hat bei ihrem Nordwestschub bedeutende Massen an Arosagesteinen hochgepreßt, die in Form des gegen Nordwesten auf die Drei Schwestern-Fundelkopfscholle verschleppten Brandnergolm-, Loischkopf-Fensters etc. entlang der Grenze aufgeschoben sind (Abb. 29, Fig. 5). Erst in der Scesaplanascholle erreicht die Faltung, verglichen mit den westlicheren Schollen, bedeutenderes Ausmaß. Die Hauptmuldenzone, in Anlehnung an E. SPENGLER (1943, S. 233) in ihrer gesamten Länge als Scesaplana mulde bezeichnet, zieht mit vorwiegend SW-NE-Verlauf von der Scesaplana mit ihren eindrucksvollen südseitigen Abstürzen bis Stallehr jenseits des Illtales SE Bludenz. Sie erleidet in den einzelnen Teilabschnitten vielerlei Komplikationen. Im Scesaplanagebiet ist der vom Untergrund weitgehend unabhängige junge Schichtinhalt der Mulde inkompetent ge-

faltet und zusammengeschoppt (B. ARNI, 1933, S. 93 ff.). Der gegen NE anschließende Teilabschnitt, von W. v. SEIDLITZ (1911, S. 59) als Wildbergmulde bezeichnet, erfuhr im Zusammenhang mit der allgemein herrschenden Überstürzung des Lechtaldecken-Südrandes eine enge Zusammenklappung zu einer dicken Mulde mit Kreideschiefern im Inneren. Der am Wildberggipfel noch über dieser liegenden Mulde erhaltene Dolomitrest ist gegenüber der Deutung von O. AMPFERER (1932 b, S. 54 f., Abb. 21–22) nicht als Klippe der Inntaldecke, sondern sicher als Rest des Hangendschenkels dieses überkippten Faltelementes zu deuten (O. REITHOFER et al., 1964, Taf. 2, Fig. 1; R. OBERHAUSER, 1970, S. 478; A. TOLLMANN, 1970 d, S. 132) – vgl. Abb. 31. Nach einer stärker verschuppten Strecke beim Mottakopf (O. AMPFERER, 1934 a, S. 21 ff.), für welchen aber neuerdings eine Reliefüberschiebung von Osten gegen Westen abgelehnt wird (O. SCHMIDEGG, 1955, S. 146, 161), folgt der auffällige Muldenknick bei der Schattenlagantalm im Brandnertal (O. AMPFERER, 1933 a, S. 156, 161 ff.), nach welchem sich die Mulde wiederum, nun als Valbonamulde oder mit anderen lokalen Namen bezeichnet, gegen NE fortsetzt. Auch diese Strecke ist gegen NW eng zusammengeklappt, der Hangendschenkel über dem Kreidekern tektonisch reduziert. Die Hauptanlage dieser großen Mulde sowie der kleineren, parallel dazu im SE angeordneten Antiklinale der Brandner Mittagsspitze und der wiederum im Kern Kreideschiefer führenden, stark zusammengeklappten Zimba-Mulde sind offensichtlich auf eine gegen NW bis WNW gerichtete Bewegung zurückzuführen, die nach O. REITHOFER et al. (1964, S. 227) allerdings gegenüber der nordvergenten Gesamtformung im Rhätikon und seiner Unterlage zurücktreten soll. Der Hauptdolomitrahmen SE der Scesaplanamulde zeigt ganz im Süden, ähnlich wie die Mulde selbst, aber noch verschärft, auf der Toten Alpe 1 km ESE der Scesaplana auch im Luftbild (O. SCHMIDEGG, 1955, Taf. 9) die steilachsige, großartige Schlingentektonik im gut gebankten Hauptdolomit. Ganz analoge Bilder von Schlingentektonik im Hauptdolomit stellen sich am Schafgafal, 1 km NE vom Lünersee ein. Als Erklärung für diese steilachsigen Falten wird bei O. REITHOFER et al. (1964, S. 227) das stärkere Vordringen der Lechtaldecke im Gesamtverband der Kalkalpen weiter im Osten gegenüber dem hier zurückbleibenden Rhätikon unter gleichbleibender Ostwest-Einengung angeführt. Zusätzliche Argumente aber für die Frage der steilstehenden Struktur finden wir in der für weite Teile des westlichen Lechtaldecken-Südrandes geltenden Überkippungs-Erscheinung (R. OBERHAUSER, 1970).

Die Klärung des schwierig zu deutenden Südost-Abschnittes des Rhätikon ist in neuerer Zeit Schritt für Schritt vorangekommen. Zunächst war wesentlich, daß O. SCHMIDEGG (1955, S. 152 ff., Abb. 1–3) die zur Gänze verkehrte Lagerung und weitere potenzierte Faltung der Frescalot-Antiform in den mittel- bis obertriadischen Schichten östlich des Lünersees erkannt hat. Ferner hatte sich durch die Untersuchung von O. REITHOFER (1937, S. 199; 1965, S. 55 f.) herausgestellt, daß der damals näher gegliederte permotriadische Kristakopfzug unter den Phyllitgneis-Rahmen einfällt und daher ein Fenster im Liegenden dieses Kristallins darstellt, wie bereits auf der Rhätikonkarte eingetragen (W. HEISSEL et al., 1965). Den wichtigen Schritt, diese verkehrte Serie der Frescalot-Antiform über die seit K. MIGNON (1962, Taf. 6, Prof. 1) bekannte Triasserie unter dem Phyllitgneis im Lünerseestollen Salonien-Ost mit dem Inhalt des Kristakopf-Fensters aus dem ausgedehnten Phyllitgneis-Arcal der Golmer Scholle zu verbinden, unternahm M. KOBEL (1969, S. 21; 1972, S. 254),

wobei die Darstellung von O. REITHOFER (1937, Abb. 1, 2) mit der muldenförmig struierten Phyllitgneis-Auflagerung diese Deutung nahelegt. Dabei erachtete KOBEL allerdings die Anordnung der kalkalpinen Schollen zueinander als primär der heutigen Lage ähnlich, so daß er bei Abwicklung (Abb. 6, S. 43; Abb. 12, S. 63) die drei kalkalpinen Haupteinheiten, Scesaplana-Zimbascholle, Frescalot-Kristakopfzug und Geißspitz-Tschagguner Mittagspitz-Serie, von NW nach SE aneinanderreicht. R. OBERHAUSER (1970, S. 478 ff.) hat die Deutung von M. KOBEL von der Verbindung von Frescalot-Trias zum Kristakopf-Fenster unter der Phyllitgneismasse hindurch beibehalten, hat durch den Hinweis auf das Abtauchen des Buntsandstein-Fingers des Golmerjoch-Sedimentzuges östlich vom Zaluandabach als Fortsetzung der ja mit steilem Achsialgefälle gegen Osten laufenden Frescalot-Antiform unter den Phyllitgneisen der Golmer-Scholle noch ein weiteres Argument hierfür erbracht und mit der Deutung als riesige, überschlagene Einrollung des Südrandes der Lechtaldecke, die auch noch die Phyllitgneisbasis weithin über das eingerollte Mesozoikum gebracht hat, eine abweichende Lösung gegenüber jener der nordvergenten Überschiebung des Kristallins im Sinne von M. KOBEL (1969, S. 22) gegeben - Abb. 31.

Während diese Deutung durch eine bessere primäre Faziesanordnung gegenüber M. KOBEL ihre Stütze findet (keine Aniskalk-Rekurrenz im Süden etc.) und auch in tektonischer Sicht weitere Argumente wie vergleichsweise die Überfaltung des Wildbergschenkels über der Scesaplana-Mulde dafürsprechen, ist der Ausdehnung des Prinzipes der potenziert gefalteten, tauchenden Verkehrtserie auch auf die verschiedenen voneinander unabhängigen Einheiten südlich von der umgeschlagenen Phyllitgneis-Basis

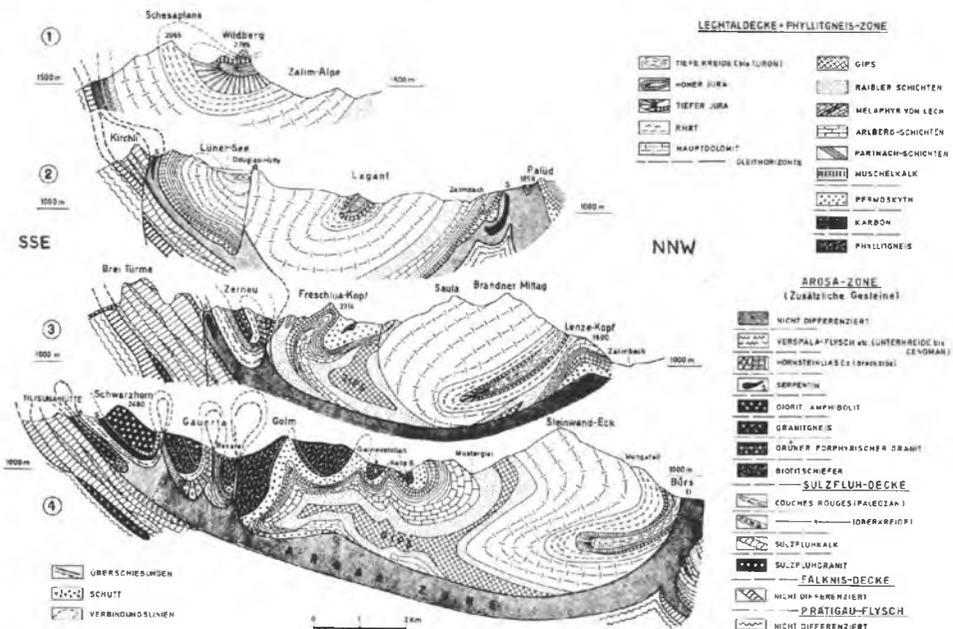


Abb. 31: Die Überkipfung des Südrandes der Kalkalpen im Rhätikon nach R. OBERHAUSER, 1970, Taf. 1.

nicht durch das Aufbiegen des Kalkalpen-Südrandes begründbar: Mittagspitz-Zug und eine Reihe von Schuppen mit verschiedenartigen Kristallinkernen bis zur Arosazone, die sich dann noch bis zur Sulzfluh-Decke gegen Süden anordnen, können nicht einfach jeweils als zugehörige Tauchmulden zum Kristallin gewertet werden, sonst entsteht das auf Taf. 1, Prof. 4, bei R. OBERHAUSER (1970) gezeichnete Bild, daß ganz verschiedene kristalline Sockel, so etwa der weithin gleichförmige oberostalpine Phyllitgneiszug und die tektonisch tieferen, lithologisch durchaus andersartigen, selbständigen Kristallinspäne wie der Granitgneis des Bilkengrates und analoge Gneiszüge in westlicher Fortsetzung oder der dieser Zone im Norden schroff gegenüberstehende Schwarzhorn-Amphibolitzug, auf kurze Distanz durch das Mittagspitz-Mesozoikum im Gauertal zusammengebunden werden sollen. Dagegen hat sich schon O. REITHOFER (1937, S. 202 f.) ausgesprochen. Die Verschiedenheit dieser früher zur Arosazone gerechneten Kristallinspäne, die mehrfach mit Buntsandstein verbunden erscheinen – während anderes, gelegentlich benachbart auftretendes Mesozoikum stets tektonisch davon getrennt ist – vom weithin diaphthoritisierten oberostalpinen Phyllitgneis, spricht gegen eine derartige Bindung. Am ehesten wird man in diesen tieferen, tektonisch isolierten Kristallinspänen Abkömmlinge vom mittelostalpinen Silvrettakristallin erblicken können. Diese Kristallinschollen sind ebenso wie die erwähnten kalkalpinen Glieder intensiv mit den tektonisch tieferen Einheiten verschuppt und stecken ebenso wie diese gelegentlich noch tief in der unterlagernden südpenninischen Arosazone.

### Tschaggunser Mittagspitze und Madrisa-Zone

Die Tschaggunser Mittagspitz-Scholle verdient noch, als südlichste Einheit des Rhätikons, zufolge ihrer seit langem umstrittenen und so vielfältig gedeuteten Stellung eine eigene Behandlung. Zunächst sei ein Überblick über die Einheit hier am Kalkalpensüdrand gegeben und der Ausblick so weit in den Raum der Zentralalpen gegen Süden ausgedehnt, so weit echte kalkalpine Späne noch erfaßbar sind. Die Tschaggunser Mittagspitz-Zone zeigt einen muldenartigen, allerdings in der zentralen Kernzone unter Schichtgliederausfall stark gestörten Bau (M. BLUMENTHAL, 1936 a, S. 37; W. HEISSEL et al., 1965, Kt.) aus Trias und Jura und setzt sich zweifelsohne gegen Westen in die Geißspitz-Kessikopf-Serie fort, wobei auch die Schuppen der Salonicalp hinzuzurechnen sind (vgl. M. KOBEL, 1969, tekt. Kt.). Im Osten aber ist zunächst der Gampadelseder Sedimentstreifen zufolge des Auftretens gleicher, spezifischer Schichtglieder, wie etwa der Lias-Hornsteinkalke etc. (W. HEISSEL et al., 1965, Kt.), sowie der gleichen tektonischen Position im Liegenden des zusammenhängenden Silvretta-Kristallins und im Hangenden der Arosa Schuppen-Folge sowie dem mächtigen Schwarzhorn-Kristallin, als Fortsetzung der Mittagspitz-Serie, zu werten. Von hier aber setzt eine perlschnurartige Schollenreihe gleichen kalkalpinen Materials weit gegen Süden fort (vgl. Kt. Taf. 1): Platina-Basisscholle, Schollenschwarm bei dem Gargellenkopfsee, bei den „Bändern“, Zug nördlich und westlich des Madrisahornes, westlich St. Jacob und auf der Saaseralp 4 km NNW Klosters. Auf eine Länge von 13,5 km kann man diese Schollenreihe vom Rhätikon-Südrand weg immer über der Arosazone und unter dem Silvrettakristallin in den Zentralalpen weiter verfolgen (vgl. W. HÄFNER, 1924, geol. Kt.). Hinzu kommt die Täscher-Scholle, ein analoger Triasspan im Westrahmen des Gargellen-Fensters innerhalb des Silvretta-Kristallin-Areals (M. BLUMENTHAL,

1926, S. 50, Abb. 2, Prof. 6) – H. BERTLE (1972, S. 12) hat die Frage nach der Stellung dieses Spanes offen gelassen.

Die Diskussion um die Zuordnung dieser Madrisa-Schollen in ihrer eigenartigen Position unter dem Silvretta-Kristallin war lange Zeit geführt worden: Eine Reihe von Schweizer Geologen, z. B. J. CADISCH (1921, S. 74; 1953, S. 400) oder W. HÄFNER (1924, S. 27), ferner H. P. CORNELIUS (1921, S. 90), D. RICHTER (1957, S. 307), M. RICHTER (1969, Kt.) u. a., rechneten diese Schollenreihe zur Arosazone, W. v. SEIDLITZ (1906, S. 311) und M. RICHTER (1930, S. 504) sahen darin hingegen kalkalpine Züge. Der Gehalt der Zone aber an typischen Faziesgesteinen der Kalkalpen dieses Raumes, wie etwa Partnach- und Arlberg-Schichten auch noch unter dem Madrisahorn, hat während der 1969 durchgeführten Exkursion der Französischen Geologischen Gesellschaft eine sichere Zuordnung zum Oberostalpin ermöglicht (R. TRÜMPY et al., 1970, S. 382; A. TOLLMANN, 1970 c, S. 325). Die Nachuntersuchung der Madrisa-Zone durch P. HALDIMANN (1975, S. 309) hat diese Zuordnung zum kalkalpinen Stockwerk bestätigt.

In tektonischer Hinsicht ist die Deutung der Stellung der Madrisa-Zone unschwer. Die Kalkalpen haben an ihrer Basis bis fast an die Stirn bei Hindelang im Allgäu Schürflinge der Arosazone aus den Zentralalpen entnommen und mitgeschleppt. Es muß also eine Zeit gegeben haben, wo die Kalkalpen noch im Bereich der Zentralzone liegend, so weit über das mittelostalpine Silvretta-Kristallin vorgefrachtet worden waren, daß sie in Kontakt mit der noch offenen Arosazone gelangten. Als Gegenstück hierzu ist aber unbedingt zu erwarten, daß bei einem so intensiven Abreibungsvorgang an der Deckenbasis auch kalkalpine Schollen auf dem überfahrenen und bearbeiteten zentralalpinen Abschnitt der Arosadecke hängen geblieben sind. Dies ist nun in der Schollen-Reihe zwischen Madrisaspitz und Saaser Alpe, die vom Autor (1970 c, S. 324) als „Madrisa-Zone“ bezeichnet worden ist, offensichtlich der Fall. Die Schollen wären natürlich schon längst der Abtragung anheim gefallen, wenn nicht das sekundär nachrückende Silvrettakristallin sie zugedeckt und eingewickelt hätte. So aber kann man mit Hilfe dieser Scherbenreihe noch die einstige Spur der Kalkalpen-Wanderung in den Zentralalpen verfolgen, die Zeugen-Schollen, bei denen es sich eben nicht um Schürflinge, sondern um eingewickelte Späne einer höheren Deckenbasis nun in fremdem Milieu handelt, wurden als „Spurschollen“ bezeichnet (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 382) – vgl. Abb. 13.

Zur Frage der Ableitung der Mittagspitz-Serie und der Madrisa-Zone vom Nord- oder Südrand der Lechtaldecke liegen verschiedene Meinungen vor. Einerseits wurden diese Schollen zufolge der eigenartigen Jurafazies mit den Kiesel-Hornstein-Kalken im Lias der Mittagspitz-Zone von A. TOLLMANN (1970 c, S. 340) aus dem Stirngebiet der Lechtaldecke abgeleitet, von wo D. RICHTER (1956, S. 350) in diesem Meridianstreifen derartige Gesteine beschrieben hat, während im Süden der Kalkalpen hier der Liashornsteinkalk fehlt oder nur sehr untergeordnet (Zimba) in Erscheinung tritt. Billigt man dem Reibungssteppich unter der zusammenhängenden Kalkalpenmasse auch eine Beteiligung von Gesteinen aus tieferen Partien des Oberostalpin zu, dann könnte man sehr gut auch das Auftreten von Oberkarbon, wie es W. HÄFNER (1924, S. 16 f.) vom Westhang unter dem Madrisahorn und „Auf den Bändern“ nördlich davon in Form von kohlenhaltigen schwarzen Tonschiefern mit Sandsteinnestern und Glimmer-Sandsteinen beschrieben hat, als abgerissene Späne der einstigen Nordfortsetzung der Grauwacken-

zone verstehen und braucht nicht eine Umdeutung zu Partnachschichten im Sinne von M. WEIDMANN (in: R. TRÜMPY et al., 1970, S. 382) vornehmen, die nach P. HALDIMANN (1975, S. 360) auch nicht zutrifft.

P. HALDIMANN (1975, S. 309) leitete hingegen die Madrisa-Zone – in der er Drossaschichten, Reiflinger-, Partnach- und Arlbergsschichten sowie Karbon und Permoskyth nachgewiesen hat – aus hinteren Partien der Lechtaldecke des Rhätikon bzw. der Davennagruppe ab, da gute fazielle Übereinstimmungen in der Trias bestehen. Der Mittagsspitzzug wird von diesem Autor hingegen nicht in diese Südrandregion der Kalkalpen eingehängt, da er durch Ersatz der Reiflinger Kalke durch Gutensteiner Kalke herausfallen soll.

Besonderes Interesse verdient aber noch der von P. HALDIMANN (1975, S. 308 f., Abb. 3) herausgearbeitete Umstand, daß die Madrisa-Zone in dem von ihm untersuchten Abschnitt zur Gänze verkehrt liegt. Dies legt fast zwingend den Vergleich und die Parallelisierung mit den Verhältnissen der mesozoischen Reste nahe, die unter den eintauchenden kristallinen Spänen vom Typus Bilkengratgneis und Schwarzhorn-Amphibolit in verkehrter Lagerung im Bereich zwischen Arosazone im Süden und Mittagsspitzzug im Norden stellenweise erhalten sind. Dies läßt zur Deutung des Gesamttraumes ein dreiphasiges Geschehen ableiten: 1. Die Kalkalpen überholten bei ihrem Weg aus dem Heimatgebiet die mittelostalpine Silvrettamasse und ließen auf der dann direkt auf Arosazone verlaufenden Überschiebungsbahn einen Spurschollenteppich zurück. Da dieser auf weitesten Strecken verkehrt liegt, ist eine Ableitung von der Stirnzone der Lechtaldecke auch aus dem Grund wahrscheinlicher, damit die nötige weite Wegstrecke für die Abrollung des Materials zur Verfügung steht. Zuzufolge der Dominanz der älteren Schichtglieder in diesem Schollenteppich könnte man ferner einen weiteren Hinweis auf die Ableitung von der Stirnregion der Kalkalpen erblicken, wo ja gerade diese älteren Glieder tektonisch amputiert worden sind. 2. Die in späterer Phase digitierend herankommende Silvrettamasse spießt stirnend mehrfach in diesen verkehrt lagernden Spurschollenteppich ein und erzeugt so die Situation zwischen Mittagsspitzzugserie und Bilkengrat. 3. Schließlich erfolgt in großzügiger Weise die flache Überschiebung dieses gesamten verspleisten Systems durch die Hauptmasse der Silvretta in später Phase.

### Querfaltung im Rhätikon

Der Rhätikon bildet seit dem ausgehenden vorigen Jahrhundert die klassische Region für die Auffassung bedeutender Westschübe in den Ostalpen. Von hier ausgehend wurde ja das Konzept weit ins Innere des Ostalpen-Abschnittes hineingetragen. Exponent dieser Auffassung war neben A. ROTHPLETZ (1899 und später) besonders O. AMPFERER (1932 b, S. 46; 1937 a, S. 329; 1937 b, S. 309), der angab, daß im Rhätikon ein dem Nordschub gleich intensiv wirksamer Westschub geherrscht habe, wobei der Reliefüberschiebung im Zusammenhang mit dem Querschub besondere Bedeutung zugeschrieben worden war. E. SPENGLER (1953, S. 33) billigte dem Querschub bei seiner Berechnung zur Abwicklung der Tektonik im Rhätikon sogar noch größeres Ausmaß zu: In meridionaler Richtung sei dieses Gebirge nur um 28 Prozent, in Längsrichtung aber um 40 Prozent eingeeignet worden. Neuere gefügekundliche Untersuchungen durch Aufnahme des Achsenplanes seitens O. SCHMIDEGG (1955, S. 146) und O. REITHOFER et al. (1964, S. 225) haben im

Gegensatz dazu die entscheidende Rolle des Nordschubes durch das Vorherrschen der West-Ost-Achsen ermittelt, die vom penninisch-unterostalpinen Untergrund bis hinauf in die Lechtaldecke im Rhätikon das durchgreifende Hauptelement darstellen. Von zweitrangiger Bedeutung sind nach diesen Autoren die Schübe gegen NNW-NW, die zur Ausbildung der lang hinstreichenden, mehrweniger stark gefalteten Muldenzüge geführt haben. Dem Westschub aber kam (l. c., S. 227) nur eine geringe Bedeutung zu. Knicke und steilachsige Schlingen waren, wie schon vom Lünernersee-Gebiet erwähnt, auf einen rascheren Vorstoß des Ostabschnittes und Zurückbleiben und Schleppung des westlichen freien Endes des Rhätikons zurückgeführt worden.

Dieser Darstellung ist grundsätzlich zuzustimmen, die Haupttransport-Tektonik gegen das Vorland hin ist natürlich der erste und wesentlichste Faktor. Auch in manchen anderen berühmten Beispielen für Querschub, wie etwa im Wettersteingebirge, ist nach genauerem Zusehen und Beobachtung der Falten-Achsenrichtung und Vergenz (H. MILLER, 1962, S. 409; 1963 a, S. 313) die Hypothese vom Querschub gefallen. Dadurch soll aber nicht gesagt sein, daß streckenweise die beim Deckentransport entstehende Querspannung sich nicht kräftig auslöst (A. TOLLMANN, 1962 a). Andererseits aber erscheint doch in der Auffassung der zitierten Autoren dem hier ins Freie gerichteten NW-Vorstoß zu wenig Bedeutung zugemessen, sieht man doch schon an allen inneren Hauptstrukturen, nicht nur den Großfaltenzügen, sondern auch an der Schollenzerlegung, die bedeutende Wirksamkeit dieser Komponente. Hierin ist offensichtlich schon während des Transportes die Existenz des nahen freien Westendes der Lechtaldecke im Rhätikon zu spüren gewesen; so erklärt sich z. B. am stärkeren „Hängenbleiben“ der gegen Westen freien Schollen am Untergrund, daß der Überschiebungsbetrag der einzelnen Schollen um eine senkrechte Drehachse gegen Südwesten zunimmt, etwa bei der Fundelkopf-Augstenberg-Scholle oder bei der Gorvion-Scholle. Die große, weithin verfolgbare Überkipfung bis Einrollung des Südrandes der Lechtaldecke schließlich, die bis zu den ausgedehnten Verkehrtserien und zur Tauchfaltenbildung führt (Abb. 31), wird wohl mit dem sekundären, jüngeren Nachschub der Silvrettadecke in Zusammenhang stehen, die den Südrand der Kalkalpen vor sich her zusammengestaut und aufgebürstet hat. Daneben aber sind liegende Falten in der Südrandzone der Lechtaldecke in weiter östlicheren Abschnitten (Basis der Krabachjoch-Deckscholle) offenbar auch schon durch die vorgosauisch erfolgte Inntaldecken-Überschiebung geformt worden, da sie mancherorts (z. B. Griesstalerspitzscholle) unter den Schollen dieser tirolischen Decke erhalten und sichtbar sind.

## 2. Die Lechtaldecke in den Klostertaler Alpen

Unter diesem Begriff soll hier der Kalkalpen-Anteil der Lechtaldecke beiderseits des Klostertales zwischen Ill im Westen und der Flexenpaßlinie bzw. der Vorarlberger Ostgrenze weiter im Norden besprochen werden, umfaßt also, anders ausgedrückt, die Davenna-Gruppe südlich des Klostertales und die Klostertaler Alpen bzw. den Westteil der Lechtaler Alpen auf Vorarlberger Territorium. Der Hauptteil des Gebietes wird durch die geologische Karte 1 : 75.000, Blatt Stuben (O. AMPFERER, 1937) und 1 : 25.000, Blatt Klostertaler Alpen (O. AMPFERER, 1932), gedeckt, der Westzipfel ist auf Blatt Rhätikon und Blatt Walgau 1 : 25.000 (W. HEISSEL et al., 1965; 1967) enthalten. Aus

dem Jahre 1969 liegt ein Führer über die Vorarlberger Alpen von M. RICHTER vor, der ebenfalls unser Gebiet betrifft.

Der Überblick über diese Gebirgsgruppe (Taf. 1; Taf. 6, Fig. 12) zeigt, daß der Baustil sich vom SW gegen NE abwandelt. Im Südwestteil herrschen noch die großen Störungen, die das Gebirge, ähnlich wie im Rhätikon, tiefgreifend in Schollen zerlegen, nur daß an diesen im allgemeinen hier W-E bis WNW-ESE angeordneten Störungen sich meist keine gegenseitigen Überschiebungen der Schollen vollzogen haben und die Arosazone demnach allgemein nicht wie dort emporgeschleppt worden ist. Längsfalten-Züge kommen auch in diesem Teil hinzu. Der Südrand der Lechtaler Alpen ist hier allenthalben durch junge Nachbewegung überstürzt. Hier stellen sich im steilstehenden Südstreifen steilachsige Faltenstrukturen wie im Spullersalp-System ein, kommt es in einer etwas weiter einwärts gelegenen südrandnahen Zone zu weit nach Norden verschleppten, frei schwebenden, liegenden Faltenklippen vom Typus der Hasenfluh. Im Nordabschnitt zeigt die Gebirgsgruppe eine tiefgreifende Schuppe des stirnnahen Teiles der Lechtaldecke, wobei die hinter der Wandfluh-Stirnschuppe nachdrängende höhere Braunarlspitz-Schuppe aus einer riesigen, noch gut erhaltenen liegenden Falte hervorgegangen ist. Hier lagen lange Zeit tektonische Grundprobleme bei der Abgrenzung der Lechtaldecke gegen die Allgäudecke, die in der Vergangenheit so verschiedenartige Deutung gefunden hat.

## 2 a) Davennagruppe, Klostertalscholle und frontales Schuppensystem südlich vom Partnom-Halbfenster

Beginnen wir die Besprechung der Davennagruppe bei der Auflagerung der kalkalpinen Serien über dem im Süden anschließenden Kristallin (Taf. 6, Fig. 12). Reste der Grauwackenzone, die ausschließlich aus dem karbonen Anteil und nicht aus Altpaläozoikum bestehen, vermitteln nördlich vom Bartholomäberg zur primären Unterlage der Kalkalpen, der tektonisch arg mitgenommenen Phyllitgneiszone, in der Glimmerschiefer mit phyllitischem Habitus und Gneise vorherrschen. Diese Phyllitgneiszone ist über lange Strecken hin in Vorarlberg und Tirol als eigentliche Basis des Oberostalpins südlich der Kalkalpen zu verfolgen. Das gesunde Kristallin der Silvrettadecke ist tektonisch, meist durch bedeutende Mylonit-Zonen oder Verschleifungszonen markiert, von der Phyllitgneiszone getrennt. Die großtektonische Bedeutung der Grenze zwischen dem Silvretta- und weiter östlich dem Ötztaler Kristallin geht erst aus dem ausgreifenden Studium der Zentralalpen und ihrer tektonischen und faziellen Korrelation zu den Kalkalpen hervor, auf die hier nicht eingegangen werden soll. Eingeklemmte Späne zentralalpiner Permtrias in Form der Thialspezserie und ihrer Äquivalente entlang dieser Grenze zwischen dem mittelostalpinen Silvretta-Ötzkristallin und der oberostalpinen Phyllitgneiszone unterstützen lokal die regionale Deutung. Die Bedeutung der Grenze als durchlaufende tektonische Linie ist von den hier großräumig kartierenden Geologen wie W. HAMMER, O. REITHOFER und O. SCHMIDEGG immer wieder betont worden. Die Übersicht hierüber mit Zitierung der Literatur wurde vom Verfasser in der Ostalpensynthese (1963 a, S. 78 ff.) gegeben. Daß bei lokaler Betrachtung natürlich nicht die Bedeutung und das Ausmaß der Überschiebung an einer solchen verschürften Grenze direkt abgelesen werden kann, ist ja eine bekannte Tatsache.

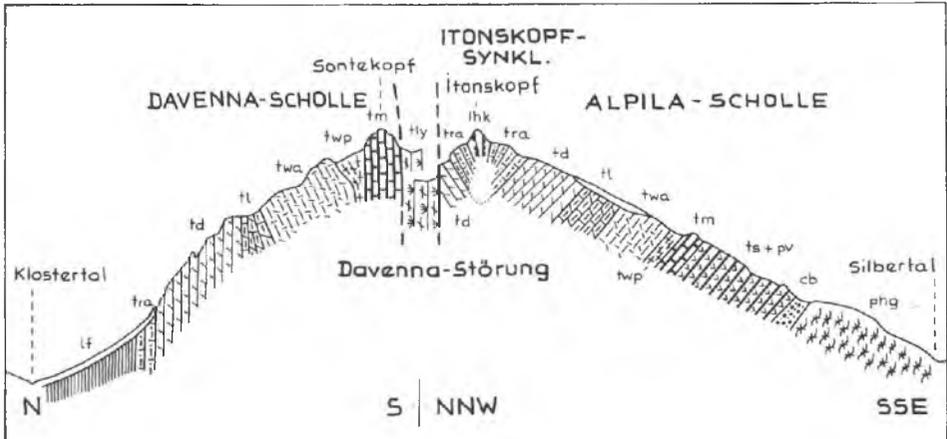


Abb. 32: Davenna-Profil durch die Störungszone in der Itonskopfgruppe südlich des Klostersales nach O. AMPFERER (1932 c, Abb. 9).

Wichtig für das Verständnis der Südrandzone ist die Existenz der verkehrten Lagerung der basalen Teile des Oberostalpins einschließlich der Phyllitgneiszone auf der eben besprochenen Strecke, auf die der Verfasser (1963 a, S. 80) mit Nachdruck verwiesen hat. Sie kam durch den jungen Nachschub des nachdrängenden Mittelostalpin zustande. Bei Außerachtlassung dieser Erkenntnis kam es zu fatalen Irrtümern, die sogar zu einer unrichtigen Alpensynthese führten: Da M. RICHTER (1930 a, S. 498) die Phyllitgneiszone und die scheinbar „darauf“ liegenden Reste der zentralalpiner Thialspitz-Serie als vermeintliche Kalkalpenreste unter dem mittelostalpinen Kristallin nach Süden durchzog, verband er sie mit den Decken von Err und Bernina in Südbünden und wurzelte so die Kalkalpen hier tief unter dem Kristallin der Zentralalpen ein. O. REITHOFER (1937, S. 196), J. CADISCH (1953, S. 400) hatten ebenso die Phyllitgneiszone in diesem Sinne als „Untere Silvrettadecke“ bzw. als basale Schuppen der Silvrettadecke gesehen. Später nahm M. RICHTER (1958, S. 323) allerdings seine Deutung zurück und reihte Ötz-Silvretta-Kristallin ins Liegende der Kalkalpen. Erst in neuester Zeit aber (R. OBERHAUSER, 1970, S. 480) kommt endlich die Auffassung von der Überkipfung und Verkehrtrollung der Phyllitgneiszone (unter dem Vorstoß des Silvrettakristallins) voll zum Durchbruch.

Die Südrandzone der Kalkalpen ist in dem betrachteten engeren Abschnitt teils (westlich von Dalaas) noch überstürzt, teils seiger bis steil normal gelagert. Der Südteil der Davenna-Gruppe bildet in der Alpila-Scholle eine im Kern bis in die Kössener Schichten und Allgäu-Schichten reichende West-Ost-streichende Mulde, deren Nordteil durch die mächtige Davenna-Störung scharf abgeschnitten ist (O. AMPFERER, 1932 b, S. 39 f.; M. RICHTER, 1956, S. 200) – Abb. 32. An dieser West-Ost-ziehenden Störung kam es zu einer bedeutenden Verstellung der Nord-Scholle, der sogenannten Davenna-Scholle, die paradoxerweise eine verkehrte, steil nordfallende Schichtfolge vom Muschelkalk im Süden bis zum Hauptdolomit im Norden zeigt, an den sich dann noch Reste der bei Stallehr über das Illtal hinübersetzenden

Scesaplanamulden-Jungschichten zeigen. Damit stellt der Hauptkamm der Davenna-Gruppe nördlich der Davenna-Störung den überkippten Südschenkel des Ostendes der Scesaplanamulde dar, die Störung selbst liegt demnach genau in der die Itonskopf- und Scesaplanamulde ursprünglich trennenden Antiklinale, die aber durch die Störung vollkommen unterdrückt worden ist.

M. RICHTER (1956, S. 200 ff.) befaßte sich eingehend mit der Wirksamkeit dieser großen Störungslinien der Klostertaler Alpen. Seine südlichste SW-NE-Störung (l. c., Taf. 12), die Gampadelz-Störung zwischen Dalaas und Schruns, ist allerdings nicht in dieses System einzubeziehen und umfaßt heterogene Abschnitte, vor allem auch die Überschiebungsfläche der Silvretta-Deckenstirn. Sie ist auch in seiner geologischen Karte von Vorarlberg (1969, Taf.) wiederum verschwunden. Hingegen wurde durch H. BERTLE (1970, S. 487) ein ein Stück östlich davon gelegenes, Silvretta-Kristallin und Kalkalpen im Raum vom Spullersee durchschneidendes regionales Störungssystem mit SSW-NNE-Verlauf mit Mylonit-Schollen im Kristallin und einer linksseitigen Seitenverschiebung in den Kalkalpen erfaßt. Einwände gegen die Existenz eines solchen zusammengehörigen Systems betreffs des kalkalpinen Abschnittes von D. HELMCKE & J. THIERBACH (1972, S. 198 f.) sind ungerechtfertigt, wie neuestens auch prächtig die Satellitenbilder des Raumes zeigen.

Die nächste bedeutende Längsstörung aber, die Klostertal-Störung, trennt im Norden die Davenna-Scholle von der Klostertaler Scholle (Taf. 6, Fig. 12). Sie bringt den im Norden abgeschnittenen Kern des Ostausläufers der Scesaplanamulde hart an das hier verdoppelt hinziehende Gewölbe der Klostertaler Antiklinale, das das Klostertal im Norden begleitet. Die Klostertal-Störung selbst ist im Talboden unter den Alluvionen verborgen. Analog zur Davenna-Störung fehlt wiederum ein ganzes tektonisches Element: Wie dort der Nordflügel der Itonskopfmulde, so hier der Nordflügel der Scesaplanamulde. Es ist daher an beiden Großstörungen der gleiche, aber heute noch nicht geklärte Bewegungsvorgang im Spiel gewesen. Während M. RICHTER (1956, Taf. 12 und S. 201) hier eine Heraushebung der Klostertaler Scholle um mehr als 1000 m angenommen hatte, schrieb O. AMPFERER (1932, S. 40, Fig. 10–11) von einer Seitenverschiebung in parallelen Störungen südlich des Klostertales und vermutete E. SPENGLER (1953, S. 33) eine rechtssinnige Blattverschiebung in der Hauptstörung, d. h. eine Westverschiebung des Südflügels. Die Grundlage dieser Annahme, nämlich eine sehr bedeutende E-W-Verschiebung der Scesaplana-Scholle, ist aber durch die erwähnte gefügekundliche Untersuchung von O. REITHOFER et al. (S. 96) widerlegt worden, so daß Wirksamkeit, Ursache und Sinn der Störung noch keine passende Deutung gefunden haben. M. KOBEL (1972, S. 251) sieht in dieser Störung keine Blattverschiebung, sondern eine nordvergente Aufschiebung.

Auch die in ihrem zentralen Hauptteil, der einförmigen Hauptdolomitmasse der Gamsfreiheit, ruhig lagernde Klostertal-Scholle ist im NE wiederum durch eine analoge Großstörung, die Formarin-Störung, begrenzt, die gegen Westen in die Aufschiebung über das davorliegende Rote-Wand-Synklinorium übergeht. Diese Klostertal-Scholle bildet, wie erwähnt, die Fortsetzung der Fundelkopf-Scholle des Rhätikon jenseits des Fensters von Nüziders. Demgemäß reicht auch die Tschengla-Synklinale, die Hauptmulde der Fundelkopf-Scholle, nördlich von Bludenz in diese Fortsetzung jenseits des Ill, ebenso wird die südlich davon durch das Auftauchen des Muschelkalkes

westlich Bürs links des Ill erfaßbare Antiklinale östlich des Flusses in der nun als besonders langes und markantes Südrand-Element der Klostertaler Scholle hinziehenden **Klostertaler Antiklinale** (M. RICHTER, 1930, S. 10) fortgesetzt. Während sie im Westen in zwei engen Teilästen mit jeweils schmalen zentral hochkommenden Muschelkalkkernen verläuft (nördlicher und südlicher Rungelin-Ast östlich von Bludenz), bildet sie weiter im Osten ein einheitliches Gewölbe, dessen schöne, regelmäßige Form O. AMPFERER (1932 b, S. 35 ff., Abb. 5-7) unter der Bezeichnung Radona-Antiklinale (= Klostertaler Antiklinale) aus dem Raum NE von Dalaas dargestellt hat. Aus diesem Abschnitt NE Dalaas hat AMPFERER (1936 a, S. 4, Abb. 2) – weit von der sichtbaren Unterlagerung der Kalkalpen durch Arosagesteine entfernt – Arosaschürflinge aus Serpentin und Talk in zwei Zügen mitten innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge im Gips der Raibler Schichten dieses „Radona-Gewölbes“ eingeschleppt aufgefunden, so daß man hiebei von einem **Dalaaser Arosaschürflingsfenster** sprechen kann. Die Einschleppung war, wie auch sonst hier im Westabschnitt üblich, entlang des karnischen Gips-Gleithorizontes bei stockwerktektonischer Formung erfolgt. D. HELMCKE et al. (1972, S. 201) fanden nur mehr Lockermaterial und zweifelten die Schürflingsnatur der Arosagesteine an. Durch die weite Verschleppung von solchen Arosa-Schollen im karnischen Horizont des Rhätikon kann man aber die Beobachtung von O. AMPFERER durchaus als reell werten.

In der im NE an die Klostertal-Scholle anschließenden Region der Lechtaldecke nimmt die Komplikation von der in mehrere Teilstörungen gespaltenen NW-SE-ziehenden Formarin-Störung weg stärker zu. Eine Reihe kleinerer Mulden ähnlicher Orientierung stellt sich ein, so die Rothorn-Synklinale (SW), die **Rote-Wand-Mulde** (mittlere Zone) und die Alpila-Synklinale (NE), Mulden, die im allgemeinen Jura oder Kreide im Inneren führen, mäßig tief gefaltet sind und in der Alpila-Einfaltung gegen Süden rückgeklappt wurden. Das Rote-Wand-Synklinorium als Ganzes, das trotz Querstörungen die Fortsetzung der Spullerseemulde nach NW darstellt, zeigt entgegen der letztgenannten Struktur ein Achseneinfallen nach NW (D. HELMCKE, 1974, S. 145). Parallele Störungen durchziehen die Zone, bis schließlich mit der ebenfalls aus einem Störungsbündel bestehenden **Klesenza-Störung** wiederum ein WNW-ESE-ziehendes Hauptbruchelement zwischen Klesenzaalm und Klesenzajoch in Erscheinung tritt, das das Rothornmulden-System von dem liegenden, nordvergenten Großfaltenbau zeigenden Hauptdolomitgebiet der Braunarlspitz-Schuppe im NE trennt. Die Klesenza-Störung ist seit je als vertikale Störung mit großer Sprunghöhe aufgefaßt worden (O. AMPFERER, 1930 b, S. 132 und Abb. 27; M. RICHTER, 1956, S. 198; M. SCHIDLOWSKI, 1960, S. 464), der Südteil sei demnach um einen Betrag von rund 500 m abgesunken. Die Störung steht übrigens abschnittsweise nicht steil, sondern stellt eine gegen Südwesten aushebende Aufschiebungsfläche dar. Am Klesenzajoch aber sind im zentralen Störungsbereich in einem Fenster Arosagesteine aufgeschlossen, besonders charakterisiert durch eine Kreideserie mit „Grünen Ölquarziten“ und mit Spiliten, wobei das Spilitmagma gelegentlich Primärkontakte zu den ebenfalls dem Fensterinhalt angehörigen Juraradiolariten zeigt (M. SCHIDLOWSKI, 1960, S. 461). Dieses von O. AMPFERER (1930 b, S. 135, Abb. 30) entdeckte **Klesenza-Fenster**, das noch so weit im Inneren der Kalkalpen die fremdartigen Arosagesteine der tektonischen Unterlage zutage bringt, daher beweisend für die Allochthonie der Kalkalpen ist, wurde demgemäß

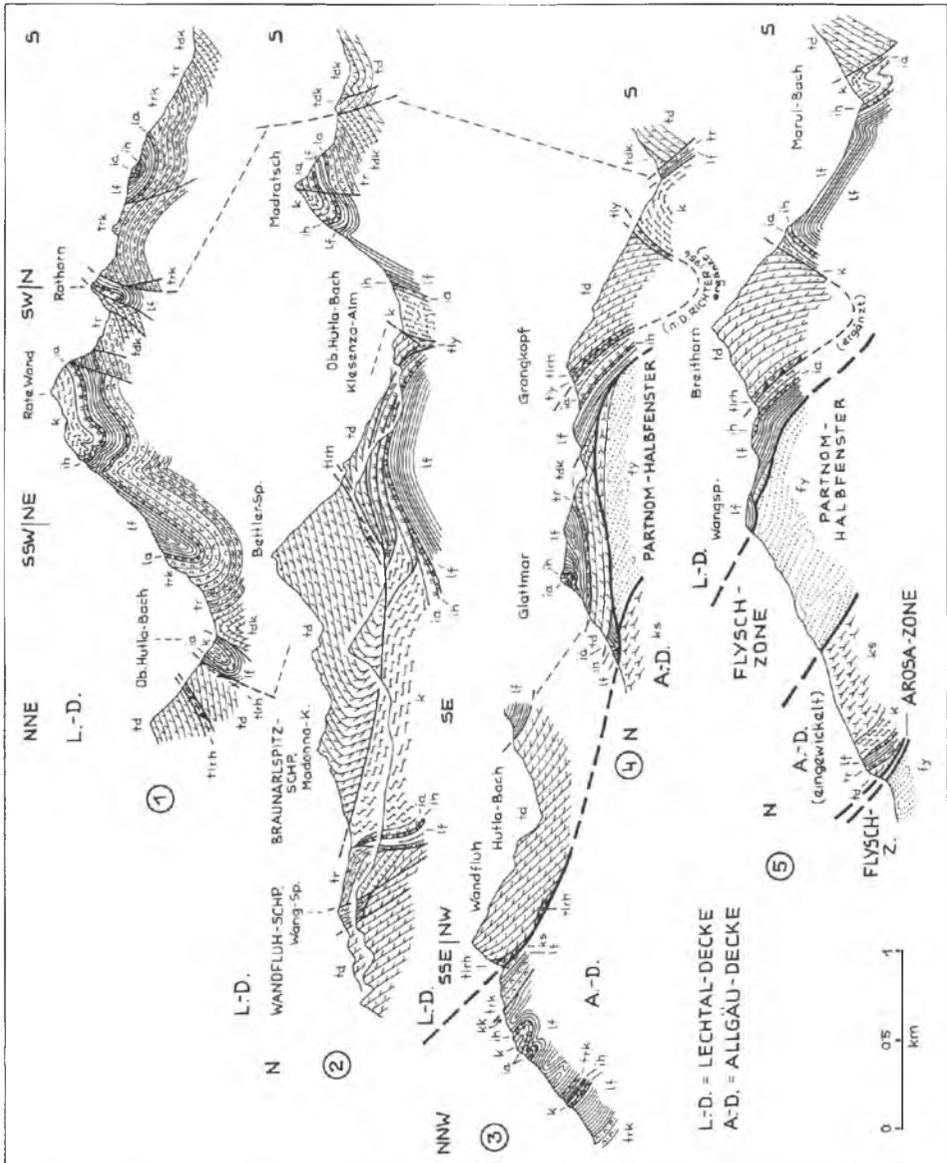


Abb. 33: Profilserie durch die Vorarlberger Kalkalpen südlich des Gr. Walsertales nach O. ORTE (1972, Profiltaf.). Die Profile Fig. 1-2 gehören zur Gänze der Lechtaldecke an, bei Profil 3-5 ist vom Verfasser das Einsetzen der Lechtaldecke (L.-D.) über dem Flysch des Partnom-Halbfensters bzw. über Resten der Allgäu-Decke (A.-D.) markiert. Daß die Scholle Grongkopf-Breithorn bei anderen Autoren als Deckscholle aufgefaßt wird, ist durch die Eintragung der vermuteten Basalgränze nach D. RICHTER (1956) auf Fig. 4-5 angedeutet.

bei der neuzeitlichen Reprise des Autochthonie-Gedankens im Ostalpenbau seitens einer bestimmten Richtung aufgegriffen und als normale kalkalpine Mulde gedeutet (R. HUCKRIEDE, 1959, S. 237). Heute ist durch zweimalige neuere Kartierung (M. SCHIDLOWSKI, 1960, S. 462, 468; O. OTTE, 1968 – in V. JACOBSHAGEN etc., 1968, S. 102 und in M. RICHTER, 1969, S. 136, Abb. 46; O. OTTE, 1962, S. 145 ff., Taf. 7) der Streit zugunsten der im Sinne AMPFERERS weitergeführten Auffassung von M. RICHTER (1956, S. 198 f.) von der Existenz der Arosaserie im Fensterinhalt beendet.

Problemreich ist auch die NW-Fortsetzung dieser Fensterregion. Folgende Gegebenheiten zeichnen sich ab (Taf. 1). Der Hauptdolomitsockel des Rote-Wand-Synklinoriums gehört trotz Fortstreichen der Störung vom Klesenza-Fenster gegen Osten bis zur Klausenmähde-Antiklinale sicherlich der gleichen großtektonischen Einheit wie die Braunarlspitzen-Schuppe an. Diese ist in vorbildlicher Weise als abgescherte, riesige nordvergente Falte entwickelt, wie der Westanschnitt im Hutlabachtal zwischen Madonnakopf im Norden und Bettlertritt im Süden zeigt (O. AMPFERER, 1931 b, S. 186, Abb. 9 c; M. RICHTER, 1956, S. 203, Abb. 9/4; M. SCHIDLOWSKI, 1961 a, S. 165, Abb. 3; 1966, S. 390 f., Abb. 4–5; O. OTTE in M. RICHTER, 1969, Prof. 2 zu S. 137; O. OTTE, 1972, S. 135, Abb. 35) – Abb. 33, Fig. 2. Diese Schuppe ist auf die Jungschichten der allgemein noch zur Lechtaldecke gerechneten unterlagernden Wandfluh-Schuppe weithin überschoben, wie die von der Wangalpe im Norden bis zur Klesenzaalpe im Süden unter der Überschiebung hinziehende Kreide zeigt. Gerade auch die von O. OTTE (1972, S. 132 und tekt. Kt.) in den Jungschichten östlich des Hutlabaches festgestellten W-E-Achsen im Liegenden der Überschiebung der Braunarlspitzen-Schuppe beweisen den mindestens 3 km weiten Nordschub der letztgenannten Schuppe, so daß westlich davon ein tiefes Halbfenster entsteht, das man als Hutla-Halbfenster bezeichnen könnte. Der Inhalt des Halbfensters, welcher der hier durchstreichenden Wandfluh-Schuppe angehört, zeigt übrigens nach O. OTTE (1972, S. 129, 133 und Tafeln) zwei interessante Erscheinungen: Zunächst ist eine kräftige Stockwerktektonik bemerkbar, bei der die Jungschichten über dem Triassockel zu eigener gleitbrettartiger Schuppe geformt wurden, die im Glattmar und der Wangspitze durchzieht. Diese Übergleitung ist offenbar unter der Wucht der mächtigen, darüberhin verfrachteten, heute zum Teil abgetragenen Wandfluh-Schuppe verursacht. Die zweite Erscheinung besteht in einer deutlich jüngeren Querschiebung im Bereich Glattmar-Hutlatal, die sowohl NNW-SSE-Großfaltenstrukturen als auch ähnlich orientierte Kleinfalten erzeugt hat.

Als Westfortsetzung des Hauptdolomites der Braunarlspitzen-Schuppe gilt nun ganz allgemein wohl zu Recht die schmale, langhinziehende Scholle der Staffelfeder-Gruppe („Staffelfeder-Schuppe“), die den Gipfelkamm von Grongkopf, Breithorn und Kellerspitze aufbaut und deren allochthone Lagerung über Kreide und Jura der Unterlage recht deutlich ist (O. AMPFERER, 1931, S. 192 f., Abb. 14, 15; 1937, Kt.; M. RICHTER, 1956, S. 203, Abb. 9; D. RICHTER, 1956 a, Prof. 1–2 zu S. 374; M. RICHTER, 1969, Prof. 3 zu S. 137) – Abb. 89, Fig. 4–5. Die Hauptmasse der Lechtaldecke aber verbindet sich mit der Braunarlspitzen-Schuppe SE um das Klesenza-Fenster und den Roten-Wand-Sockel zur Klostertaler Scholle. Trotz der Schrägstörung bleibt man hier – deckentektonisch gesehen – sicher in der gleichen Einheit. Am Nordrand ist die Klostertaler Scholle unter offenbarem Norddrängen zu einem kleinen, wohl sekundären Stirnscharnier geformt, das durch das Nordfallen des Hauptdolomites im Adrenkopf (Ottern-



Abb. 34: Ansicht des Schnauzberges NW Langen mit seiner Tauchfalte aus Partnach- und Arlbergschichten von Westen nach D. HELMCKE & J. THIERBACH (1972, Abb. 7). Pa Partnachschichten, Ar Arlbergschichten, Rb Raibler Schichten.

kopf) und im Gamsfreiheit-Massiv zum Ausdruck kommt. Braunarlsitz-Schuppe, Staffelfeder- und Klostertaler Scholle haben demnach gleiche tektonische Position.

Ein Problem bietet aber die Stellung der Jungschichten im Marul. Die Meinung der einen Gruppe von Autoren (siehe oben) geht dahin, daß die Jungschichten, die aus dem Hutlatal unter die Staffelfeder-Schuppe hineinziehen, im Marulbachtal südlich davon wieder zutage kommen, so daß man dieses Gebiet als großes Halbfenster („Marul-Halbfenster“) betrachten müsse – Abb. 33, Fig. 5. Dieses würde demnach einen Bestandteil der hier dann sehr weit durch die Braunarlsitz-Schuppe überschobenen Wandfluhschuppe darstellen und nicht, wie man zunächst annehmen könnte (A. TOLLMANN, 1970 d, Taf. 1) die Fortsetzung des Roten-Wand-Synklinoriums bilden, sondern wäre durch die Fortsetzung der Klesenza-Störung von diesem getrennt, erschiene im Sinne von M. RICHTER (1956, S. 198; 1969, S. 137) eben noch im oberen Marultal in der tektonisch begrenzten, allerdings vielfach verdeckten Jungschichtenserie westlich vom Arosa-Klesenza-Fenster, in der Sautrieben und weiter westlich. M. RICHTER (1969, S. 137) gibt die Gründe für die Deutung als tiefere tektonische Einheit gegenüber der dort referierten (Prof. 1 zu S. 137) Auffassung von einer muldenförmigen Einfaltung der Jungschichtenzone im Oberen Hutlatal im Sinne von O. OTTE, 1968, an. O. OTTE (1972, S. 168 ff.) gab jüngst weitere Daten gegen die Deutung der Staffelfeder-Scholle als Klippe bekannt, so den Zusammenhang der Jungschichten im Marultal mit dem Roten-

Wand-Synklinorium und das Vorkommen von massigem Rhätkalk in beiden Zonen, nicht aber in der Wandfluh-Schuppe. Hier hätte die Beobachtung der Vergenzrichtung am Südrand der Staffelfeder-Schuppe vielleicht eine Entscheidung gebracht.

## 2 b) Der Südrandstreifen der Klostertaler Alpen

Kehren wir nun zurück zum Südrandstreifen der Lechtaldecke in Vorarlberg. Zwei bekannte Erscheinungen treten uns am Südrand der Lechtaldecke entlang des Klostertales bis zum Arlberg entgegen: Zunächst die Steilstellung der Schichtfolge (Klösterle, Stuben), die zu den so eindrucksvollen Bildern der seigeren, gut geschichteten Mitteltrias-Folge entlang der Flexenpaßstraße Anlaß gibt. Stellenweise ist die Schichtfolge auch leicht bis kräftig überkippt (Abschnitt Langen). Als zweites Element setzt sich trotz mancher Schwankungen und Unterbrechungen die Klostertaler Antiklinale vom Westen her mit einem meist im Muschelkalk angeschnittenen Kern weiterhin

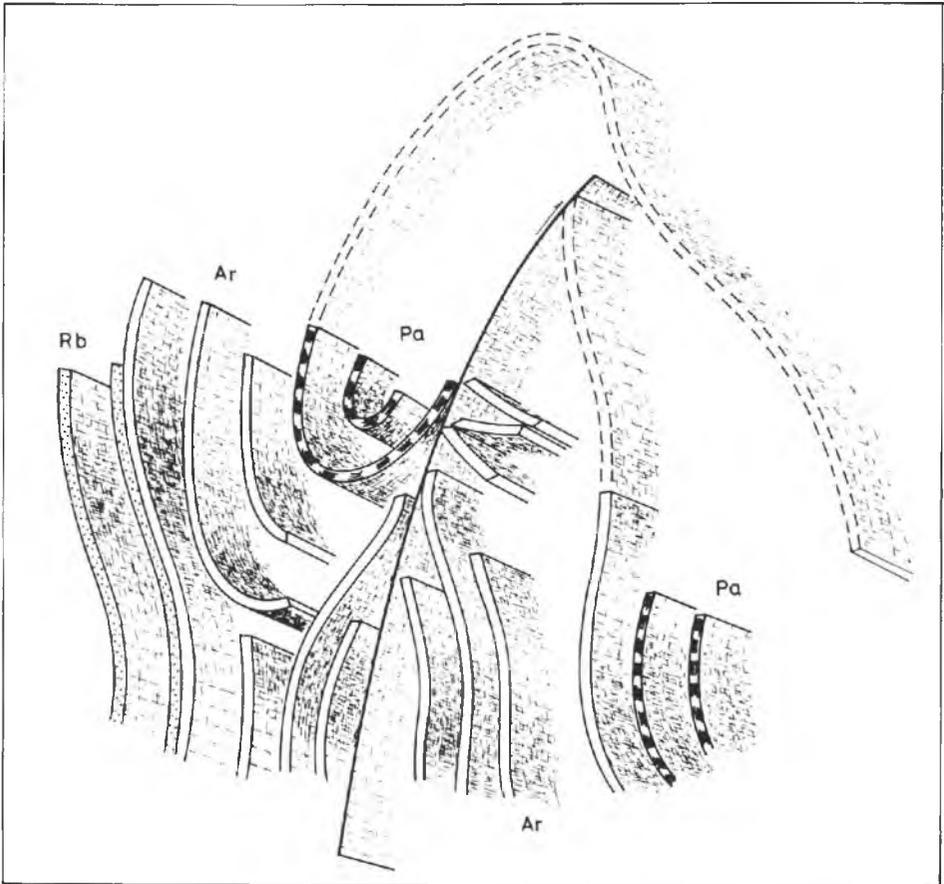


Abb. 35: Schematische Darstellung der Schnauzberg-Tauchfalte als Erläuterung zu Abb. 34 nach den gleichen Autoren.

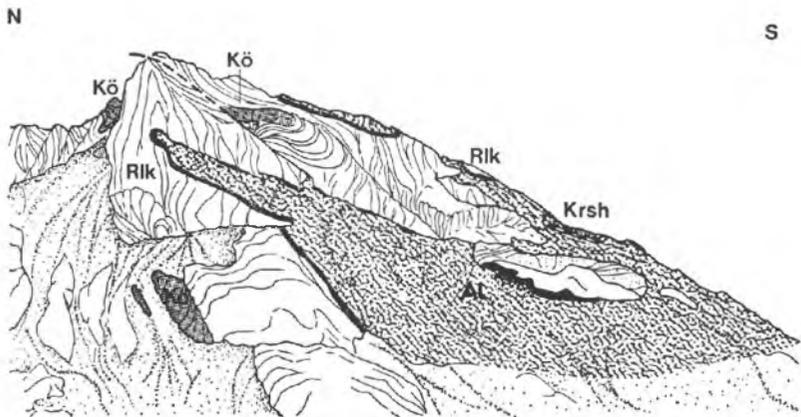


Abb. 36: Ansichtsskizze des Spuller Schafberges von Westen nach D. HELMCKE (1974, Abb. 7). Kö Kössener Schichten, Rlk Rhätoliaskalk, Al Allgäuschichten, Krsh Kreideschiefer.

gegen Osten fort. Im Abschnitt von Dalaas wird das schöne Gewölbe im Süden von der durch D. HELMCKE et al. (1972, S. 201; 1974, S. 140) neu entdeckten Dalaaser Mulde mit Arlberg-Schichten im Kern begleitet, in welcher Synklinale diese Autoren einen eventuellen einstigen Faltenzusammenhang zwischen Davenna- und Klostertaler Scholle erblicken. Der rasche östliche Abstieg der Achse der Klostertaler Antiklinale hält knapp östlich vom Radonatal gegen Osten hin an, der dann flach lagernde Sattel wird lokal südvergent geschuppt, seine östliche Fortsetzung wird an einer kräftigen NW-SE-verlaufenden Diagonalstörung bis auf den Permoskyth-Kern NW Wald herausgehoben. NW Klösterle kommt es durch eine Längsstörung zur Verdoppelung der Serie der Antiklinale, NE dieses Ortes setzt gegen Osten hin am Schnauzberg eine kräftige nordvergente Überkipfung der Klostertaler Antiklinale ein, so daß sie hier in ihrer Stirnzone zur tauchenden Partnachschicht-Synform wird (Abb. 34, 35 – nach D. HELMCKE & J. THIERBACH, 1972, S. 197, Abb. 8; D. HELMCKE, 1974, S. 140). Die V-förmige Knickung des östlich anschließenden Teiles des Klostertaler Sattels zwischen Langen und Stuben ist besonders im seiger stehenden Hauptdolomit nach letztgenannten Autoren (l. c., S. 193, Abb. 3) gut sichtbar. Östlich von Langen ist sie durch Südschwenkung an dem sicherlich durch eine Störung bezeichneten Rand zur Phyllitgneiszone lokal abgeschnürt, nördlich vom Arlberg spaltet sie sich in zwei kleinere Äste auf, bevor sie vorübergehend aussetzt. Im Flexenpaßgebiet ist der Nordschenkel der Antiklinale durch bedeutende Längsstörungen reduziert (D. HELMCKE, 1974, S. 140).

Jenseits dieses steilgestellten bis überkippten Südrandes nun, der schon in der Profilersie bei E. KRAUS (1949, Taf. S. 34) zum Ausdruck kommt, schließt sich gegen Norden hin die teils weitläufige und breite (E Spullersee), teils eng zusammengeklappte und nordvergent überschlagene (Westteil) Spullersee-Synklinale mit einer Jungschichtenfolge bis zur Kreide im Kern an (Taf. 6, Fig. 11). Die schiefrige Entwicklung der Kreide der Muldenzone setzt im Mittelaß ein (D. HELMCKE, 1969, S. 138), ihre Obergrenze ist noch nicht geklärt, liegt aber im zentralen Bereich der Lechtaler Alpen bei Kaisers im Cenoman (R. HUCKRIEDE, 1956, S. 107 ff.). Der überschlagene Mulden-

bau ist in den Wänden westlich oberhalb des Spullerseees eindrucksvoll sichtbar, was übrigens schon F. v. RICHTHOFEN (1861, S. 98, Abb. 18) gezeichnet hat. Im großen gesehen stellt die Mulde, wie etwa O. AMPFERER (1930 b, S. 136) und D. HELMCKE (1969, S. 145 ff.) ausgeführt haben, die Fortsetzung des Rothorn-Muldensystems dar, das jenseits des Hauptdolomitausläufers der quer dazu herankommenden Klausenmähde-Antiklinale im oberen Formarinbachtal mit den Jungschichten gegen NW fortsetzt. Auch die Formarin-Störung im Südrandbereich dieses Muldensystems läßt sich noch fast bis zum Spullersee gegen Osten weiter verfolgen, von wo sie bereits O. AMPFERER (1925, S. 375, 385; 1930 b, S. 136 f.) beschrieben hat. Nach D. HELMCKE (1960, S. 147) ist sie allerdings erst westlich der Glongmähder 2 km westlich vom Spullersee zu erfassen. Gegen Osten hin aber ist nach dem aus einer kurzen, zwischengeschalteten, schräg ziehenden Antiklinale hervorgegangenen Roggal-Wildgrubenspitz-Massiv östlich der Ravensburger Hütte die Lechtaler Hauptmulde mit den darin als falschen Kern eingelagerten Deckschollen der Inntal- und Krabachjochdecke eigentliche Fortsetzung der großen zentralen Kreidemulde im Südteil der Lechtaldecke.

Beiderseits der Spullersee-Mulde stellen sich nun in verschiedenen Teilabschnitten interessante tektonische Spezialstrukturen ein, die, jede für sich, im Lauf der Zeit verschiedenartige Deutung erfahren haben. Es seien hier nur die wichtigsten drei hervorgehoben: Spuller Schafberg, Spullersalpkopf und Roggalpitzgruppe. Bruchtektonische Strukturen wie etwa das schräg verlaufende Spullersee-Blattverschiebungssystem (D. HELMCKE, 1969, S. 147 ff.; D. HELMCKE et al., 1972, S. 198, Abb. 9; 1974, S. 141) sind Teilstücke eines großen Störungssystems.

Der Spuller Schafberg stellt einen Ausschnitt aus dem Nordflügel der Spullersee-Mulde nördlich vom Spullersee dar. Zuzufolge seiner Komplikation ist er wiederholt seit F. v. RICHTHOFEN (1859, Taf. 3, Prof. 10; 1861, S. 98, Abb. 19) und O. AMPFERER (1925, S. 338, Abb. 13; 1930 b, S. 138, Abb. 34 usw.) zur Darstellung gelangt – Abb. 36–37. Die Komplikation des Spuller Schafberges liegt darin, daß über einer ver-

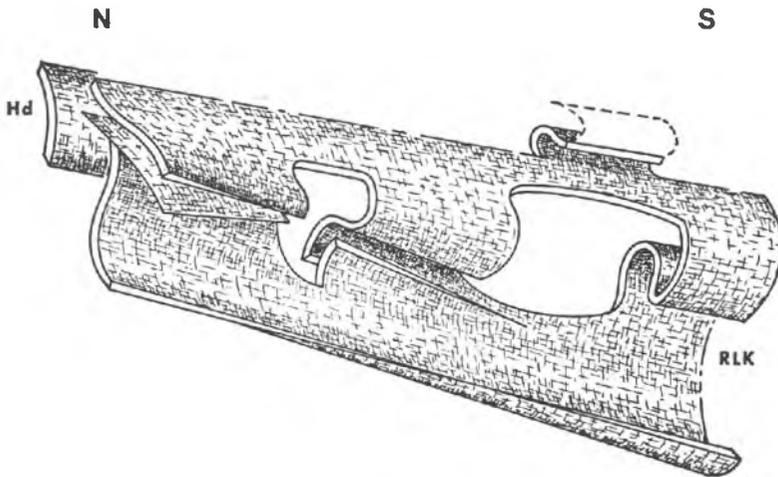


Abb. 37: Schematische Darstellung der Querfaltung im Spuller Schafberg als Ergänzung zu Abb. 36.

schuppten Schichtfolge von Hauptdolomit bis zu den Aptychenkalken nochmals bis fast zum Gipfel hin gegen Norden aufsteigend eine Oberrhät-Kalkplatte mit Lias-Rotkalkresten im Hangenden und Liegenden aufführt. Zunächst galt der Spuller Schafberg als Musterbeispiel für Querfaltung im Sinne von O. AMPFERER (1930 b, S. 136), auch auf der Karte A. TOLLMANN (1970 d, Taf. 3) so übernommen. Die ersten Einwände dagegen kamen von E. KRAUS (1949, S. 34 ff. und Taf. Prof. B; S. 37, Abb. 3), der darin eine Reihe paralleler Schubretter mit meridionalen Bewegungssinn gesehen hatte, schließlich von M. RICHTER (1969, S. 131, Abb. 42), der dieses Faltsystem als Beispiel für Nordvergenz zitiert, obgleich er auf seinem Bild eine scheinbar gegen Norden geschlossene, also gegen Süden überschlagene Mulde aufführt. Die sorgfältige Neuuntersuchung der Struktur durch D. HELMCKE (1969, S. 153 ff., Abb. 26–31, Taf. 12, Fig. N–P; 1974, S. 141 f., Abb. 6–10) hat aber die Auffassung von O. AMPFERER von einer bedeutenden Querfaltung mit Nord-Süd-Achsen rehabilitiert. Die sichtbare Mulde aus Allgäuschichten auf der Westseite des Berges ist das westlichste, Nord-Süd-ziehende Muldenelement, an das sich gegen Osten hin ein Sattel aus Kössener Schichten im Kern und beträchtlichem Oberrhätkalk anschließt, der im Profil gesehen scheinbar auflagert.

Hatte dieses Beispiel des Spuller Schafberges keine großtektonischen Konsequenzen, so kommt den jeweils östlicheren Strukturen mehr und mehr Bedeutung für die Frage der großtektonischen Gliederung, die Frage des Herüberreichens der Inntaldecke bzw. Krabachjoch-Decke zu. Die Bedeutung des Gebietes beiderseits des Flexenpasses spiegelt sich bereits in den Ausführungen AMPFERERS (1950, S. 307) wider, der über diese Schollenregion schreibt: „Frh. v. RICHTHOFEN gibt keine Erklärung dieser so auffallenden Lagerungsformen und dieselben erregten mein Interesse um so stärker, je näher ich selbst mit der Neuaufnahme der Lechtaler Alpen an diese Gegenden heranrückte.“

Zunächst tritt uns im Spullersalpkopf, 5 km S zu E von Zug, ein wildes, in seiner Art in den gesamten Kalkalpen einmaliges Faltsystem in der seiger stehenden Schichtfolge der Südrandzone nördlich des Hauptdolomit-Streifens der Blisadonaspitze entgegen. Fünf enge Faltenzüge in den in die Aptychenschichten reichenden Jungschichten oberhalb des Oberrhätkalkes sind am Westabfall der Berggruppe prächtig überblickbar. – Abb. 38. Aus dieser Blickrichtung hat man den Eindruck, daß es sich um nordvergente Tauchfalten handelt (O. AMPFERER, 1925, S. 382, Abb. 12; 1932 a, Taf. bei S. 107; 1934 b, S. 53, Abb. 12). E. KRAUS (1949, S. 42 f.) hat das Faltsystem zu Schubrettern umgedeutet, was von E. SPENGLER (1951, S. 340 f.) und O. REITHOFER (1956, S. 218) mit Recht auf Grund des wunderbar überblickbaren Faltenbaues abgelehnt worden ist. Erst D. HELMCKE (1969, S. 174 ff., Abb. 44–51; 1970, S. 536 ff., Abb. 4–6) hat die Struktur geklärt und erkannt, daß hier seiger stehende Faltenzüge auftreten, daß also ein Typus der Schlingentektonik in kleinem Maßstab vorliegt – siehe Abb. 126 im Band 1 dieser Monographie. Nur die nördlichste Falte dreht von der Steilstellung im Westen gegen Osten hin auf flach, ja taucht schließlich westlich des Grubenjoches sogar wiederum mittelsteil gegen Osten hin ab! Daraus ergibt sich, daß ein ursprünglich horizontal lagerndes Faltenbündel durch eine Quereinengung eine Steilstellung im Westen und untergeordnet auch im Osten erfahren hat. Man könnte diese Erscheinung sehr gut mit der Formung der Göllmasse im Salzburgerischen vergleichen, wo ebenfalls nach Prägung der Längsfaltenstrukturen eine kräftige Quereinengung ein gegen Westen und gegen Osten gerichtetes Steilabtauchen des Gesamtzuges bewirkt hat. Hinzu kommt hier, daß

dieser ganze Faltenhaufen des Spullersalpkopfes als Block gegenüber dem Nord- und vor allem dem Südrahmen, der ja in Form der steilstehenden Hauptdolomitserie ungestört im Blisadona-Gebiet durchzieht, herausgeschnitten und speziell beansprucht worden ist, da eine solche quergerichtete Steilstellung dort nicht vorhanden ist. Dies ist möglich, da HELMCKE im Norden und Süden des Spullersalpkopfes Längsstörungen zeichnet und da der im Norden gegenüber vorgelagerten Roggalspitzgruppe Gleiches mit Sicherheit, beschränkt auf eine schmale Längsscholle, widerfahren ist.

Die Roggalspitz- (Wildgrubenspitz-) Gruppe, die nördlich des Spullersalpkopfes mit ihren obertriadischen Gliedern über das fast ringsum darunter befindliche Jungschichtenterrain als morphologische Klippe aufragt, ist ursprünglich von O. AMPFERER (1925, S. 381, Abb. 11; 1930 b, S. 110 f., Abb. 4) als antiklinale Bildung einer alten Querrichtung, also als Bestandteil der Lechtaldecke, gewertet worden, später (1932 a, S. 107) zu einer Deckscholle einer gegen Westen verfrachteten Schubmasse umgedeutet worden, die 1934 (S. 42, Abb. 2) der Krabachjoch-Decke gleichgesetzt worden ist. E. KRAUS (1949, S. 45 ff.) kam hingegen wiederum zur ursprünglichen Deutung als aufgeschuppte Basis statt Deckscholle zurück. Diese Auffassung ist in neuester Zeit durch D. HELMCKE (1969, S. 166 ff.; 1974, S. 143 f.), und vom Verfasser (1970 d, S. 146; 1971 a, S. 340 f., Abb. 45) durch zusätzliche Beobachtungen bestätigt worden. Der gesamte Bergzug ist an zwei WNW-ESE-gerichteten steilen Störungen, an denen sicherlich eine gegen Westen gerichtete Blattverschiebung der Roggalspitzgruppe vor sich gegangen ist (D. HELMCKE, 1969, S. 167), in Teilstücke zerlegt. Er zeigt eine in ihrer Art ganz eigenartige seigere Aufrichtung der Obertrias-Serie im zentralen Längsstreifen durch eine gegen Westen gerichtete Auffaltung, wie das in diese Richtung weisende, an N-S-Falten unter Einbeziehung des Juras gewellte sekundäre stirnartige Abtauchen der Scholle im Westen beweist (Abb. 39). Daß die Struktur aber aus einer antiklinalen Aufwölbung des Untergrundes hervorgeht, zeigt das Abtauchen der älteren Schichten unter die Kreide

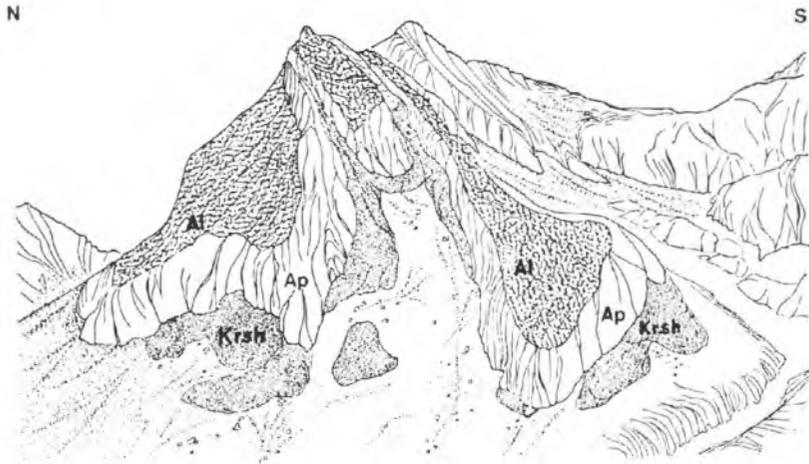


Abb. 38: Ansichtsskizze des Spullersalpkopfes von Westen nach D. HELMCKE (1974, Abb. 12), die steilstehende enge Faltung in der Jura-Kreide-Serie zeigend. Al Allgäuschichten, Ap Aptychenkalk, Krsh Kreideschiefer.

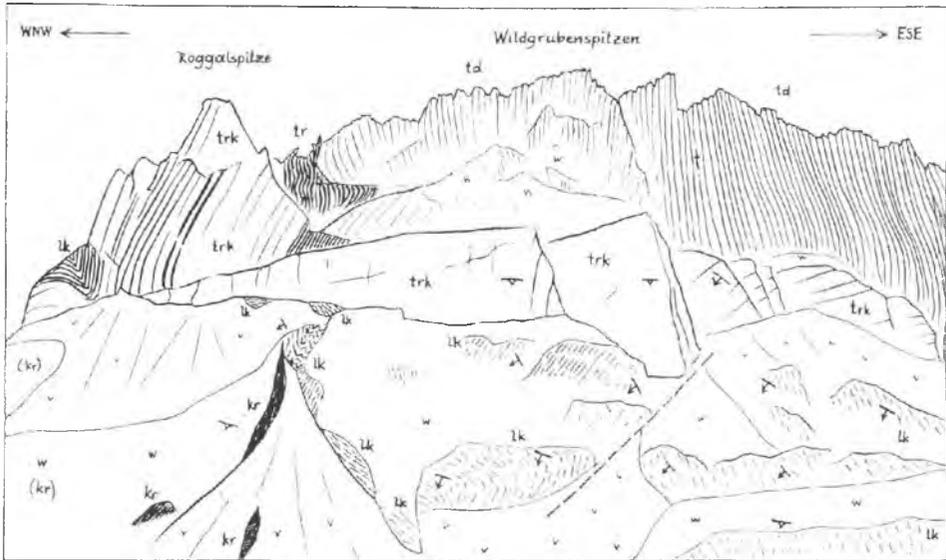


Abb. 39: Ansicht des Roggalspitz-Wildgrubenspitzenkammes von SW nach A. TOLLMANN (1971 a, Abb. 45). Der durch Westschub querstehende Hauptdolomit der Wildgrubenspitze bildet den Kern einer gestörten Antiklinale der Lechtaldecke, von jüngeren, gegen außen fallenden Schichtgliedern ummantelt. tr Kössener Schichten, trk Oberrhätkalk, lk Liaskalk, Hornsteinkalk, Crinoidenkalk, kr Kreideschiefer.

im Westen und ebenso das flächenmäßige Abtauchen von Oberrhätkalk, Hornsteinlias etc. südlich der großen Längsstörung auf der Südseite der Gruppe unter die dort noch gegen Osten hineinziehende Kreide. Die östlich des Spullersalpkopfes gelegene Grubenspitze zeigt wiederum Schlingentektonik im Jungschichtenanteil nördlich des steilstehenden Hauptdolomitkörpers analog den Verhältnissen im Spullersalpkopf (D. HELMCKE et al., 1972, S. 194, Abb. 4). Die Deutung der Wildgrubenspitze als schwimmende Scholle zusammen mit der Deutung der Spullersalpschlingen als Tauchfalten bei R. OBERHAUSER (1970, S. 483, Taf. 1, Fig. 5) soll die so weit gegen Norden reichende Überfaltung des überkippten Südrandes der Kalkalpen im Arlberg beweisen. Nach all den angeführten Beobachtungen aber trifft diese Deutung nicht zu. Die Aufdringung des Südrandes der Kalkalpen geht gerade im Abschnitt Klösterle, Langen, Arlberg nur wenig über die Seigerstellung hinaus, Tauchfaltenstil wird nur in lokalem Ausmaß im Gebiet des Schnauzlbirges NE Klösterle erreicht (D. HELMCKE et al., 1972, S. 197). Ein kilometerweites Überfalten einer vom Südrand stammenden verkehrten Serie ist hier nicht vorhanden, wie die letztgenannten Autoren 1972, S. 194, ausführen.

## 2c) Die Grenzregion von Lechtal- und Allgäudecke im Raum Lech-Warth-Schröcken

Diese Zone war lange Zeit ein Hauptproblem der westlichen Nordkalkalpen. Zuzolge einer noch großzügigen Falten- und Schuppentektonik im Stirnteil der Lechtaldecke selbst, besonders aber auf Grund der enormen tektonischen Beanspruchung des unmittelbar

darunter liegenden Untergrundes der Allgäudecke, deren höherer Teil zu einem wahren Gewirr von Falten, Schuppen, Gleitbrettern und boudinierten Schollen umgestaltet worden ist, so daß es streckenweise an der unmittelbaren Deckengrenze im Mohnenfluh-Vorland fast bis zur Bildung einer tektonischen Moräne kam, war hier die tektonische Gliederung lange Zeit undurchsichtig geblieben. Hauptgrenzen an der Front der Lechtaldecke schienen manchen Autoren in das schwer überblickbare Faltensystem darunter einzumünden und dort dann nicht mehr weiter verfolgbar zu sein, sondern sich totzulaufen. So war naturgemäß gerade dieser auch schon für O. AMPFERER (1930 b, S. 138) und W. HEISSEL (1958, S. 114, tekt. Kt.) unklar gebliebene Abschnitt SW vom Biberkopf bei Lechleiten Ansatzpunkt für die moderne deutsche Strömung autochthoner Umdeutung der Deckenstruktur in den westlichen Kalkalpen geworden. Die Revision dieses Abschnittes durch den Verfasser (1970 b, S. 112 f.; 1970 c, S. 121 ff.; 1971 a, S. 320 ff.) aber hat in aller Deutlichkeit die Existenz einer distinkten Überschiebung der Lechtaldecke auch in weiten Teilen dieses Raumes des oberen Lechtales wie in allen übrigen angezweifelt Abschnitten gezeigt. Schreiten wir mit der Besprechung der Struktur von Westen gegen Osten, mit der Wandfluh- und der Braunarlspitz-Schuppe beginnend, fort.

Wandfluh- und Braunarlspitz-Schuppe bilden von Westen her als weit überschobene, gut individualisierte Einheiten herüberstreichend bis zur Mohnenfluh, 4 km nördlich Zug, zusammen die Frontalpartie der Lechtaldecke (Taf. 6, Fig. 11; Abb. 42). Die Wandfluh-Schuppe bildet im großen gesehen eine aufrechte Serie aus einer Hauptdolomit-Platte von der Wang-Spitze über Roß bis zur Lagerzunalpe im Osten und einer bis in die Kreide reichenden Jungschichtenzone im Süden. Sie überfährt mit bedeutender Überschiebung das in sich sehr kompliziert gestaltete Jungschichtengebiet am Südrand der Allgäudecke, wo im Raum südlich vom Schadonapaß die aufgesplitterte Allgäuer Hauptmulde mit Nebenmulden, die zum Teil potenziert gefaltet und sekundär eingerollt sind (M. SCHIDLOWSKI, 1962, Abb. 3-4, Taf. 1) – Abb. 23, gegen SW untertaucht – vgl. S. 75.

Die Braunarlspitz-Schuppe hingegen ist als abgescherte liegende Großfalte entwickelt, die durch einen sekundären Vorstoß des Hauptkörpers über die dadurch

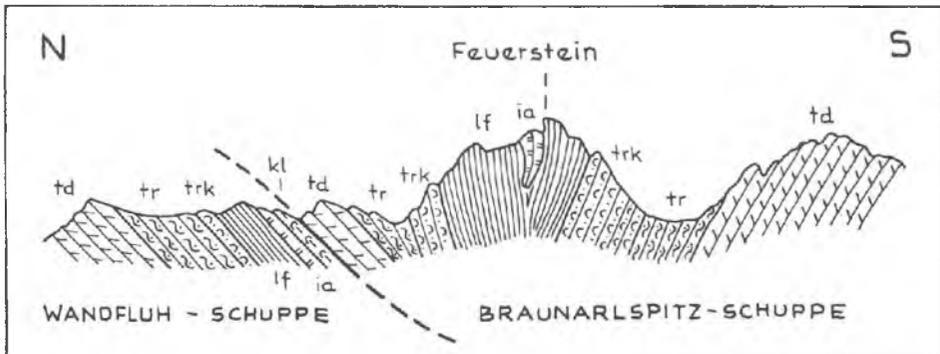


Abb. 40: Wandfluh-schuppe und Braunarlspitzschuppe mit der Feuersteinmulde in der Stirnzone nach M. RICHTER (1969, Abb. 37).

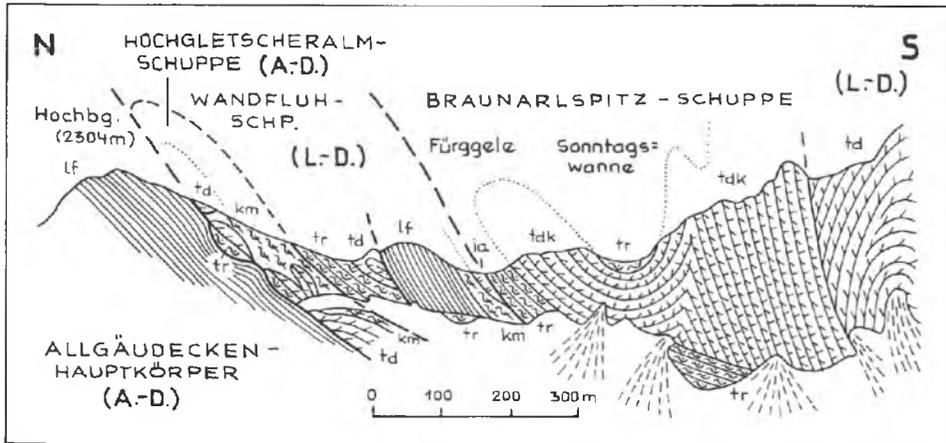


Abb. 41: Das Profil durch den Nordkamm der Braunarlspitze über den Függelgesattel nach M. SCHIDLOWSKI (1961 b, Abb. 3). Mit der Wandflussschuppe setzt nach Auffassung von A. TOLLMANN die Lechtaldecke ein.

zur Stirnschuppe werdende Wandflussschuppe vorgetragen worden ist. Neben der großen nordvergenten Hauptdolomit-Liegendfalte, die in all den zahlreichen Arbeiten über das Gebiet Braunarlspitze, des Hochlichtes und des Madonnakopfes östlich vom Hutlatal aufscheint (A. ROTHPLETZ, 1902, S. 74; O. AMPFERER, 1932 a, Taf. S. 113; M. SCHIDLOWSKI, 1961 b, S. 429, Abb. 2; O. OTTE, 1972, Profiltaf.) – vgl. S. 103 und Abb. 33, ist der Stirnzone dieser Schuppe eine noch teilweise erhaltene jungschichtenerfüllte Mulde angegliedert und im Westen als Feuerstein-Synklinale erhalten (O. AMPFERER, 1932 a, Taf. S. 114; M. SCHIDLOWSKI, 1961 a, S. 165, Prof. 1 und Taf. 1) – vgl. Abb. 40, im Osten in der Sonntagswanne beim Függelz 1 km nördlich der Braunarlspitze vorhanden (M. SCHIDLOWSKI, 1961 a, Taf. 1; 1961 b, S. 428 f., Abb. 1–3; 1962, Taf. 1; M. RICHTER, 1969, S. 116 ff.). Östlich dieses Profiles im Braunarlspitz-Nordkamm (Abb. 41) keilt die Wandflussschuppe gegen Osten hin allmählich aus. Sie endet aber nicht im Sinne von M. SCHIDLOWSKI (1961 b, S. 427) mit der Hauptdolomitkuppe im Süden der Hochgletscheralm, sondern der Jungschichtenanteil der Schuppe ist, zunächst mit Kössener Schichten bis Kreideschiefern dahinziehend, immer unter dem Hauptdolomit der Braunarlspitz-Schuppe weiter verfolgbar, und zwar bis zur Ostseite der Mohnenfluh, wo die Wandflussschuppe endgültig gegen Osten hin abgequetscht wird – vgl. Abb. 28–29 in Band 1 dieser Monographie. Ab hier übernimmt dadurch die Stirn der Braunarlspitz-Schuppe im Rahmen des hier weit gegen Süden zurückspringenden, mit Kreideschiefern erfüllten Götzneralm-Halbfensters der Allgäudecke die Frontlinie der Hauptüberschiebung der Lechtaldecke über das Tiefbajuvarikum. Die vor dieser Einheit liegende Hauptdolomit-Schollenreihe zwischen dem Hochberg im Norden, der Hochgletscheralm, der Juppenwanne und dem Mohnenflusssattel mit Resten von Kössener und Allgäu-Schichten im Liegenden und Hangenden und einer noch dazugehörigen exotikaführenden Kreidebrekzie NW der Hochgletscheralm bildet nicht, wie von M. BLUMENTHAL (1936 b, Taf. 26) bis M. SCHIDLOWSKI (1961 b, S. 428, Abb. 1) angenommen, die Fortsetzung der

Wandflussschuppe bis zur Hochgletscheralm (der Ostteil in der Juppenwanne war unbekannt gewesen), sondern bildet ein eigenes, antiklinal angelegtes, unter der Überschiebungsmasse der Lechtaldecke vollkommen zerrissenes, fast in eine tektonische Moräne bzw. eine Großboudinagelandschaft verwandeltes höchstes Element der Allgäudecke mit charakteristischer Kreidebrekie und ursprünglicher Faltenstruktur (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 111 f.; 1970 d, S. 122; 1971 a, S. 326 ff.).

Die tiefe Bucht des **Götznernalm-Halbfensters** (O. AMPFERER, 1931 b, S. 206; Synonyme: Rauchegg-Halbfenster M. RICHTER, 1956, S. 197; Mohnenmähder-Halbfenster W. STENDEL-R., 1962, S. 547), durch die die bedeutende Überschiebung der Lechtaldecke über der Allgäudecke im Nord-Süd-Abstand vom „Roß“ WSW Schröcken in der Wandflussschuppe bis zum Südrand der Kreidebucht in einer Breite von 4 km aufgeschlossen ist, ist im Süden mit Kreideschiefern erfüllt. Im Norden der Bucht tritt uns eine enge Faltung und Schuppung des Inhaltes entgegen, bei welcher die Hauptdolomit-Oberrhätalkalk-Masse der Juppenspitze an tektonischen Grenzflächen im Norden und Süden hochgequetscht worden ist und durch die auch das Karhorn SW Warth eventuell als Aufpressungsstruktur zu deuten ist, wie auf S. 75 ausgeführt worden war.

Die Struktur des Zuger Abschnittes der Stirnzone der Lechtaldecke ist durch die Arbeit von W. STENDEL-RUTKOWSKI (1962, Abb. 2, S. 541) geklärt worden. Vier Faltenzüge durchsetzen hintereinander gestaffelt und schräg an den Stirrand der Decke herausstreichend die Lechtaldecke im Raum von Zug (Taf. 1). Die Intensität und das Ausmaß der Überkipfung und Überfaltung nimmt von der flachen Zugerhorn-Antiklinale im NW – in deren Kern im Marchtobel 3 km WNW Zug aber kein Fenster einer verkehrten Serie im Sinne von O. AMPFERER (1932, Kt.) emporkommt – gegen Südosten hin zu, so daß die beiden höchsten, weit überfalteten Einheiten unter leichter Abscherung schon Schuppencharakter annehmen und ein Lappen der **Kriegerhorn-Schuppe** noch als parautochthoner Deckschollenlappen am Kriegerhorn-Gipfel aufliegt – Abb. 42. Dabei spielt sich die Verfaltung der nördlichen Einheit hauptsächlich im Karn, jene der südlichen (Kriegerhorn-Schuppe) im Anis bis Ladin ab, das aus Partnach- und Arlberg-Schichten mit den berühmten Andesiten und Tuffen besteht.

Besondere Schwierigkeiten in der Auffassung der Deckengrenze hat ja der Abschnitt entlang des Lech zwischen Stubenbach im SW und Lechleiten bzw. Biberkopf

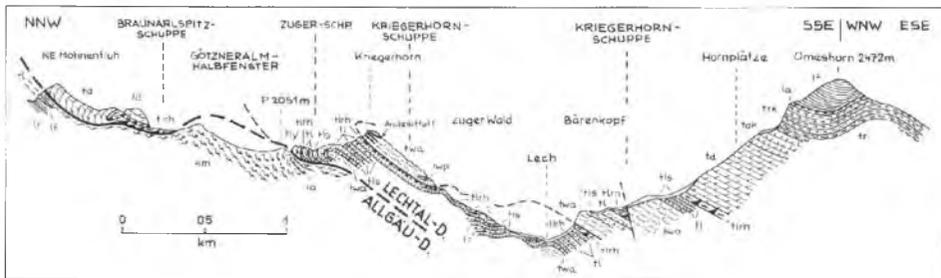


Abb. 42: Profil durch den Zuger Abschnitt der Lechtaldecke, die inneren Falten- und Schuppenbildungen und die weite Überschiebung über die Kreideschiefer der Allgäudecke im Götznernalm-Halbfenster zeigend; nach W. STENDEL-R. (1962, S. 553, Prof. IV) unter Ergänzung der tektonischen Namen.



(Abb. 4 in Band 1 dieser Monographie) im NE bereit. Von diesem Abschnitt geht im Anschluß an O. AMPFERER (1930 b, S. 138; 1931, S. 207), daß die so weit vom NE herüber verfolgbare Frontalüberschiebung der Lechtaldecke hier ende und in die schöne Doppel-Antiklinale mit Oberrhätkalkkernen im rechten Lechtalgehänge oberhalb Warth einmünde. Hier konnten M. RICHTER et al. (1955, S. 57) und R. SCHÖNENBERG (1959, S. 17) ansetzen, um im Zuge der neuen autochthonen Deutung die Lechtaldecke einzuziehen. B. HÜCKEL et al. (1960, S. 92 f., Taf. 4) sowie W. STENGEL-R. (1962, Abb. 2, S. 540) haben aber die Verbindung der Rhät-Antiklinale mit der hangenden Schubmasse widerlegt und das Durchlaufen der Überschiebungsgrenze klargestellt (Abb. 81 in Band 1 dieser Monographie).

Der zweite Problemabschnitt liegt nur 3,5 km SW davon am rechten Lechtalgehänge in der Göldegleich, 2 km NE U n t e r - S t u b e n b a c h (Abb. 43): Die Lechtaldecke ist hier an ihrer Basis durch einen weithin im Gehänge sichtbaren basalen, gegen Süden stratigraphisch ansteigenden Schrägzuschnitt tektonisch diskordant abgesichert und der Obertrias-Lias-Serie der Allgäudecke überschoben. Während aber weiter im Norden die Überschiebung durch das schräge Herantreten von Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhät-Kalk eindeutig erfaßbar ist, wird sie in dem Moment, wo nun Allgäuschichten auf Allgäuschichten überschoben lagern, nicht so evident. Hinzu kommt noch, daß das Ende der Oberrhät-Kalkplatte bei einem Querschub samt den auflagernden Adneter Kalken und Fleckenmergeln eine lokale Quereinrollung an einer Nord-Süd-Achse erlitten hat, so daß man zur Auffassung gelangen könnte, daß hier Hangendes und Liegendes sich durch eine Falte verbinden. Diese Auffassung finden wir bei M. RICHTER et al. (1955, S. 58, Abb. 1) und B. HÜCKEL et al. (1960, Taf. 5, Fig. 1). Durch Berücksichtigung der Altersunterschiede innerhalb der Allgäuschichten aber läßt sich ebenso wie an der auch noch in der nächsten Rinne im SW aufgeschlossenen diskordanten Überschiebungsfäche das Weiterlaufen der Überschiebung zeigen (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 113; 1970 d, S. 121, 1971 a, S. 322 f., Abb. 32). Die tektonische Unterlage im Verband der Allgäudecke bilden nämlich weiterhin die weichen, dunklen, manganreichen, für die Mittleren Allgäuschichten bezeichnenden Glieder, während an einer im Gelände sichtbaren Bewegungsfläche überschoben die kalkig-mergeligen gebankten Glieder der Älteren Allgäuschichten auflagern, also noch immer Älteres über Jüngerem zu liegen kommt (Abb. 27 in Band 1 dieser Monographie). Gerade in diesem Abschnitt aber wäre die Deutung vom Auslaufen der Überschiebung der Lechtaldecke in eine Faltenstruktur noch am ehesten nach den lokalen Verhältnissen anzunehmen, wenn man sich an die jüngst bei V. JACOBSHAGEN (1975, S. 192, Abb. 2) publizierte Kartenskizze hielte. Nach der weiträumigen Überschiebung der Lechtaldecke über das tiefe Götznernalm-Halbfenster in dem unmittelbar an diese Region im Westen anschließenden Raum

Abb. 43: Die Überschiebung der Lechtaldecke über der Allgäudecke im Bereich des oberen Lech NE Stubenbach bei Lech vom Westen her gesehen. Das Bild zeigt vorne rechts gerade noch den hellen Oberrhätkalkfels, darüber im Wiesengelände im Mittelgrund die Allgäuschichten der Allgäudecke. Im Oberbau (Hintergrund) ruht mit klarer Überschiebung die Lechtaldecke mit einem schrägen Basalzuschnitt auf, der folgende Gipfel angehören: die Mittagspitze mit Hauptdolomit links, die Rappenspitze mit dem dickbankigen Oberrhätkalk und auflagernden Allgäuschichten in der Mitte und der Tristelleralmkopf gleicher Zusammensetzung rechts - vgl. hiezu Abb. 27 in Bd. 1.

ist das von V. JACOBSHAGEN angenommene Auslaufen der Überschiebungsfläche NE Unter-Stubenbach aus geometrischen Gründen allerdings durchaus nicht wahrscheinlich.

Die Prüfung des für die Frage des Durchlaufens einer Überschiebung entscheidenden Abschnittes südlich der Göldebodenalm hat anhand der reichlich vorhandenen Geopetalgefüge in den Allgäuschichten die Auffassung von V. JACOBSHAGEN (1975, S. 192) samt dessen Grundlage, die dort publizierte geologische Kartenskizze von W. STENDEL-R. (1960), widerlegt. Die Überschiebung zwischen Lechtaldecke und Allgäudecke, die von NE kommend kontinuierlich bis in den Bereich südlich der Tristelleralm durch die tektonische Auflagerung von Trias auf Jura einwandfrei verfolgt werden kann, läuft auch noch im Bereich der Allgäuschichten SW davon weiter, wie vom Verfasser 1971 a, S. 323, Abb. 32, gezeigt: Im zusammenhängenden Grabenprofil südlich der Göldebodenalm NE Unter-Stubenbach folgen hangaufwärts zweimal die Serie Ältere Allgäuschichten und Mittlere Allgäuschichten (letztere mit Manganschiefern und Hornsteinkalk) übereinander. Während die zitierten Autoren hier einen Faltenzusammenhang zwischen der Unteren und der Oberen Serie annehmen, zeigt die Prüfung im Gelände einerseits das Durchlaufen einer intensiven Bewegungsfläche zwischen dem jüngeren Anteil der liegenden Allgäuschichtserie und dem älteren Anteil der hangenden. Die Prüfung der Lagerung der Älteren Allgäuschichten der oberen Einheit hat nun in der für die Frage relevanten basalen Zone der hangenden Einheit (Lechtaldecke) in dem untersten zusammenhängend aufgeschlossenen Paket bei der Wandstufe im Graben südlich der Göldebodenalm durchwegs Aufrechtlagerung des tiefen Lias ergeben, von einer Probe aus einer sichtbaren inneren lokalen Störungzone im Meterbereich abgesehen. In diesem basalen Paket von einem Dutzend Metern konnten in sechs Proben serienweise „fossile Wasserwaagen“ als Nachweis der aufrechten Lagerung festgestellt werden. Die hangende Einheit läuft also auch dort, wo die basalen Obertriasschichtglieder abgeschürft sind, mit aufrechtem tieferem Lias überschoben über dem Mittellias des Untergrundes weiter, an sichtbarer Bewegungsgrenze. Eine angenommene Faltenverbindung der beiden Decken im Abschnitt NE Unter-Stubenbach im Sinne von V. JACOBSHAGEN et al. wird hiedurch klar widerlegt, da kein Faltenkern und verkehrt lagernder Mittelschenkel für ein derartiges Postulat zur Verfügung steht.

Die Fortsetzung der Überschiebung verschwindet nach vorübergehender Moränenbedeckung bei Stubenbach gegen SW unter der hier ins Tal herabsteigenden Wösterspitz-Braunarlspitz-Schuppe, die nach Abquetschen der bis hierher verfolgbaren Allgäuer Hauptkammschuppe genauso zur Front der Lechtaldecke wird, wie sie spiegelbildlich dazu jenseits des Götzneralm-Halbfensters unter Abquetschung der Wandfluschuppe bei der Mohnenfluh die Deckenstirn übernimmt. Gesteinsmäßig besteht das weite Halbrund der Allgäudecke zwischen Stubenbach und Warth vorwiegend aus Allgäuschichten, aus denen in einer Reihe von kleineren Antiklinalen Oberrhätalkalk emporraucht, besonders schön etwa in der Lechschlucht nördlich von Unterstubenbach angeschnitten. In der auflagernden Einheit aber sinken die Schichtflächen im großen gesehen von Norden gegen Süden ab, so daß dann im Norden, vom Allgäuer Hauptkamm herüberstreichend, der Hauptdolomit dominiert, in dem z. B. die Lechschlucht ab 1 km SE Lechleiten abwärts tief eingeschnitten ist, während gegen Süden hin sich stets jüngere Glieder aneinanderreihen, bis die ausgedehnten Kreideschichten unter die mächtige, im Süden aufgeschobene Wösterspitz-Braunarl-

spitz-Schuppe abtauchen. Daß zugleich die Basis diskordant gegen Süden aufsteigend abgeschnitten ist, wird durch den von oben her wirkenden Druck der abquet-schenden Braunarlschuppe erzwungen worden sein, die ja auch weiter im Westen die Wandflussschuppe gleichermaßen an basalem Schrägzuschnitt an ihrem Ostende lamelliert hat (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 370).

### 3. Die Lechtaldecke im Tiroler Anteil der Lechtaler Alpen

3a) Die Lechtaldecke im zentralen Teil der Lechtaler Alpen zwischen Flexenpaßregion und dem Einsetzen des Inntaldecken-Hauptkörpers im Parseier-Madautal-Bereich. Im großen gliedert sich dieser Raum in zwei baustilmäßig vollkommen verschiedene Abschnitte. Im Westen liegt südlich der Allgäuer Hauptkamm-schuppe die große Braunarlschuppe als breite, schüsselförmige Mulde vor (Lechtaler Hauptmulde), mit Ausheben der älteren Schichtglieder wie etwa der berühmten Eruptiva führenden Mitteltrias (W. HAMMER in O. AMPFERER, 1930 b, S. 140 ff.) bei Lech im NW und der gesamten steilstehenden Triasabfolge und ihrer älteren Basis im Süden. Im Zentrum dieser bis in das Alb (K. KOCH, 1966, S. 622) oder tiefere Cenoman reichenden Kreidemuldenfüllung ruhen die großen Deckschollen der Inntaldecke und der Krabachjochdecke in der Krabachjochscholle und der Fallesin mit verschleppten Resten von liegenden Falten des Untergrundes an der Basis auf. In der Südrandzone der Kreidemulde kommen noch parautochthon verschleppte Schollen hinzu wie Roggspitze, Stanskogel-Schollengruppe und wahrscheinlich Hasenfluh als Äquivalent westlich des Flexenpasses. Vor der überkippten Zone am Südrand der Lechtaldecke schließlich stellt sich auch in diesem Abschnitt eine hier bereits innerhalb der Permoskythbasis gelegene doppelte Längsantiklinale ein (Nesselalm-Antiklinale).

Jenseits der jüngeren NW-SE-ziehenden Schrägstörung von Kaisers, an der der Westteil der Lechtaldecke hoch über den Ostteil gegen Nordosten hin aufgeschuppt und überfaltet worden ist (Abb. 63), folgt ein wild verfaltetes, eng gepreßtes und geschupptes, vorwiegend gegen Norden verschlepptes, aber auch schöne Querfaltung aufweisendes Faltensystem (Abb. 45), dessen Hauptelemente bis zu ihrem Untertauchen unter die Inntaldecke östlich des Parseiertales anhalten. Südrandnahe wird dieser Abschnitt von der eigenartig geformten Almajurmulde durchzogen, die im Süden stets durch die dort stark überkippte Triasfolge überfaltet und bei Durchscherung kräftig überschoben wird, während der Nordrand des Muldeninhaltes im Westen steil gegen Norden aufgeschleppt, im Osten aber durch südvergente Bewegung überschoben ist, so daß dort im Abschnitt Schwarzlochkopf/Eisenspitze NE Flirsch der Typus der zugeschobenen Beutelmulde realisiert ist (Abb. 46), deren Name ja an der Typlokalität (C. W. KOCKEL & V. JACOBSHAGEN, 1960, S. 104) zu Unrecht aufgestellt worden war (A. TOLLMANN, 1970 c, S. 95 ff.) – Abb. 152 in Band 1 dieser Monographie.

Den Südrandabschluß der Lechtaldecke bildet die hier ebenfalls überstürzte Serie Landecker Quarzphyllit-Phyllitgneiszone, die den kristallinen oberostalpinen Sockel darstellt. Durch die zentralalpine Thialspitz-Permotrias sowie durch eine stark beanspruchte Bewegungsfläche getrennt, schließt im Süden das mittelostalpine Silvrettakristallin an.

Im einzelnen sei zu dieser Übersicht folgendes vermerkt. Der Nordrahmen der großen Kreideschüssel der Lechtaler Hauptmulde zeigt von Westen gegen Osten

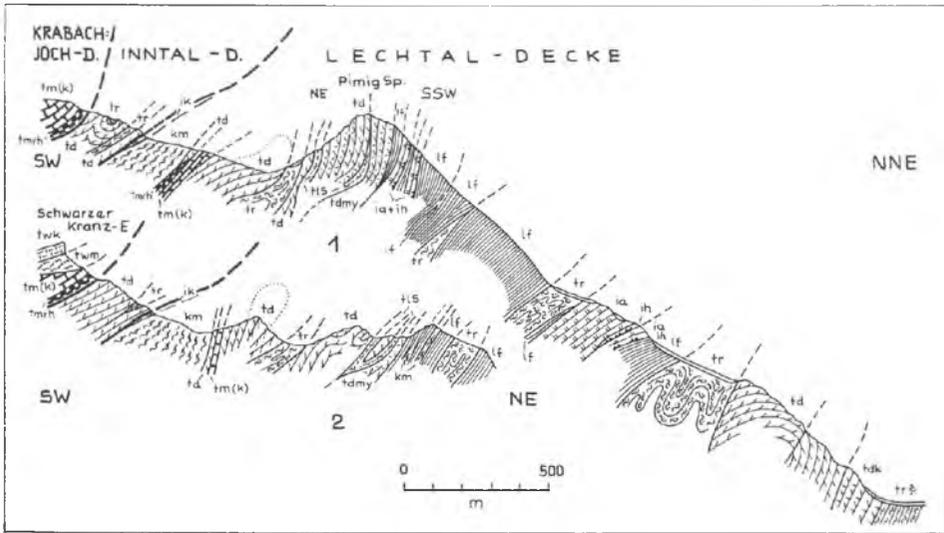


Abb. 44: Das Profil durch die Pimigspitze nördlich der Krabachjoch-Deckscholle nach K. KOCH (1966, Taf. 5) soll die enorme tektonische Beanspruchung der Lechtaldecke unter den höheren tektonischen Einheiten zeigen. Deckennamen und Hauptüberschiebungsbahnen ergänzt.

zunehmende Komplikation. In der Wösterspitzgruppe, 4 km östlich von Lech, fährt zunächst unter Verlust der Mitteltrias eine Obertriasplatte als Fortsetzung der Braunarlspitz-Schuppe nordvergent über die davorliegende Kreide-Jura-Serie der tieferen bis hier herüber reichenden Allgäuer Hauptkamm-Schuppe, wobei diese unterlagernde Jungschichtserie im Bereich der Wösteralpe bereits eine erste kräftige nordvergente Faltung zeigt. Die Obertrias der Wösterspitzgruppe fällt gegen Süden unter Vermittlung des hier herrschenden roten Cephalopoden-Schwellenjurakalkes (K. KOCH & W. STEN- GEL-R., 1959, Taf. 1) noch normal unter die Kreideschichten der Lechtaler Hauptmulde im Süden ein. Als Fortsetzung dieser Schuppenfläche gegen Osten können wohl mit Recht die von K. KOCH (1966, Taf. 6) verzeichneten karnisch-norischen Späne innerhalb der Jungschichtenmasse östlich des Bockbachtals gewertet werden, so daß die Schuppen- basis dann zum Lärchspitz-Pimigspitzzug hinüberleitet.

Letzterer bildet eine vorwiegend aus Hauptdolomit und Rhät sowie Spuren von Karn und älterer Trias bestehende, langgestreckte Scholle, die zwischen Kreideschiefern im Süden und Kreide oder Jura im Norden in der höheren Region des Nordgehänges zum Lechtal erscheint. Dieser Lärchspitz-Pimigspitzzug war von O. AMPFERER (1932 a, S. 72) als eingewickelter Teil der Inntaldecke betrachtet worden, in der gleichen Arbeit (S. 104) aber andererseits mit der Schubmasse der Wösterspitz, also Lechtaldecke, parallelisiert worden. Die letztgenannte Parallelisierung führt auch E. SPENGLER (1951 b, S. 194) durch, wodurch letzten Endes abermals eine Bindung an den Sockel und nicht an die Krabachmasse gegeben ist, da die Verlängerung der zusammen- hängenden Inntaldecke durch SPENGLER in der genannten Arbeit bis hierher und weiter zum Rhätikon heute mit einer Reihe von Argumenten widerlegt ist. Die Deutung des

Lärchspitz-Pimigspitzzug ist aber auch tatsächlich sehr schwierig. Die Innenstruktur zeigt extreme Verwalzung und Zerspleißung, wie in den Profilen Abb. 44 nach K. KOCH (1966) dargestellt. Die eigene Prüfung der Verhältnisse hat gezeigt, daß der Lärchspitzzug in seiner Position ein genaues Gegenstück zu der Hauptdolomit-Schuppe über der Kreide der Westseite des Bockbachtals darstellt, wodurch er aller Wahrscheinlichkeit nach die Fortsetzung der Wösterspitz-Schuppe und nicht eine eingewickelte Deckscholle repräsentiert: Die Hauptdolomit-Plattenkalk-Masse der Lärchspitz-Scholle taucht gegen Süden hin unter die dort angepreßten Kreideschiefer steil ein, wird abgequetscht, setzt sich in Spänen von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten am Osthang des Bockbachtals fort, wobei letztere Spurschollen in der Kreide und nicht Deckschollen darüber darstellen. Andererseits sieht man die Obertriasplatte der von Westen kommenden Wösterspitzschuppe noch im Hintergrund des Bockbachtals zu einem langen stielförmigen Span zwischen den Kreideschiefern auskeilen, so daß dieses rapide Ausdünnen der Schuppe gegen hinten hin unter der Last der von Süden überfahrenden Inntal-Krabachjoch-Decke ganz in der gleichen Art vonstatten ging wie das Ausquetschen des Hinterabschnittes der nächsttieferen, zuvor beschriebenen Wandflussschuppe.

Die Schrägzone von Kaisers. Vom Westen der Pimigspitze an setzt gegen SE hin die von O. AMPFERER (1932 a, S. 71 ff.) als „Querstruktur vom Kaisertal“ bezeichnete Schrägschuppungs- und -faltungszone ein, die über das obere Kaisertal in Richtung Pettneu im Stanzertal am Südrand der Kalkalpen zielt. Diese jüngere Querstruktur stellt keine Blattverschiebung dar, wie E. SPENGLER (1951 b, S. 193 f.) und M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955, S. 65 und Abb. 8) angenommen haben, sondern ist Wirkungszone einer Reihe von schrägen Aufschuppungs-Flächen beträchtlicher Förderweite im Sinne von R. HUCKRIEDE (1958, S. 382). Im Norden dieser großen Querschuppungs-Zone erscheint als tiefstes sekundär-tektonisches Element die Einwicklung der Griesaltalerspitz-Deckscholle SW Kaisers (Abb. 155 in Band 1 dieser Monographie), darüber die Holzrinner-Schuppe und hangend davon eine Reihe weiterer NE drängender höherer Elemente (R. FELLERER, 1966, S. 853). Am Ausmaß der Versenkung der Griesaltalerspitz-Deckscholle (Abb. 63) gegenüber der tektonisch gleichwertigen Basisscholle der Krabachjoch-Deckscholle, die dem Inntaldeckenstockwerk angehört, erkennt man den 500 m noch überschreitenden Betrag der Herauspressung des Westens gegenüber dem Osten. Das Hauptelement weiter im Süden aber, an dem man sehr deutlich die schräge Überwältigung der von Osten hereinstreichenden zahlreichen Längselemente erkennt, ist die Grieskopfschuppe, M. RICHTER (1955, S. 382), südlich vom oberen Kaisertal – vgl. Taf. 1. Diese intern weiter untergliederte Schuppe reicht mit dem Muschelkalk ihres tieferen Anteiles (Kaisertal-Schuppe) an der Hauptüberschiebungsbahn gegenüber der dort nur Raibler Schichten anzeigenden Karte von O. AMPFERER (1932) – noch weit entlang des oberen Kaisertales gegen Osten, ist im Profil nördlich der Kridlonspitze noch vorhanden (R. HUCKRIEDE, 1958, Taf. 5, Prof. G), so daß nach diesem Autor auch noch die Muschelkalk-Scholle beim Hinterseejochl 3 km NNW Schnann als ausgepreßtes Element gegenüber der bisherigen Deutung als Deckscholle eines höheren Deckenstockwerkes (Krabachjochdecke bei M. RICHTER, 1930, S. 53, und O. AMPFERER, 1932, S. 78) anzusehen wäre. Nach eigenen Beobachtungen ist dieser Deutung beizustimmen, da die Mitteltrias der Scholle im großen gesehen allenthalben gegen Süden abtaucht und die schollenförmige Isolierung

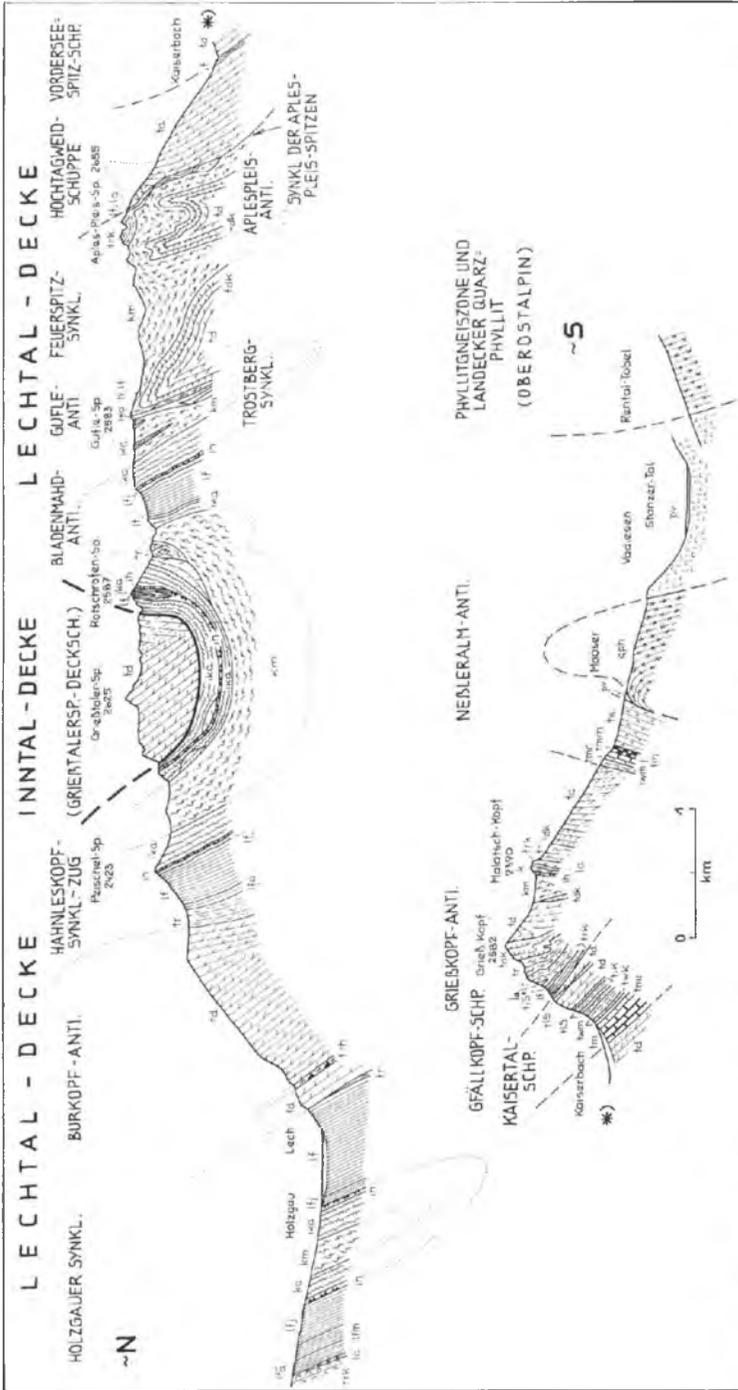


Abb. 45: Profil durch die Lechtaler Alpen im Meridian der Griebtaler Spitze nach R. HUCKRIEDE & V. JACOBHAGEN (1958, Taf. 5, Prof. G-H). Im Abschnitt der Griebtaler Spitze abgeändert und die im Osten sichtbare Unterlage aus Jungschichten nach A. TOLLMANN (1971 a, Abb. 46) eingezeichnet. Großtektonische Bezeichnungen ergänzt.

durch Querverschiebungen bewirkt wird, die z. B. den im Westen der Scholle gelegenen Hauptdolomit nach Norden vorversetzt hat. Im südlichen Abschnitt der Schrägzone ist ein NW-Einschwenken der nordvergent aufgeschuppten Kreideschiefer der von Osten herankommenden Almajurmulde zu erkennen.

Der Südteil der Lechtaldecke zwischen der Schrägstruktur von Kaisers im Westen und der östlich des Parseiertales auflagernden Inntaldecke im Osten zeigt in der Wetterspitz-Parseierspitz-Gruppe einen intensiven und engen Faltenbau mit steilstehenden, durch den Hochgebirgscharakter im Landschaftsbild prächtig verfolg-  
baren Mulden und antiklinalen Zügen, großartig z. B. in der Freispitz-Mulde westlich des Parseiertales oder in der Parseierspitze selbst erschlossen. Folgende Haupt-  
elemente gliedern diesen Raum, durch den die Profile von O. AMPFERER (1911, Taf. 33) bis zu R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN (1958, Taf. 5, Prof. G-H – bei Richtigstellung der Griesstalerspitz-Deckscholle) Auskunft geben – vgl. Abb. 45. Im Norden ist die Tajakopf-Synklinale eine Deckenmulde, die im Westen die Griesstalerspitz-  
scholle, im Osten die Ruitelspitz-Halbklippe der Inntaldecke als falsche Muldenkerne enthält. Eine über den Rücken zwischen Sulzeltal und Griesßtal verlaufende jüngere  
Queraufwölbungszone hat hier eine NS-streichende Scheitelzone des Achsen-  
gefälles bewirkt, so daß das Muldenjüngste hier nur Aptychenschichten, weiter gegen  
Osten und Westen in zunehmendem Maß Kreideschiefer und schließlich dann im Kern  
noch Inntaldeckenschollen enthält.

Auf die durch Hauptdolomit und Kössener Aufpressungen im Kern gekennzeichnete südlich anschließende Blahdenmahd-Antiklinale (vgl. Taf. 1) folgt als nächstes Hauptelement im Ostteil die mächtigen Hauptdolomit fördernde Saxercalm-  
schuppe, aus deren (in einen Antiklinalkern übergehenden) Ostteil die Jungschicht-  
hülle unter der Last der Inntaldecke in die schöne und berühmte Rollfalte von  
Madau östlich oberhalb des gleichnamigen Ortes abgewalzt worden ist (O. AMPFERER,  
1932, Kt.; 1932 a, S. 95 ff., Abb. S. 96) – Taf. 6, Fig. 9. Obgleich D. BANNERT (1970,  
S. 91) im Zusammenhang mit seinem autochthonen Konzept die Rollfalte ablehnt, und  
an Stelle deren einen südvergenten Sattel annimmt, zeigt seine eigene schöne Profil-  
serie auf Taf. 8, S. 93, in ganz eindeutiger und undiskutabler Weise den nordtauchen-  
den Falten-schluß im Hanganschnitt im Prof. g, so daß umgekehrt orientierte Konstruk-  
tionen auf Grund von Verfaltungen im gepreßten Fleckenmergelkern in Rinne 2 dem-  
gegenüber zurückstehen müssen. Es ist für diese Frage nicht mehr von Belang, ob außer-  
halb des entscheidenden Überschiebungsbereiches, etwa weiter im Süden, in den ja  
vier- bis fünfphasig beanspruchten Lechtaler Alpen Südvergenzen abgelesen werden  
können, wie sie etwa von D. BANNERT von der Greitjochspitze angegeben werden.  
Auf die Vielphasigkeit der tektonischen Formung im südlichen Teil der Lechtaler  
Alpen wurde ja mehrfach hingewiesen, so jüngst auch vom Verfasser (1972 a, S. 130,  
Abb. 4).

Südlich der genannten Elemente zieht als Hauptstruktur das Freispitz-Syn-  
klinorium dahin (Abb. 46). Es besteht aus einer mächtigen, muldenförmig gebauten  
Hauptdolomitbasis, die im Norden im Saxerspitzzug, im Süden im Griesßspitzzug auf-  
taucht und im Inneren eine besonders in der Freispitzgruppe selbst intensiv weiter  
verfaltete Rhät-Jura-Muldenfüllung enthält. Großartig ist der Blick von der Memmin-  
ger Hütte gegen Westen auf die steilen, durch die roten, seiger stehenden Radiolarit-

platten als Leithorizont in der Landschaft markierten, eng gepreßten Faltelemente. Der Jungschichteninhalt dieses Synklinoriums besteht nicht aus durchlaufenden Teilfalten, sondern einem sich im Streichen aufgabelnden und ablösendem System verschiedener Faltenzweige (Taf. 1). Im Westen erreicht dieser Muldenzug mit dem Nordast der Trostbergmulde, R. HUCKRIEDE (1958, S. 381), das Kaisertal, während ein südlicher Ast in eine hier ansetzende Schuppe am Nordgipfel der Guflespitze einläuft (E. SPENGLER, 1953, S. 22).

Die Abschuppung des Saxerspitze-Hauptdolomites des Nordflügels des Freispitz-Synklinoriums über die davorliegende Kreide der Sonnengampfenmulde gegen Norden sowie die tiefe, im Abschnitt der Ansbacher Hütte 2 km nördlich Flirsch südvergente Rückschuppung der Hauptdolomitmasse des Südflügels des Freispitz-Synklinoriums über die Kreide der Almajurmulde – vgl. Abb. 46 und Taf. 1 – hat O. AMPFERER (1932 a, S. 99) im Verein mit dem scheinbaren Zusammenhang dieser Hauptdolomitmasse des Synklinoriums über die Griebelspitze der Inntaldecke östlich der Memminger Hütte veranlaßt, in dem Freispitz-Synklinorium einen südlichen Sporn der Inntaldecke zu sehen. Diese Auffassung wird aber durch den Zusammenhang des Saxerspitze-Hauptdolomituzuges mit den Jungschichten der Lechtaldecke und dem Untertauchen dieses Muldenkernes im Osten im Bereich der Memminger Hütte-Oberlahmspitze unter die Inntaldecke widerlegt. Auch die Deutung von E. SPENGLER (1951 b, S. 190 ff. und Abb. 1), der die Zugehörigkeit der Freispitzmulde zur Lechtaldecke auf Grund obiger Argumente gesehen hatte und die Inntaldecke auf Grund eines vermeintlichen Zusammenhanges zum Hauptdolomituzug Griebelspitze-Stierkopf der Lechtaldecke (l. c., Prof. 3) im normalen und zusammenhängenden Südschenkel der Freispitzmulde wurzeln lassen wollte, ist unrealistisch, da man unter gar keinen Umständen aus einem normalen stratigraphischen Verband die im Profil sichtbare, 12 km weite Überschiebung bis zum Ruitelspitz-Nordrand ableiten kann. Wir müssen deshalb das Freispitz-Synklinorium als Bestandteil der Lechtaldecke betrachten, die Grenze zur Inntaldecke verläuft im Raum östlich der Memminger Hütte, wie S. 176 ausgeführt.

Interessant ist ferner die Form der südlichen Hauptmulde, der Almajurmulde (Abb. 46), die mit ihrer Kreideschieferfüllung letztlich einen Südost-Ast in Fortsetzung der Lechtaler Hauptmulde östlich der Kaisertaler Schrägstörung bildet, SE der Ansbacher

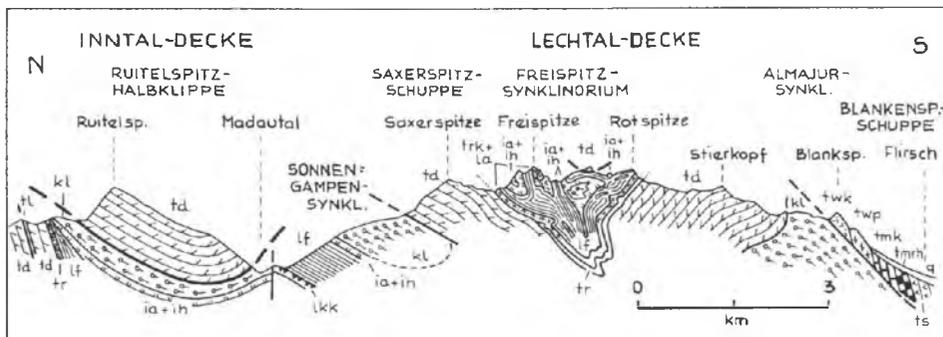


Abb. 46: Übersichtsprofil durch die Freispitzgruppe nach E. SPENGLER (1951 b, Abb. 1, Fig. 2). Deutung abgeändert, tektonische Bezeichnung ergänzt.

Hütte einen südlichen Ausläufer in Form der *Dawin-Synklinale* entsendet und mit ihrem nördlichen Hauptast eine südvergent zugeschobene Halbmulde nördlich der Parseierspitze ins Lochbachtal hinüberschiebt (A. TOLLMANN, 1972 a, S. 130). Im Lochbachtal und in der östlich im Streichen anschließenden Tiefenzone wird der kretazische Muldeninhalt auf weiten Strecken sowohl im Norden als auch im Süden durch Aufschuppungsflächen von den älteren Gesteinen der Muldenflügel abgetrennt. Im Westteil der Almajurmulde ist hier die Kreide westlich der Ansbacher Hütte im Norden über den Rahmen hinausgepreßt, während sich gegen Osten hin nach einer seiger stehenden Zone das Verhältnis umkehrt und z. B. im Griesßmuttekopf-Profil 4 km NE Flirsch die Mulde südvergent vom Norden her zugeschoben wird (M. RICHTER, 1955, S. 66, Abb. 9; A. TOLLMANN, 1972 a, Abb. 4, S. 130) – Abb. 152 und 30 in Band 1 dieser Monographie. Der Südrahmen aber ist generell nordvergent mit seigerer oder überkippter Schichtfolge unter verschieden starkem tektonisch bedingtem Ausfall von Jura und Triasgliedern dem Muldeninhalt aufgeschoben, so daß im Extremfall bei der Ansbacher Hütte sogar Wettersteinkalk die Kreide überschiebt. Dergestalt kommt es im Abschnitt Griesßmuttekopf 3 km östlich der Ansbacher Hütte und ebenso in der südlich der Hauptmulde gegen Osten hin abzweigenden Dawinmulde (J. WESTRUP, 1970, S. 92, Abb. 16) zu einem beidseitig gegeneinander gerichteten Zuschub des Muldenkernes durch die abgescherten Muldenflügel, so daß hier das Musterbeispiel einer beidseits zugeschobenen Beutelmulde im Sinne von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 104) vorliegt.

Die Zone am *Kalkalpensüdrand* südlich der Almajurmulde bis zu den die normale Basis bildenden Landecker Quarzphylliten (Abb. 66) liegt auf der ganzen Strecke steil verkehrt und dreht erst wieder von der durch ihre triadisch-jurassischen Grobbrekzien und Olistolith-Formation berühmten Eisenspitze NE Flirsch (R. HUCKRIEDE, 1959; vgl. auch S. 295 in Band 2) allmählich auf steile normale Lagerung um. Der rasche Übergang von der Steilstellung zur Flachlagerung im Norden wird im folgenden Profilstreifen der so imposanten Parseierspitze deutlich, wo die Struktur durch die dem mächtigen Allgäuschichtsockel im Kamm und Gipfelniveau auflagernde Zinnenreihe aus Radiolarit und Aptychenkalk so auffällig nachgezeichnet wird (Taf. bei S. 99, O. AMPFERER, 1932 a) – vgl. Abb. 30 in Band 1 dieser Monographie.

Die jüngste Beschreibung des Abschnittes der Lechtaldecke südlich des Inntaldeckenrandes im Streifen von der *Parseierspitzgruppe* nach Osten bis *Starkenbach* am Inn und jenseits im schmalen Randstreifen im Bereich des Inntales bei Imsterau gab J. WESTRUP, 1970. Es läßt sich zunächst die *Jungschichtenzone* in Fortsetzung der Almajurmulde nach Osten unter allmählichem Achsenanstieg weiter verfolgen: Nördlich der Parseierspitze kommen unter der Kreide gegen Osten hin durch den Achsenanstieg ältere Gesteine als Kern der unsymmetrischen Mulde, die hier auch als *Patrolmulde* bezeichnet wird, empor. Im Abschnitt nördlich vom Plankenhorn und im Gebiet östlich der Silberspitze ist der Muldeninhalt intensiv gefaltet (J. WESTRUP, 1970, Taf. 2, Prof. 4–7), dann aber westlich von Starkenbach wiederum tektonisch vollkommen unterdrückt, während er südlich des Inn zwar geringmächtig, aber doch mit Rhät bis Aptychenschichten vertreten ist (Abb. 66).

Der kalkalpine streifenförmige Abschnitt südlich dieser gut verfolgbaren, abschnittsweise als Synklinorium gebauten Muldenstruktur ist im Westen bei der Abspaltung der

Dawinmulde westlich der Eisenspitze kompliziert gestaltet, da hier eine steile nord- und südvergente, abwechselnd gegeneinander gerichtete Pressungstektonik Beutelmulden erzeugte, wie zuvor erwähnt. Die *Parseierspitze* selbst bildet ein flaches Gewölbe zwischen den beiden Teilmulden. Gegen Süden und Osten hin durchziehen steile südvergente Aufschuppungsflächen das vorwiegend aus Hauptdolomit bestehende Gebiet. Ganz im Süden aber treten in Analogie zu der steil nordvergent aufgefahrenen *Blankenspitze-Schuppe*, die den verkehrt liegenden Südflügel des Westteiles der *Almajurmulde* darstellt, auch steile nordvergente Aufschuppungen der Kalkalpenbasis-Glieder, *Alpiner Verrucano* und *Buntsandstein*, in der *Wildbad-scholle* bei Grins auf. Auch der schmale, aus *Trias-Jura-Schichtgliedern* bestehende Streifen der *Lechtaldecke* südlich oberhalb vom Inn bei Imsterau ist noch intern geschuppt. Die *Landecker Quarzphyllitzone* als primäre Basis der Kalkalpen stößt hier trotzdem diskordant gegenüber den permomesozoischen Gesteinen ab, stellenweise noch tektonische Linsen von *Alpinem Verrucano* in Grenznähe führend. In diesem Raum ist die Südgrenze der Kalkalpen überkippt gelagert. Einen Überblick über den Aufbau dieses Abschnittes geben die Darstellungen von O. SCHMIDEGG (1959, Taf. 9) und die detailliertere Profilserie von J. WESTRUP (1970, S. 57).

### 3 b) Der Überschiebungsrand der Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen zwischen Biberkopf bei Lechleiten und Reutte

Die große Überschiebung der Lechtaldecke über der Allgäudecke in den Allgäuer Alpen hat als erster A. ROTHPLETZ (1902, S. 46) erkannt. Durch die Kartierung von O. AMPFERER (1914) ist sie auf weite Strecken hin im Detail festgehalten worden. Die seit M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955), C. W. KOCKEL (1956) und V. JACOBSHAGEN (ab 1958) erneut auftauchenden Vorstellungen autochthonen Baues wurden durch die Revision aller entlang dieser Linie angezweifelten Teilstücke durch den Verfasser (1970 b, 1971 a, etc.) mit neuen Beobachtungen und Argumenten entkräftet. Die polemische Antwort von V. JACOBSHAGEN (1975) enthält keine nennenswerten neuen Beobachtungen.

Schreiten wir mit unserem Überblick vom *Biberkopf* im Südwesten beginnend gegen Nordosten fort. Hier gibt die Darstellung von B. HÜCKEL et al. (1960, S. 102 f. und Taf. 4) guten Überblick. Die *Lechtaldecke* ist unter tektonischer Abscherung der basalen Schichtglieder an einer markanten und eindrucksvollen Schubfläche mit Hauptdolomit über die aus *Fleckenmergel* bestehenden *Allgäuschichten* der *Allgäudecke* überschoben. Die flache Überschiebung wird durch eine Reihe von eindrucksvollen *Halbklippen* und *Halbfenstern* belegt, durch die im Abschnitt bis zum *Hornbachtal* zunächst Überschiebungsweiten bis zu 2,5 km ablesbar sind. Hierher gehören die *Halbklippe* der *Rotgundspitze* NW vom *Hohen Licht*, die *Trettach-Halbklippe* nördlich der *Mädelegabel* und die jenseits des *Sperrbach-Halbfensters* vorspringende *Krottenspitze-Halbklippe* sowie kleinere davorliegende Hauptdolomit-Deckschollen (*Märzle-*, *Kreuzeck-Deckscholle*) – Lage und Bezeichnung bei A. TOLLMANN (1970 d, Taf. 3 und S. 121). Der Ausstrich dieser großen Deckenbahn mit dem Dolomit der *Lechtaldecke* über den dunklen Schiefern der *Allgäudecke* gehört mit zu

den eindrucksvollsten Bildern von kalkalpiner Deckentektonik – vgl. Abb. 8 und 129 in Band 1 dieser Monographie.

Die überfahrene Jungschichtengruppe der Allgäudecke wird durch langhinstreichende nordvergent überkippte WSW-ENE-gerichtete Faltenzüge gekennzeichnet. Unter dem stärker zurückspringenden jetzigen Stirnrand der Lechtaldecke SW vom Biberkopf verschwinden die südlicheren Faltenzüge bis zur Teschenberg-Antiklinale unter der höheren Einheit. Erst die Schwarzmilzmulde begleitet von Lechleiten weg bis ins obere Hornbachtal in der gesamten Länge den episodischen Stirnrand der Lechtaldecke, durch die erwähnten Halbklippen lokal überlagert.

Der Allgäuer Hauptkamm aber und sein Abfall gegen das Lechtal zu wird im betrachteten Abschnitt durch die in sich kräftig und gegenüber dem Untergrund disharmonisch gefaltete Lechtaldecke gebildet, deren Faltenwurf beim weiteren Vorschub zerschuppt und zerrissen worden ist, so daß heute mehrere, sich im Streichen ablösende Schuppen vorliegen: Die Allgäuer Hauptkammschuppe bildet im Hauptdolomitzug Biberkopf-Hohes Licht-Krottenkopf bis zum Karles-Halbfenster im oberen Hornbachtal die vorderste, aus einer überkippten Antiklinale hervorgegangene Schuppe. Südlich vom Hohen Licht schaltet sich die vielfach gestörte Hochalp-Synklinale mit einer Rhät- und Lias-Fleckenmergel-Füllung ein, in deren Zentrum noch die bekanntlich westlichste Gosau der Kalkalpen im Bereich vom Hohen Licht erhalten geblieben ist – vgl. S. 423 in Band 2 dieser Monographie. Von Süden her fährt die Ellbogener Schuppe mit Hauptdolomit darüber auf. Zwar nicht ihre genaue Fortsetzung, aber ihr Äquivalent gegen Osten ist die Ramstall-Schuppe, die ab dem Karles-Halbfenster nach schrägem Abschneiden der Allgäuer Hauptkammschuppe den Südrahmen des Hornbachfensters bildet, ebenfalls als liegende Falte angelegt, berücksichtigt man den (allerdings nicht in der bei V. JACOBSHAGEN, 1961, Beil. 1, gezeichneten Form vorhandenen) Verkehrtchenkel im Hauptdolomit. Überblick über die Struktur gibt die Profiltaf. 5 bei B. HÜCKEL et al. (1960). Auf Abb. 129 in Band 1 dieser Monographie ist die schön aufgeschlossene Randzone der Trettach-Halbklinge nach den genannten Autoren wiedergegeben, deren Strukturtypus mit seiner potenzierten Faltung wir noch bei der Erklärung der Verhältnisse in der tektonisch in gleicher Grundposition liegenden Region Luitpoldzone-Bärgündele nördlich der Hochvogelgruppe vergleichend heranziehen werden. In diesem Profil über die Mädelegabel erkennt man die flache Überschiebung einer intern schon zuvor gefalteten Platte der Lechtaldecke über einen flach gegen Norden überschlagenen Faltenbau in den Jungschichten der Unterlage, der bei der Überschiebung einen tektonischen Hangendzuschnitt erfahren hat, so daß die Überschiebung ganz im Süden auf eine umfangreiche Verkehrtserie erfolgt ist. Durch sekundäre Verfaltung wurde dann die Grenzfläche noch großwellig verformt.

Vom Hornbachtal an gegen NE beginnt die starke, erosive, tiefgreifende Zerlapung des temporären Stirnrandes der Lechtaldecke. Im Hornbach-Halbfenster betreten wir klassischen Boden kalkalpiner Deckenstrukturforschung. Im gleichen Jahr haben O. AMPFERER (1911, S. 551) und C. HANJEL (1911, S. 21) die Halbfensterstruktur im Hornbachtal erkannt, wo in der Taltiefe mächtige Allgäuschichten der Allgäudecke mit einem Obertriaskern bei Drähütten und westlich von Vorderhornbach hinziehen, in den steilen Talflanken beiderseits durch den Hauptdolomit der Lechtaldecke überschoben, der im Süden der Hornbachkette, im Norden der Hochvogel-

scholle angehört – Taf. 1; Taf. 6, Fig. 9. Hinzu kommt, daß auch noch in den höheren Erhebungen des Talbereiches Deckschollenklippen als Zeugen der einst generellen Hauptdolomitüberlagerung erhalten sind, so im Westen im Wasserscheiden-Kammgebiet die Märzle-, Kreuzeck- und die schöne Jochspitz-Klippe, im Zwischenriegel zum nördlichen Seitental, dem Jochbachtal, noch die große Kanzberg-Deckscholle. So könnte an der Halbfensteratur dieser lehrbuchmäßige schönen Struktur scheinbar kein Zweifel möglich sein.

Als aber seit K. BEURLEN (1944, S. 239 ff.) und E. KRAUS (1949, S. 31 ff.) die ersten ernststen Zweifel am Deckenbau der westlichen Kalkalpen laut wurden, untersuchte C. KOCKEL (1953, S. 345) nochmals das Hornbach-Halbfenster, dem ja durch die 23 km weit hinter dem Stirnrand der Lechtaldecke noch immer sichtbare tektonische Unterlage besondere Bedeutung für die Erkenntnis des Deckenbaues der Tiroler Kalkalpen zukommt. Als Ergebnis fand er noch sechs weitere neue, für Deckenbau sprechende Befunde, so daß er zusammenfassend feststellte: „Im Ganzen ist das Hornbachfenster, bisher schon eines der eindrucksvollsten seiner Art, jetzt noch überzeugender geworden.“ Bald darauf aber schob KOCKEL unter dem Eindruck eines angeblich normalen stratigraphischen Zusammenhangs von Allgäu- und Lechtaldecke am Nordrand der im Norden angrenzenden Hochvogelscholle, in der Luitpoldzone und im Bärgündefe (P. HAMANN & C. KOCKEL, 1957, S. 211 f.), alle, auch von ihm selbst beigebrachten, eindeutigen und unbestechlichen Deckenzeugnisse aus dem Hornbachtal beiseite und zweifelte nun die Fensternatur an. Sein Schüler V. JACOBSHAGEN (1961, S. 153) zeichnete anschließend nach Neuaufnahme des Gebietes das Hornbachtal als beidseitig konvergent zugeschobene Beutelmulde, die Hochvogelscholle der Lechtaldecke als extremen Pilz (Abb. 47). Die Vorstellung von der Deckennatur der bajuvarischen Schubmasse in den Allgäuer Alpen, aber auch in allen übrigen, weiter nördlich gelegenen Teilen, war dadurch und schon durch P. HAMANN und C. W. KOCKEL (1957, S. 212) als erledigt betrachtet worden.

Eine erneute Prüfung der Geländebefunde unter besonderer Berücksichtigung der kleintektonischen Daten aber brachte so eindeutige neue Beweise für Deckenbau, daß dieser Auffassung relativer Autochthonie keine lange Dauer beschieden war. Schon 1960 war B. ENGELS (S. 356) durch Feststellung einer generellen nordvergenten Faltenvergenz in den Allgäuschichten auf der Südseite unter der Hochvogelscholle gezwungen worden, auf eine „ununterbrochen anhaltende Relativbewegung des hangenden nach Norden zu schließen“. Regional ausgreifende Untersuchungen des Verfassers (1970 b, S. 83 ff.; 1970 d, S. 101; 1971 a, S. 276 ff., Abb. 1–17) haben schließlich den Deckenbau im Hornbachtal ebenso wie in den nördlicheren Abschnitten mit weiteren Argumenten bewiesen.

Die Feststellung des Deckenbaues beruht auf folgenden Beobachtungen: Die Vergenz unter der Südseite der Hochvogelmasse ist nicht – wie bei der Pilzfalten-theorie gefordert – gegen Süden gerichtet, sondern sowohl in den von Westen hereinstreichenden Großfaltenzonen überkippt nordvergent (Sperrbach-Antiklinale, Fürschießer-Mulde, Muttkopf-Antiklinale – vgl. auch Prof. 5, Beil. 3 bei V. JACOBSHAGEN, 1961) als auch in den Falten im Meterbereich – in zahlreichen nördlichen Seitenschluchten des Hornbach- und des Jochbachtals bestens aufgeschlossen – ebenso nordvergent. Die gegen Norden geneigten und überkippten Falten vom Typus der Schlepp-

falten sprechen eine eindeutige Sprache (Abb. 58–60 in Band 1 dieser Monographie). V. JACOBSHAGEN (1975, S. 199) betont nun in seiner jüngsten Stellungnahme, daß diese Nordvergenz der Schleppfalten im Lias der Unterlage der Lechtaldecke nur eine scheinbare sei, die man bei Annahme einer verkehrten Lagerung der Allgäuschichten in eine Südvergenz umdeuten könne. Diese verkehrte Lagerung existiert aber nicht. Auch V. JACOBSHAGEN selbst hat 1971, Profil 5 der Profiltafel, die bekannte aufrechte Lagerung der Allgäuschichten unter dem Südteil der Hochvogelmasse auf der Nordseite des Hornbachtals im Abschnitt Wilder-Höllhörner-Jochspitze gezeichnet – vgl. Abb. 24, Fig. 1.

Eine breite Zone der Unterlage ist bis unmittelbar an die Grenze der Überschiebung bis in das kleinste Gefüge in nordvergentem Sinne durchgeprägt. Die Vergenz unter der mitten im Talbereich liegenden Kanzberg-Deckscholle, nach der Pilzfaltenversion als noch fast mit der Hochvogelscholle im NW zusammenhängender Bestandteil als südvergent gedeutet, weist auf Grund der Schleppfalten ebenfalls eindeutig gegen Norden, wie besonders die Aufschlüsse gegen die Jochbachschlucht anzeigen.

Als zweiter Hauptfaktor ist das achsiale Abtauchen des Fensterinhaltes mit seinem im Osten in zwei Äste (Hägwald-Antiklinale, Hochkopf-Antiklinale) gegabelten Zügen gegen Osten unter den Hauptdolomitrahmen beweisend, und zwar an der bis in das Lechtal herabsteigenden Überschiebungsfläche sowie durch das östlich gerichtete Einfallen des Hauptdolomites östlich des Lechtalbodens erkennbar (C. KOCKEL, 1935, Beil. 1; A. TOLLMANN, 1971 a, S. 289, Abb. 8). Diese Gegebenheiten können nicht auf ein Ausheben des „Muldeninhaltes“ des Hornbachtals gegen Osten umgedeutet werden, auch nicht durch Annahme eines (hier über 1000 m Sprunghöhe erfordernden) Bruches bzw. Bruchsystems im Sinne von V. JACOBSHAGEN (1961, S. 195), da eine Struktur mit derartig gewaltigem Hebungsbetrag nicht vorhanden ist. Daß sich auch in diesem Abschnitt im Raum des Lechtals zahlreiche Schrägstörungen vorfinden (V. JACOBSHAGEN, 1975, S. 204), spricht nicht im geringsten gegen das Hornbach-Halbfenster. Die dort von V. JACOBSHAGEN (1975, Abb. 6) ferner zum Gegenbeweis wiedergegebenen Fallzeichen vom Ostrahmen des Halbfensters belegen hingegen einmal mehr – entgegen den Aussagen im dort beigefügten Text – das am NE-Rand nordöstlich, am Ostrand östlich und am SE-Rand südöstlich gerichtete Abtauchen des Gewölberahmens.

Wie man bei solch klaren und bestens überblickbaren tektonischen Verhältnissen wie im Raum des Hornbach-Halbfensters auch nach allen weiteren neueren, für die einheitliche nordvergente Überschiebung sprechenden Argumente bei der einmal gefaßten Meinung der relativen Autochthonie verharren kann (V. JACOBSHAGEN, 1975), bleibt unverständlich. Dies wird vielleicht nur dann begrifflich, wenn man berücksichtigt, daß eine Anerkennung des Hornbach-Halbfensters so weit hinter dem Vorderrand der Lechtaldecke allerdings zugleich auch auf eine Anerkennung des Deckenbaues dieses Kernstückes der westlichen Kalkalpen hinausliefere.

Daß die überlagernde Hauptdolomitmasse der Lechtaldecke beiderseits des Hornbachtals nicht einfach gebaut ist, sondern aus Schuppen und aus durchscherten Falten zusammengesetzt wird, ist bereits oben erwähnt worden. Bei solchen lokalen Faltenstrukturen kommen nördlich der Hochvogelmasse noch Plattenkalke bis an die Hauptüberschiebungsfächen heran. Im Hornbachtal erscheinen in Form von isolierten tektonischen



Spänen an der Überschiebungsfäche gelegentlich Obertriaskalk-Tektonite, die von derartigen Faltenstrukturen abgeschert oder aber auch durch die Lechtaldecke von weiter südlicheren Antiklinalkernen der Allgäudecke entnommen und als Schürflinge mittransportiert worden sind. Beweise für Autochthonie im Sinne von V. JACOBSHAGEN (1961, S. 186 f.) sind in solchen Schürflingen oder Spurschollen nicht zu sehen, die ja im Gegenteil gerade auf eine raumgreifende großzügige Bewegung hinweisen. Die Überschiebung der vorwiegend aus Hauptdolomit bestehenden Hochvogelmasse über den Jungschichten der Allgäudecke zeigt sich besonders klar in ihrem Ausheben gegen Westen, wo durch die innere Faltung an der Kreuzkopf-Antiklinale im Vorderteil und der daran im Süden anschließenden, Rhät führenden Balkenscharten-Mulde eine Steilschichtung der großen Hauptdolomitmasse zustande kam, die bei der Weiterbewegung der Decke in späterer Phase basal rigoros an der Überschiebungsfäche abgeschnitten worden war – vgl. Abb. 31 in Band 1 dieser Monographie, eines der eindrucksvollsten Bilder von Deckenbau in den Nördlichen Kalkalpen.

Eine besonders interessante, schwierig zu durchschauende Struktur an der Grenzfläche zwischen Allgäu- und Lechtaldecke ist am Nordrand der Hochvogelmasse gegeben, wo von Westen her zwei offensichtlich der Allgäudecke angehörige Jungschichtenzüge mit einer bis in den Aptychenkalk reichenden Serie gegen Osten halbfensterförmig verschieden weit in den Hauptdolomitkörper der Lechtaldecke vorspringen: Die ungleich größere südliche Zunge reicht im Luitpold-Halbfenster nördlich vom Wiedemerkopf fast bis zur Unteren Lichtalm, die nördliche Zunge ist in einer seichteren Bucht, dem sogenannten Bäründele-Halbfenster, dem Westzipfel der Sattelkopf-Halbklippe, einem der Hochvogel-Halbklippe parallelen, nördlicheren Vorsprung der Lechtaldecke, eingeschaltet (Taf. 1). Die Struktur ähnelt weitgehend der von der Trettach-Halbklippe nördlich der Mädelegabel zuvor beschriebenen Form, nur daß sie von stärker potenziert, sekundärer Faltung betroffen und daher etwas unübersichtlicher ist. Die Allgäudecke kommt vom Westen her mit der breiten verkehrten Serie des Schenkels zwischen südlicher Höfats-Mulde und Sulzwand-Antiklinale heran, die verkehrte Serie des ursprünglichen Faltenbaues wird durch die Lechtaldecke im Hangenden abgeschert und überfahren, so daß in der Allgäudecke zutiefst Aptychenschichten und gegen Hangend immer ältere Schichtglieder über tieferem Jura bis zum Rhät bei Annäherung an die Überschiebungsfäche herantreten. So ergibt sich eine scheinbar zusammenhängende Serie zwischen Decke (in der noch dazu durch liegende Großfaltenbildung lokal der Plattenkalk unter den Hauptdolomit gerät) und dem Untergrund, es kommt zur Bildung einer sogenannten Scheinserie, noch dazu einer verkehrten Scheinserie, die dann noch weiter verfault ist (A. TOLLMANN, 1972 b, S. 440, Abb. 6) – Abb. 48; vgl. ferner Abb. 78–80 in Band 1 dieser Monographie.

Trotz dieser Komplikation war auf Grund der regionalen Situation und den diskordanten Grenzen zwischen den Haupteinheiten der Deckenbau in der Zeit von

Abb. 47: Profil durch das Hornbachtal im Grenzgebiet zwischen Allgäu- und Lechtaldecke. Figur A zeigt die autochthone Deutung als Pilzfalten-Beutelmulden-Paar von V. JACOBSHAGEN (1968, Taf. 5, Fig. B), Fig. B die Deutung im Sinne des Deckenbaues durch Berücksichtigung der Faltenvergenz nach A. TOLLMANN (1973 b, Abb. 57). Die Fensteratur des Hornbachtal-Aufschlusses ist durch eine Unzahl von Beobachtungsmöglichkeiten im gut aufgeschlossenen Gelände absolut gesichert.

A. ROTHPLETZ (1905, Kt.) und O. AMPFERER (1911, Taf. 34) bis zu E. SPENGLER (1951 a, S. 334) und W. HEISSEL (1958, S. 107 ff.) erkannt worden. Im Zuge der Umdeutung der Deckenstrukturen durch deutsche Autoren in den letzten 15 Jahren setzte naturgemäß an einer derart für die Umdeutung prädestinierten Stelle die Kritik seit der Arbeit von P. HAMANN & C. KOCKEL (1957) besonders an und galten seitdem Luitpoldzone und Bärgündele als deckenwiderlegende, unzerstörte sedimentäre Verbindung der beiden Einheiten, zum Teil durch neuere Kartierungen deutscher Geologen, noch weiter unterbaut (D. RICHTER, 1958, Abb. 1, S. 522; 1968, S. 371; W. ZACHER, 1964, Kt.). Schon eine Revision der Verhältnisse des Raumes bei Kartierungsübungen des Geologischen Institutes 1969, besonders aber weitere eingehende Untersuchungen durch den Verfasser (1970 b, S. 88 ff.; 1970 d, S. 101; 1971 a, S. 291 ff.), sowie der ebenfalls

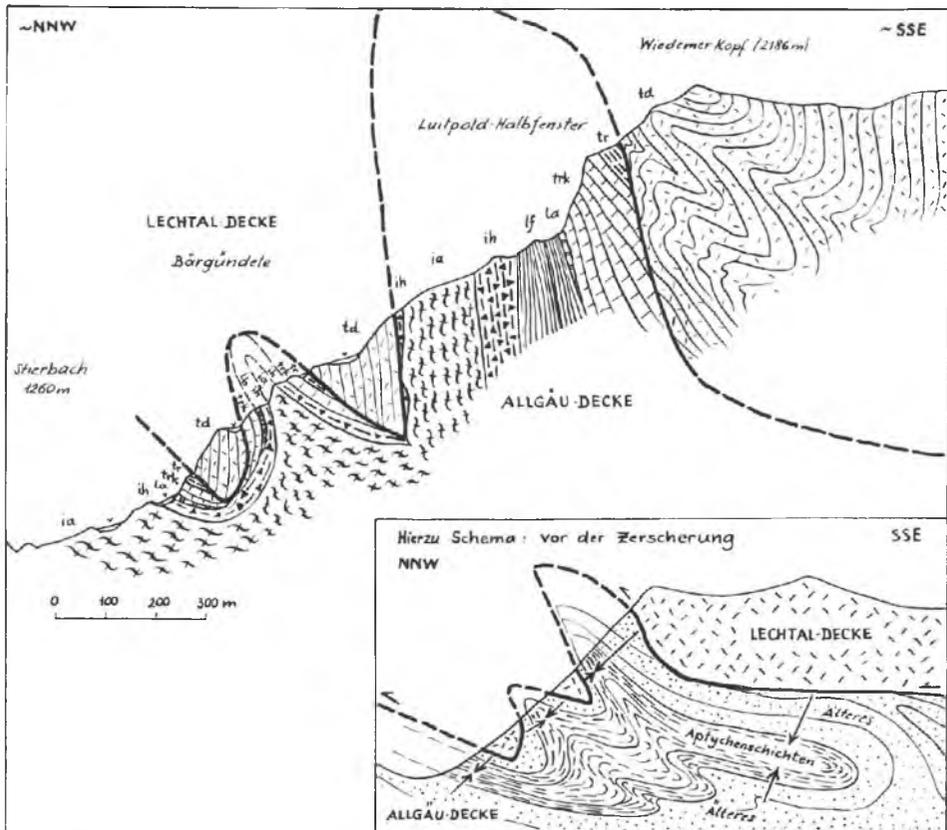


Abb. 48: Die tektonische Komplikation im Luitpold-Bärgündele-Profil nördlich der Hochvogelgruppe in den Allgäuer Alpen kommt durch das Aufeinandertreffen zweier abgescherter verkehrter Serien zustande, die sich lokal zu einer scheinbar durchlaufenden Serie vereinigen. Dieses Ensemble ist dazu noch sekundär potenziert weiterverfaltet. Das Schema zeigt die Entstehung dieser Struktur, die man nur beim seitlichen Verfolgen der Überschiebungsgrenzen und bei Berücksichtigung des Hornbachfensters verstehen kann. Aus A. TOLLMANN, 1973 b, Abb. 77.

durch zusätzliche Begehungen ergänzte Bericht der Kartierungsgruppe H. BERTLE et al. (1970, S. 8 f.) zeigten eine durchgehende tektonische Trennung zwischen den Großeinheiten. An den Stellen angeblichen Zusammenhanges, am Südrand des Luitpold-Halbfensters gegen den Wiedemerkopf hin und am Jubiläumsweg östlich vom Luitpoldhaus, sind eindeutige tektonische Zuschnitte zu sehen (Abb. 78 in Band 1) – Abb. 49. Aber auch im Sattel südlich des Glasfelderkopfes, wo lokal Gleichschichtung vorhanden ist, zeigt die Lokalbegehung Bewegungsfugen und die Übersicht (Abb. 80 in Band 1) ein Abschneiden des Faltenbaues im Hauptdolomit. Auch im Bärgündele weist der Hauptdolomit der Lechtaldecke – wo aufgeschlossen – durchgehende diskordante tektonische Grenzen zu den Jungschichten auf (vgl. Abb. 10–15 und 17 bei A. TOLLMANN, 1971 a). Entscheidend für das weiträumige Zusammentreffen von nur wenig altersunterschiedenen Schichtgliedern mit dem Hauptdolomit der Lechtaldecke aber ist die Tatsache der Verkehrtlagerung des Untergrundes über beide Halbfenster hinweg.

Diese Verkehrtlagerung der Halbfensterinhalte kommt eindeutig auch auf der Kartendarstellung von H. BERTLE et al. (1970, Taf. 1) zum Ausdruck, obgleich im Text auf Grund der aus dieser Karte unrichtig wiedergegebenen Profildarstellung, Prof. 2, Taf. 2, eine normale Lagerung am Ostende des Luitpold-Halbfensters nördlich der Oberen Lichtalm angenommen wird. Nach der ja reichlich mit Fallzeichen versehenen Karte von H. BERTLE et al. taucht dort der Oberrhätkalk des Fensterinhaltes klar unter die Kössener Schichten, diese sinken unter den Hauptdolomit ab, der als Kern der verkehrten Serie hier zufolge des schrägen SW-NE-gerichteten Verlaufes der nächstfolgenden Sulzwand-Antiklinale (vgl. Taf. 3 bei A. TOLLMANN, 1970 d) hier nochmals aufsteht. Im Hangenden des Hauptdolomitkernes des Fensterinhaltes folgt gerade noch ein winziger Rest der normal auflagernden Kössener Schichten (H. BERTLE et al., Taf. 1), die große Masse der Jungschichten darunter aber bildet die verkehrte Serie des Fensterinhaltes. Auch im Bärgündele widerspricht die dort gegebene Darstellung (Taf. 2, Fig. 6) der Jungschichten als Mulde einer aufrechten Serie mit gegen unten geschlossenem Aptychenschichtkern nicht den beobachtbaren Verhältnissen, wie die Karte der gleichen Arbeit zeigt, in der die Aptychenschichten sich am steilen Gchänge darunter gegen unten hin verbreitern, nicht schließen und damit zum integrierenden Bestandteil der verkehrten Serie werden.

Die nördlich des Luitpold-Halbfensters folgende **Sattelkopf-Halbklipe** zeigt im Zusammenhang mit ihrem Deckschollencharakter einen muldenförmigen Bau mit der in der Schichtung des Hauptdolomites zum Ausdruck kommenden Sattelkopfsynklinale (A. TOLLMANN, 1971 a, Abb. 17). Es ist durchaus zu erwarten, daß diese Mulde im Osten durch die Saldeiner Schrägstörung versetzt wird und in der Schwarzwasser-Synklinale fortsetzt. V. JACOBSHAGEN (1975, S. 202 f.) widersetzt sich intensiv dieser Deutung. Aus seiner eigenen Arbeit von 1970, Beil. 1, geht jedenfalls im Gegensatz zu seinen späteren (1975, S. 202) Ausführungen hervor, daß die Saldeiner Aufschiebung beim Auftreffen der Schwarzwasser-Synklinale noch nicht erloschen ist, sondern auf der linken Seite des Schwarzwasserbaches ein Stück weiterläuft; es geht vor allem aber aus den Faltenachsen-Eintragungen auf dieser Beilage hervor, daß man mit einem WNW-gerichteten Verlauf der in diesem Zusammenhang auch zu berücksichtigenden Faltenelemente im Bereich des Westendes der Schwarzwassermulde zu rechnen hat und nicht



Abb. 49: Ansicht der Luitpoldzone im Abschnitt des Luitpoldhauses am Nordrand der Hochvogelgruppe von Norden. Die Überschiebungsfläche zwischen dem wild verfalteten Hauptdolomit der Lechtaldecke der Fuchskarspitze im Bildhintergrund und der ruhiger, aber verkehrt lagernd dahinziehenden Oberrhätalkalkbank und den Juraschiefern der Allgäu-Decke im Vordergrund verläuft morphologisch gut markiert entlang der beim Luitpoldhaus durchziehenden Linie vor den Hauptdolomitschutthalden des Mittelgrundes.

mit einem Einschwenken gegen WSW. Für den Deckenbau dieses Gebietes ist die Frage, ob sich die Sattelkopfmulde in der Schwarzwassermulde fortsetzt oder nicht, allerdings durchaus belanglos.

In dieser Region kann man am Nordrand der Lechtaldecke durch die rasche Zunahme des Schichtumfanges an der Basis der Lechtaldecke wiederum wesentlich deutlicher als im oben besprochenen südlichen Nachbargebiet die Überschiebungsnatur der Kontakte erkennen: Bereits 2,5 km vom Bärgündele entfernt greift im Gebiet des Säubaches die Deckenbasis schon bis auf den Buntsandstein hinab, um sich aber weiter in ENE allmählich wiederum auf den Hauptdolomit empör zurückzuziehen. Man erkennt den ungleichmäßigen basalen Schrägzuschnitt im Streichen und quer dazu in dieser großen bajuvarischen Decke. Die Randzone der Lechtaldecke zeigt in diesem Abschnitt NE der Sattelkopf-Halbklippe zunächst im Roßkopf eine Lokalschuppe (W. BAUBERGER, 1963, Abb. 11, S. 31).

Gegen NE hin ist der Bereich entlang des Überschiebungsrandes im Raum Ussernalm-Strindenalm 3 km SE Tannheim und im Hahnenkammzug östlich oberhalb Nesselwängle durch das Auftreten eines wild zerrissenen Schollenteppichs vor der zusammenhängenden temporären Lechtaldeckenstirn von Interesse. Diese Region diente O. AMPFERER (1911, S. 538, 541 f.) als ein kalkalpines Musterbeispiel für den Typus

der tektonischen Moräne. Vor der aus Hauptdolomit bestehenden Masse Lailachspitze-Litnisschrofen liegt hier an der Front der Lechtaldecke ein schmaler, sicherlich nicht in normalem Verband stehender Muschelkalkzug – der Hauptdolomit des Litnisschrofen kommt mit noch wesentlich deutlicherer Diskordanz an den Muschelkalk heran, als auf Abb. 2 bei W. ZACHER, 1962, sichtbar. Das Terrain der tektonischen Moräne davor aber am Kamm zum Neunerkopf hinaus (Abb. 49 in Band 1 dieser Monographie) zeigt, daß der Schollenteppich, der im wesentlichen aus Muschelkalk, Reiflinger- und Wettersteinkalk sowie aus Hauptdolomitspänen besteht, in verschiedenen tiefe, nach Norden jeweils tiefer greifende Etagen der Jungschichten-Unterlage durch Einwicklung eingeschuppt ist (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 371 ff., Abb. 5 ff.). Die ebenfalls wild gemengten Schollenmassen im Gebiet der tektonischen Moräne des Hahnenkammes östlich von Reutte hingegen lagern dem Untergrund ohne Einwicklung auf. Besonders hier kann durch die tektonische Zweiteilung der Hahnenkamm-Deckscholle in der tieferen Schollenmasse der Hinterrand der im folgenden zu besprechenden, hier gegen Süden ausdünnenden und deshalb so sehr der tektonischen Zerreißung anheimfallenden Vilser-Stirnschuppe der Lechtaldecke gesehen werden.

### 3c) Der Körper der Lechtaldecke in den Lechtaler Alpen nördlich der Inntaldecken-Überschiebung

Der Bau dieses Abschnittes zeigt einfache Leitlinien (Taf. 1–2). 1. Im Raum südlich des Nesselwängle-Halbfensters fällt zunächst eine Antiklinal-Zone auf: Im Osten die Heiterwangersee-Antiklinale, die Wettersteinkalk emporbringt, im Westen die Lailach-Antiklinale mit Raibler Schichten im Kern, die gegen den Gaichtpaß hin in eine Schuppe übergeht. 2. Dann schließt im Süden das große, aus mächtigem Hauptdolomit aufgebaute Areal zwischen Hochvogel und Thaneller an. Nach seiner Lagerung zeigt dieser Abschnitt muldenförmigen Bau, der Kern der hier lang verfolgbaren Schwarzwasser-Synklinale verläuft auf weiten Strecken nur im Hauptdolomit. 3. Südlich des Hornbach-Deckensattels, der im Westteil das Hornbach-Halbfenster verursacht und östlich des Lech noch in der Antiklinale der Frauenspitze zu spüren ist, folgt schließlich 4. als das am weitesten verfolgbare Element, die bei nordvergenter Tektonik überkippte Holzgau-(Lermooser-)Synklinale, deren Jungschichtenfüllung im wesentlichen aus mächtigen Allgäuschichten, untergeordnet im Westen streckenweise noch aus Radiolarit, Aptychenkalk und Kreideschiefern besteht. Der Südrand der Jungschichtenmulde ist durch den nachdrängenden, aufschuppenden Hauptdolomit des Muldensüdflügels abschnittsweise überschoben (Burkopschuppe, C. HANIEL, 1911, S. 32), so im Burkopf nördlich von Steg (B. HÜCKEL et al., 1960, S. 101, Taf. 4) – wo allerdings nach diesen Autoren in der Holzgauer Mulde entgegen O. AMPFERER (1914, Kt.) keine Gosau bei Holzgau eingezeichnet und das Alter der Aufschuppung demnach nicht durch Einbeziehung des Senons eingengt werden kann –, ferner an der Lichtspitze SE Häselgehr und auch östlich von Bschlabs im Raum südlich Namlos, wo die Kössener Schichten unterdrückt werden. 5. Die Hauptdolomit-Zone südlich von dieser großen Holzgauer Mulde ist zur nordvergerten Burkopf-Antiklinale geformt, in deren Kern streckenweise Raibler Rauhwacke erscheint. 6. Mit der südlich folgenden Gramaiser Jungschichtenzone, die als Unter-

lage der Inntaldecke immer hart an deren Stirnrand gegen Osten weiter verfolgt werden kann und dort vor der Heiterwand eine Teilung in zwei, durch eine Antiklinale getrennte Teilmulden erfährt (J. KROLL, 1965, S. 39), gewinnen wir nach Westen hin Anschluß an die Tajakopf-Synklinale, mit der die Besprechung des südlichen Abschnittes der Lechtaldecke S. 121 begonnen worden ist.

Im Südost-Abschnitt des geschilderten Gebietes tritt im Hauptdolomitgürtel südlich der Holzgauer Mulde in der Loreakopf-Gruppe westlich vom Fernpaß eine starke interne Verfaltung auf, bei der als Hauptelement die Galtberg-Antiklinale im Norden, die Loreamulde in der Mitte und die offenbar die Ostfortsetzung der Burkopf-Antiklinale bildende Teges-Antiklinale im Süden hervorstechen. In dieser rund 6 km breiten, fast ausschließlich aus Hauptdolomit bestehenden Zone nördlich der Jungschichten am Fuß der Heiterwand ist in den überwiegend steil bis seiger oder auch (Gartnerwandstock WSW Lermoos) überkippt gelagerten, gut gebankten Regionen durch die Luftbildauswertung von J. BODECHTEL & R. SCHERREIKS (1967, S. 12 ff.) noch eine Reihe von Spezialfalten und vor allem ein enges Netz von diagonalen Blattverschiebungen erfaßt worden (vgl. Taf. 1), wie es ähnlich von der südlich anschließenden Heiterwand im Bereich der Inntaldecke von J. KROLL (1965) dargestellt worden ist. Über die offenbar bedeutende, aber zum Teil verdeckte, diagonale Blattverschiebung Blindsee-Ehrwald in der Fernpaß-Depressionszone hinweg sind die Strukturen des Loreasystems gegen Osten nicht zu verfolgen.

#### 4. Die Hochbajuvarischen Halbklippen und Deckschollen in den Vilser Alpen

Mit zwei großen Halbklippen, die im Osten noch mit dem Hauptkörper der Decke zusammenhängen und mit einer frei lagernden Deckscholle greift die Lechtaldecke im Allgäu bis zum Kalkalpenrand vor (Taf. 1). Von Süden nach Norden reihen sich folgende Hauptelemente aneinander (Abb. 86, 139, 160, 161 in Band 1 dieser Monographie): Jenseits des Nesselwängle-Halbfensters (O. AMPFERER, 1921, S. 124), das durch den Tannheimer Deckensattel (C. KOCKEL & M. RICHTER, 1931, S. 349) gegen Osten bis zum Urisee 2 km NE Reutte reicht, springt die Gehrenspitz-Halbklippe (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 95) weit gegen Westen vor (Taf. 1; Taf. 6, Fig. 8). Nördlich davor kommt im Benna-Deckensattelzug die Jungschichtenunterlage im schmalen, verschürften Schlitzhalbfenster vom Füssener Jöchl an die Oberfläche und trennt die nördlich davon liegende Einstein-Halbklippe (Brentenjoch-Halbklippe), also den Zug zwischen Alpsee und Einstein, ab (Abb. 50). Diese Einstein-Halbklippe ist im Westen mit deutlicher nordvergenter kleintektonischer Formung in der Schattwalder Deckenmulde den Jungschichten der Allgäudecke als falscher Kern eingelagert. Das nördlich anschließende Vilstal-Streifenfenster (C. KOCKEL & M. RICHTER, 1924, S. 88; jüngere Synonyme: Schwanseefenster, l. c., S. 87, bzw. Schwanseezone, W. ZACHER, 1964, S. 92, oder Fenster von Rehbach, M. RICHTER, 1970, S. 611) trennt schließlich wiederum durch das Auftreten der Jungschichten der Allgäudecke im Kern dieses Vilstal-Deckensattels (C. W. KOCKEL & M. RICHTER, 1931, S. 332) den ganz im Norden liegenden vollkommen isolierten Teil der Lechtaldecke, die 32 km lange Falkenstein-Deckscholle (C. W. KOCKEL & M. RICHTER, 1924, S. 88), deren Stellung im Kern einer Deckenmulde ja C. W. KOCKEL (1935, S. 153 f.) treffend präzi-

siert hatte. Hinzu kommen noch kleinere Deckschollen im Bereich der Breitenberg-Mulde südlich des Falkensteinzuges.

Die großen Deckschollen haben sich in den Deckenmulden erhalten, die schmalen Streifenfenster folgen den gepreßten Deckensattelzonen. Durch das generelle Achsenausheben in diesem Raum der Kalkalpen gegen Westen, in Annäherung an die große, dort jenseits des Kalkalpenrandes herausgewölbte Helvetikumskuppel, wird das Ausheben der Halbkuppen in den Deckenmulden in dieser Richtung bewirkt. Als „falscher“ großer Muldenkern liegen Gimpel und Einstein landschaftlich markant als westlich aushebende Schollen dem weichen Jungschichtensockel auf. Auf der anderen Seite tauchen aus dem gleichen Grunde am Ostende der langen Halbfenster die Jungschichten tunnelartig unter den sich dort schließenden Rahmen aus Triasgesteinen der Lechtaldecke: Noch eine weite Strecke hin ist die Antiklinalstruktur im Streichen dieses abtauchenden falschen Antiklinalkernes im Deckgebirge zu spüren, so in der Archbach-Antiklinale östlich vom Nesselwängle-Halbfenster östlich des Urisees und ebenso in der östlichen Fortsetzung der Aufbruchzone des Benna-Deckensattels in den Ammergauer Alpen. Allein schon diese Tatsache widerlegt die in neuerer Zeit vorübergehend im Schwange gewesene autochthone Deutung (Abb. 160–161 in Band 1 dieser Monographie), da in diesem Falle die als „Mulde“ gedeuteten Jungschichtenaufbrüche gegen Osten jeweils ausheben müßten oder anderenfalls als Hilfhypothese große Querbrüche oder westvergente Überfaltungen bedeutender Gebirgsteile jeweils am Ostende dieser Halbfenster angenommen werden müßten, die aber in den entscheidenden Abschnitten trotz genauer Kartierung mit autochthonem tektonischem Konzept nicht gefunden worden sind.

Als Besonderheit dieses Raumes ist ferner hervorzuheben, daß hier wiederum das so weit in den Kalkalpen verbreitete Phänomen der Stirnschuppenbildung an der Front der Lechtaldecke auftritt, und zwar in ansehnlicher Ausdehnung. Der einstige Stirnteil der Lechtaldecke ist nach Abreißen vom nachdrängenden Hauptkörper der Decke noch ein Dutzend Kilometer weit überschoben worden, tritt in der Gehrenspitz- und Einstein-Brentenjoch-Halbkuppe in mehr oder weniger linsen- oder schollenförmigen, tektonisch ausgequetschten Spänen randlich hervor. Unter dem Falkensteinzug, der dem Hauptkörper der Lechtaldecke entspricht, fehlt die Stirnschuppe weitgehend, abgesehen von einem Rest im Osten unter der Hornburg, der sogenannten Schöfflerseck-Schuppe (C. W. KOCKEL, 1931, S. 175). Wie bedeutend der Nachschub des Hauptkörpers war, ist daran zu ersehen, daß er noch bis zur Gehrenspitz-Halbkuppe zurück (Gimpelalm-Gebiet) Reste eines Verkehrtchenkels aufweist, die in den vorderen Partien, in der Benna-Deckensattelzone, östlich von Pinswang, besonders umfangreich sind. Der nachdrängende Hauptabschnitt ist daher unter Durchreißen der einstigen Verbindung zur Stirnschuppe geworden und ist aus einer großen, liegenden Faltenanlage hervorgegangen, ganz analog zu den Verhältnissen am Lechtaldecken-Stirnrand im obersten Lechgebiet, wo auch die nachdrängende Braunarlspez-Schuppe des Hauptkörpers als riesige, liegende Falte gebaut ist und die davor abgerissene Wandfluh-Stirnschuppe überwältigt hat. Hier in den Vilser Bergen ist die verkehrte Serie durch Abscherung allerdings stärker und ungleichmäßiger reduziert, dafür aber in Resten in größerer Breite erhalten. Diese tektonische Zweiteilung des Lechtaldecken-Stirnbereiches im Raum der Vilser Alpen ist zuerst von O. AMPFERER (1921, S. 119) erkannt worden. Seine „Untere Vilser Decke“

ist auf Grund ihrer Struktur und vor allem deshalb, weil es keine „Obere Vilser Decke“ (untrennbarer Bestandteil der Lechtaldecke) mehr gibt, als „Vilser Stirnschuppe“ (der Lechtaldecke) bezeichnet worden (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 102). Gegenüber der AMPFERERSchen Fassung haben sich kleinere kartenmäßige Abweichungen in der Abgrenzung dieser Einheit ergeben (vgl. A. TOLLMANN, 1970 b, S. 100 ff.; 1970 d, S. 117 f.; 1971 a, S. 319).

Im folgenden sollen die Hauptzüge von Lagerung und Innenstruktur der drei großen Halbklippen der Lechtaldecke in den Vilser Alpen näher erörtert werden. Neue geologische Kartengrundlagen nach der Karte von W. HEISSEL (1937) liegen in den Blättern Füssen 1 : 100.000 (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1960) und Füssen und Pfronten 1 : 25.000 (W. ZACHER, 1962; 1963), jeweils von Profiltafeln begleitet, vor – vgl. hierzu Taf. 6, Fig. 8.

4 a) Die Gehrenspitz-Halbklipe läßt weithin den Bau aus zwei tektonischen Etagen über dem Jungschichten-Untergrund erkennen. Den inneren Kern bildet die zur Reintalmulde geformte Masse mit mächtigem Wettersteinkalk als Hauptniveau, der im Süden die markanten Felsformen von Gimpel und Gehrenspitze bildet und im Zentrum im Reintal noch flach Karn (Westen) und auch noch Hauptdolomit enthält. Im Süden aber ergänzt sich die normale Serie bis zum Muschelkalk herab, unter dem dann bei der Gimpelalm Reste eines Verkehrtshenkels, bis zu Raibler Schichten reichend, erscheinen. Die ganze Masse ist auf der unteren Einheit, der Vilser Stirnschuppe, mit einer z. B. im Hahnenkopfprofil, 3 km NE vom Haldensee, landschaftlich prächtig in Er-

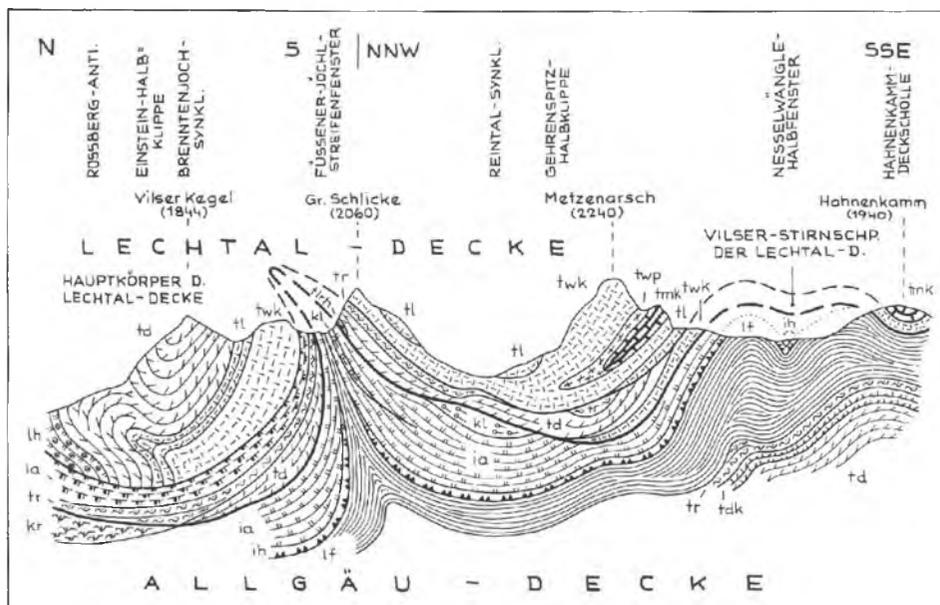


Abb. 50: Profil durch die Hundarsarschscharte und Gehrenspitz-Halbklipe nach A. TOLLMANN (1971 a, Abb. 25 und Taf. 2), das Übereinander von Allgäudecke, Vilser Stirnschuppe und Lechtaldecke zeigend.

scheinung tretenden Überschiebungsfäche aufgelagert. Die Wettersteinkalkmauer der oberen Einheit ruht auf der Hauptdolomit-Rhät-Serie der unterlagernden Schuppe, die sich auch noch bis zum Hauptdolomit bzw. dem Lias bei der Gimpelalm weiterverfolgen läßt.

Dort, wo nördlich der Gehrenspitz-Halbklippe der zur Allgäudecke gehörige Jungschichten-Untergrund im Füssener-Jöchel-Streifenfenster unter mehrphasigem Nachdrängen der Lechtaldecken-Teileinheiten nordvergent aufgepreßt und überkippt worden ist, so daß er mehr oder weniger zwischen die Triasrahmen im Norden und Süden zu passen schien, ist er auch jüngst im Abschnitt des Hundsarschsattels und des Musau-Berges SW bzw. SE Vils von W. ZACHER (1960, S. 3, 5; 1966, S. 151 ff.) als deckenwiderlegende Verbindung aufgefaßt worden. Die Revision der Stellen hat aber gezeigt, daß hier eindeutige tektonische Grenzen zwischen den Haupteinheiten erfaßbar sind (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 103 ff.; 1970 d, S. 95; 1971 a, S. 303–315) – vgl. Abb. 50 und Taf. 6, Fig. 8. Der intern gefaltete und geschuppte Jungschichteninhalt des Füssener-Jöchel-Halbfensters im Benna-Deckensattel kommt nordvergent überschlagen im Abschnitt des Hundsarschsattels unter der Vilser Stirnschuppe heraus, die im aufrecht liegenden Südfügel bei der Scharte aus einer Serie von Raibler Rauhwacken bis zum Kössener Rhät und im überkippten und tektonisch reduzierten Nordfügel aus Hauptdolomit bis Oberrhätalk besteht, über welchen beiden Flügeln gleichermaßen der Wettersteinkalk der Lechtaldecke im Süden (Schlicke), wie im leicht überkippten Rahmen im Norden (Wildböden) lagert.

4 b) Die Einstein-Brentenjoch-Halbklippe zeigt bei einer durchschnittlichen Breite von 2–3 km eine Längserstreckung von 23 km, da sich das lange Benna-Doppelhalbfenster im Süden erst mit dem Abtauchen des Hauptdolomites der Vilser Stirnschuppe unter den Mitteltriasrahmen der Lechtaldecke westlich der Krähe, 7 km SE Schwangau, schließt. Der Westteil der Halbklippe bis zum Alpeec zeigt in der das Grundgerüst bildenden Hauptdolomitplatte einen muldenförmigen Bau (Brentenjoch-Synklinale), an den im Norden die im Hauptdolomit gelegene nordvergent überschlagene Roßberg-Antiklinale anschließt, deren überschlagener und zerschuppter Nordrand noch Jura in Kalkfazies eingerollt enthält (während der Jura der unterlagernden Allgäudecke in mergeliger Beckenfazies entwickelt ist). Östlich vom Alpeec beherrscht die noch Mittelkreide führende Tegelbergmulde als westlicher Abschnitt der Hochbajuvarischen Randmulde („Großer Muldenzug“) das Bild.

Die Vilser Stirnschuppe ist unter dem Lechtaldeckenkörper der Brentenjoch-Halbklippe schollenartig zerrissen und nicht durchgehend vorhanden. Im Norden setzt der östlichste Span aus Hierlatzkalk westlich vom Torkopf, 3 km SE Schwangau, an. Die Fortsetzung dieser Schuppe liegt im Jurakalkzug vor dem Schwarzenberg westlich vom Schwannsee. Ferner gehört die Typlokalität des Vilser Kalkes im Roten Stein westlich von Vils in diese Einheit, über der dort noch tektonisch isoliert Tannheimer Schichten des Oberapt-Oberalb auftreten (W. ZACHER, 1963, Kt.). Auch die Stirnschuppe zeigt demnach im Jura überwiegend die bezeichnende, sich von der Beckenfazies der Allgäudecken-Unterlage abhebende Schwellenkalkfazies der Lechtaldecken-Stirnzone.

Im Süden wird die Brentenjoch-Halbklippe durch folgende Schollen der Vilser Stirnschuppe begleitet: im Westen die Schlagsteinscholle, die an

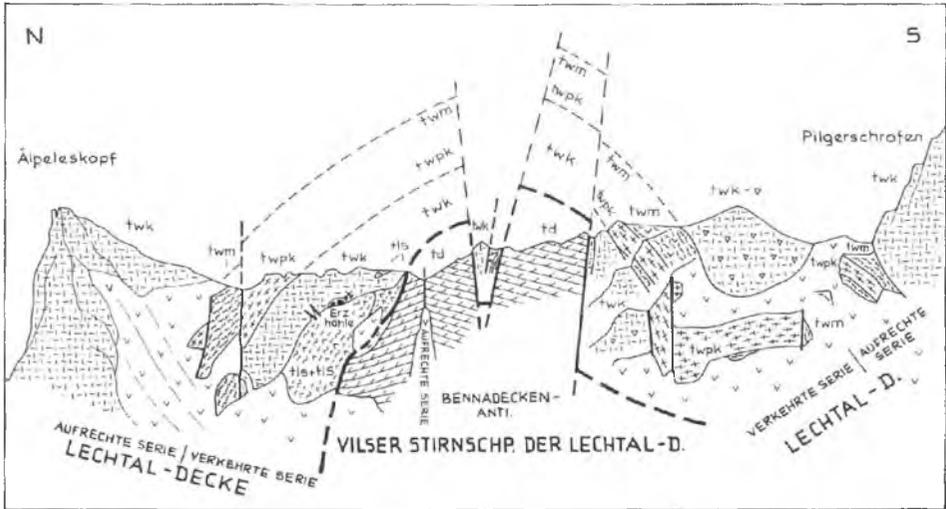


Abb. 51: Das Pilgerschrofenprofil durch den Benna-Deckensattel SSE Hohenschwangau nach A. TOLLMANN (1971 a, Abb. 20). Der Benna-Deckensattel stellt keine Beutelmulde im Sinne von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 100) dar, sondern es stellt sich über der Vilser Stirnschuppe als Fensterinhalt der Hauptkörper der Lechtaldecke mit einem reduzierten Verkehrt-schenkel ein.

einer Querstörung offenbar westvergent über ihre einstige tektonische Unterlage aufgepreßt ist (vgl. Taf. 1 und A. TOLLMANN, 1970 b, S. 106 f.). Nordwestlich vom Füssener Jöchel aber kommt im Sefenspitzzug die Vilser Stirnschuppe in normaler Lagerung mit ihrem hier übrigens ausnahmsweise bereits Allgäuschichten führenden Jura unter der im Norden auflagernden Trias der Sebenspitze hervor. Die nächstöstlichere Scholle der Stirnschuppe liegt im Hauptdolomitareal mit eingelagerten kleinen Rhät-Lias-Mulden (Lias vorwiegend, aber nicht ausschließlich kalkig) vor, das sich SE vom Kitzberg östlich von Ober-Pinswang ausdehnt. Da dieses Gebiet noch dazu unter lokalem Auftreten von Raibler Schichten mit dem zum Lechtaldecken-Hauptkörper gehörigen Wettersteinkalk des Kitzberges eine Scheinserie bildet, war von hier ausgehend – im Anschluß an die Deutung eines primären Zusammenhanges zwischen den Einheiten von K. BORNHORST (1958, S. 21) – die ganze östlich anschließende Benna-Deckensattelzone, in der drei deckentektonische Einheiten in einem Doppelfenster gut überblickbar erscheinen, von V. JACOBSHAGEN & C. KOCKEL (1960, S. 100) auf autochthon, auf eine zugeschobene Beutelmulde, umgedeutet worden. Es besteht aber kein stratigraphischer Zusammenhang SE des Kitzberges, wo eine bedeutende, wohl als Blattverschiebung wirksame bruchtektonische Störung durchzieht (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 102 f.). Auch die übrigen Stellen angeblichen Zusammenhanges der Teildecken im Benna-Deckensattel, insbesondere das Profil Äpeleskopf-Pilgerschrofen 1,5 km südlich von Hohenschwangau (Abb. 51), ferner das Blecknauer Doppelfenster, wo im Pöllattalgebiet auch noch die Allgäudecke unter der Vilser Stirnschuppe und dem Lechtaldeckenrahmen auftaucht, sowie das Straußbergprofil sind nach Revision

(A. TOLLMANN, 1970 b, S. 95 ff.; 1971 a, S. 303 ff., Abb. 20 ff.) nicht in autochthonem Sinne umdeutbar – vgl. Abb. 27. Die Serie vom Hauptdolomit bis zum Liaskalk der Stirnschuppe taucht hingegen an tektonischen Bahnen erster Ordnung allseits unter die vielfach mit Partnachsichten und Wettersteinkalk auflagernde Lechtaldecke ab, die stellenweise (z. B. im Pilgerschrofen-Profil, Abb. 51) noch Reste einer Verkehrtserie bis zu den Raibler Schichten erkennen läßt. Eine Südvergenz des Nordflügels einer zuvor angenommenen Beutelmulde ist nicht vorhanden, die Überschiebung ging mit einheitlicher Nordvergenz über die tieferen Einheiten hinweg, wobei es bei der späteren weiteren Einengung zu einer Faltung des Deckenstapels und damit zur Bildung von steilen Deckensätteln kam. Die Verhältnisse sind bereits in der ausgezeichneten Monographie des Gebietes durch C. KOCKEL et al. (1931) vollkommen zutreffend dargestellt worden.

4 c) Die Falkenstein-Deckscholle ist auf Grund ihrer tektonischen Auflagerung auf den Jungschichten der Allgäudecke eindeutig ein tektonisch höheres Stockwerk, dem Bestand der Lechtaldecke angehörend. Weitere gewichtige Hinweise für ihre Deckschollennatur liegen erstens im Schichtumfang, der über Wettersteinkalk und Partnachsichten bis zum Muschelkalk herabreicht und in dieser Art in der gesamten kalkalpinen Randzone vom Westende bis Wien nur im Hochbajuvarikum, nie in dem an der Front stets zufolge des durchgreifenden tektonischen Schrägzuschnittes mit Obertrias einsetzenden Tiefbajuvarikum auftritt. Sie liegen zweitens in der ebenfalls jeweils als Deckschollen durch Einlagerung in den Muldenkernen erkennbaren analogen Reihe von Klippen im sogenannten Schmiedlainezug und dessen Fortsetzung bis zum Innquertal im Osten. Ferner gibt die Schwellenkalkfazies des Jura einen guten Gegensatz zur tektonischen Unterlage mit ihrer Beckenfazies.

Die Falkensteinklippe (Taf. 6, Fig. 8–9) mit ihrer Breite von rund 2 km erreicht eine Länge von 32 km zwischen Hindelang im Westen und der Hornburg südlich des Bannwaldsees im Osten. Übersicht über die Innenstruktur geben besonders die Profiltafeln von C. W. KOCKEL et al. (1936), A. CUSTODIS et al. (1939), P. SCHMIDT-THOMÉ (1951, Abb. 5–6), H. REUM (1962) und jene zu der geologischen Karte von Pfronten und Füssen (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1960; W. ZACHER, 1962; 1963). Die schmale Streifenklippe umfaßt eine Serie vom Muschelkalk bis zur Mittelkreide. Sie war bei der sekundären tektonischen Beanspruchung der Kalkalpen-Randzone einer bedeutenden Einengung ausgesetzt, die sich verschieden auswirkte.

Der Westteil wurde durch eine sekundäre Aufpressung der Allgäudecke von Süden her im Abschnitt Hirschberg-Spieser weitgehend in die verkehrt überschlagene Jungschichtenserie der Unterlage eingewickelt, so daß schöne alpine Strukturen entstanden (Abb. 154 in Band 1 dieser Monographie). Über die mögliche Abgrenzung zu der davorliegenden exotikareichen tiefbajuvarischen Randzone, vermutlich der Randcnomanschuppe angehörig, wurde S. 66 referiert – Taf. 6, Fig. 9.

Der Mittelausschnitt zeigt Großmuldenbau mit Cenoman-Turon im Muldeninneren, wobei diese Mulde im Sorgschrofen-Teilstück im südlichen Abschnitt, im östlich anschließenden Kienbergteilstück aber, durch eine NE-gerichtete Blattverschiebung verstellt, im Norden des Deckschollenstreifens hinzieht.

Der Ostabschnitt schließlich, jenseits der intern geschuppten Falkensteingruppe, zeigt steile verkehrte Lagerung (W. ZACHER, 1962, Profiltaf.) und eine intensive Zerlegung an einer im Raum Füssen besonders dichten NW-SE-gerichteten Blattverschie-

bungsschar, dem sogenannten Ammer-Störungssystem (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 182 f.) – Abb. 168 in Band 1.

Das achsiale Ausheben der Falkenstein-Deckscholle ist an ihrem Ostende in der Hornburg so deutlich, daß es trotz aller autochthoner Umdeutungen der Deckscholle in jüngster Vergangenheit erneut von M. RICHTER (1970, S. 613) beschrieben wird und hierbei – gleichsam als Synthese einer autochthonen und allochthonen Auffassung – der Falkensteinzug als Ganzes als eine fern herstammende, aber eingesedimentierte Sedimentärklippe gedeutet wird. Der Versuch, Gegensätzliches zu verbinden, ist in diesem Fall nur eine Scheinlösung, da die nötigen Merkmale für eine solche Deutung fehlen. Der Hinweis auf die Mittelkreide-Brekzienserien über dem Hauptdolomit des Falkensteinzuges durch M. RICHTER (1970, S. 622) als Stütze für die mittelmekretazische Eingleihypothese ist nicht stichhältig, da ja in einem solchen Fall Blöcke in der Unterlage, also in der Schichtfolge der Allgäudecke, eingesedimentiert auf das Herannahen einer Gleitmasse hinweisen müßten, dort aber im Vilstal-Streifenfenster in der ganzen Länge, vom östlichsten Teil abgesehen, Cenoman fehlt und in den ins Alb reichenden Tannheimer Schichten eben gerade keine Olistholithe vorhanden sind. Grundsätzlich aber ist die Herleitung des Falkensteinzuges im Sinne von M. RICHTER (1970, S. 611) vom Nordrand der Vilser Alpen von jenseits des schmalen Vilstal-Streifenfensters nur dann möglich, wenn auch die Einstein-Brentenjoch- und Gehrenspitz-Halbklippe als erosive Reste einer fernüberschobenen Lechtaldecke angesehen werden, wie oben skizziert, da ja aus einer autochthon gedachten Einstein-Halbklippe nicht ein allochthoner Falkensteinzug abgeleitet werden kann, der 10 km weiter nach Westen reicht als die Einsteinklippe und in Fortsetzung dieser Klippe in der mächtigen Schattwalder Deckenmulde aus Allgäuschichten keine Bezugsnarbe für diesen 10 km langen Klippenteil vorhanden ist!

## 5. Die Lechtaldecke zwischen Ammergauer Gebirge im Westen und dem Innquertal im Osten

### 5 a) Ammergauer Alpen

Über diesen Abschnitt zwischen Lech und Loisach, dessen Westteil als Hochschwanger Alpen und dessen Ostabschnitt als Laber-Gebirge bezeichnet wird, liegen an neueren geologischen Karten das Blatt Murnau mit Profiltafel 1 : 100.000 (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1955) sowie die Blätter 1 : 25.000 von Füssen (W. ZACHER, 1962), Linderhof (Ch. KUHNERT, 1967) und Oberammergau (Ch. KUHNERT, 1967), durch Profiltafeln und Erläuterungen ergänzt, vor. Darüber hinaus aber existiert ja seit 1931 eine ausgezeichnete monographische Bearbeitung der Ammergauer Alpen durch C. W. KOCKEL, M. RICHTER & H. G. STEINMANN.

Im großen gesehen zeigt das Ammergebirge folgende Baueigenheiten: Die heutige Stirnzone weist durchgehend steile, im Osten rückgekippte Lagerung auf. Davor liegende Deckschollen, besonders im zentralen Teil, zeigen die einst noch weiterreichende Verdeckung der Allgäudecke an. Hinter der nur geringmächtigen Hauptdolomit führenden temporären Stirnpartie zieht der „Große Muldenzug“ dahin, im Westen sogar teilweise aus drei Teilmulden, im Osten aus einer Doppelmulde bestehend. Sein

Muldenkern enthält die bedeutendsten Anhäufungen von Jungschichten im Ammergebirge. In den südlichen Teilen fehlen nachtriadische Gesteine, von der Lahnenwiesmulde westlich Farchant abgesehen. Der Faltenbau – und im Osten der Schuppenbau – sind hier nur an der Struktur der großen und mächtigen Hauptdolomitmasse ablesbar, gelegentlich durch einen Raibler Schichtkern oder durch eine Rhäteinklemmung verdeutlicht. Im einzelnen sind die folgenden Fakten in dem grundsätzlich einfachen Baubild (Taf. 2; Taf. 6, Fig. 7) hervorzuheben.

Vor dem tief eingefalteten „Großen Muldenzug“, der die Steilstellung der jetzigen Stirnzone verursacht, liegt, durch das Kälberalp-Streifenfenster mit seiner Jura bis Turon umfassenden Antiklinalfüllung (C. W. KOCKEL, 1931, S. 166; Ch. KUHNERT, 1967 b, S. 69) getrennt, die Deckschollengruppe 5 km SW Unterammergau. Die Struktur der Deckschollen zeigt eine tektonische Zweiteilung in die tiefere Masse, die Teufelstättkopf-Schuppe und in die höhere, kleine Hennekopf-Schuppe aus Muschelkalk. Die tiefere Schuppe wird durch eine schon zur Zeit der Überschiebung als abgerollter Verkehrtflügel einer liegenden Stirnfalte der Lechtaldecke steil invers orientierte Schichtfolge gebildet, die über Mittelkreide und Jura der Allgäu-Decke aufrucht. Pilzfaltentektonik im Sinne von K. BODEN (1930, S. 248) konnte auch hier mit neuen Argumenten widerlegt werden (Ch. KUHNERT, 1967 b, S. 66 ff.) – Abb. 52 und Taf. 6, Fig. 7.

Der „Große Muldenzug“ (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 157), besser als Hochbajuarische Randmulde F. F. HAHN (1914, S. 129) bezeichnet, beginnt im Westen nach erster Andeutung am Schwarzenberg westlich des Alpsees deutlich am Gassenthomaskopf südlich von Hohenschwangau mit dem als Tegelbergmulde bezeichneten Abschnitt (Abb. 27), setzt gegen Osten hin mit drei, später mit zwei Teil-

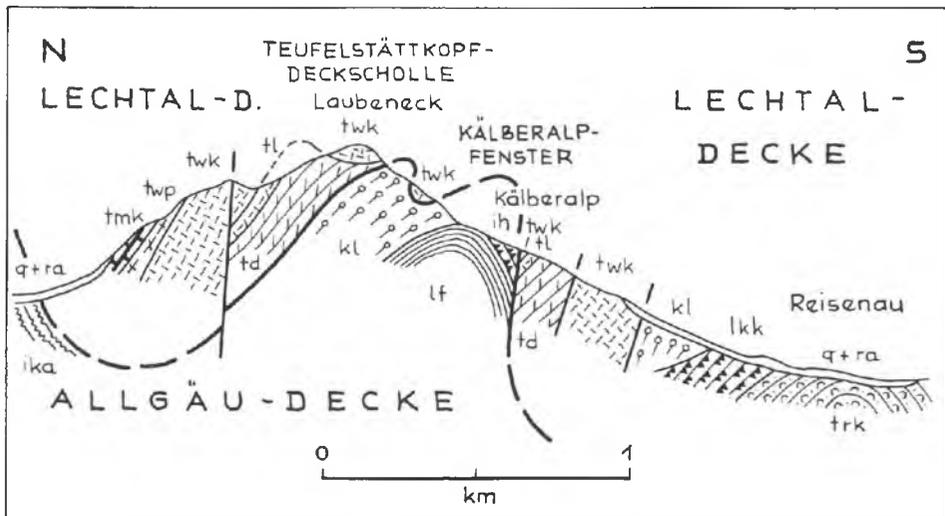


Abb. 52: Profil durch die Grenze Allgäu-Decke–Lechtaldecke am Laubeneck in den Ammergauer Bergen nach O. KUHNERT (1964, Profiltaf., Fig. 7). Die derzeitige Stirnpartie der Lechtaldecke liegt in der Teufelstättkopf-Deckscholle mit steilstehender verkehrter Serie dem Untergrund auf.

mulden fort und wird östlich des Labergebirges durch die *Loisach-Blattverschiebung* weit gegen NE bis nördlich vom Heimgarten vorversetzt. Die Prüfung der Lagerungsverhältnisse der Mittelkreide, besonders des Cenoman, hat gezeigt, daß die vorcenomane, austrische Faltung bereits die Grundzüge der tektonischen Struktur geprägt hat, die nachcenoman weiter ausgestaltet worden sind (M. RICHTER, 1926). Der relativ regelmäßige, nur im Norden gestörte Bau des Labergebirges mit drei Cenomanmulden als Hauptelemente (Norden: Laber-, Mitte: Ammer-, Süden: Mühlberg-Synklinale) wurde jüngst von K. HOFFERT (1971, S. 70 ff.) geschildert.

Das wellig gefaltete und im Osten geschuppte Hauptdolomitareal im südlich anschließenden Teil des Ammergebirges läßt folgende Hauptelemente erkennen. Südlich von der Hochbajuvarischen Randmulde stößt bis zum Lindergriestal die *Benna-Antiklinale* als Fortsetzung des im Westen erosiv eröffneten Benna-Deckensattels vor. Sie liegt im Westen als steiles Gewölbe noch in Partnachschichten und Wettersteinkalk der Krähe und Hochplatte und wird im Osten nur mehr vom Hauptdolomitkern zwischen Plattenkalk und Kössener Schichten markiert. Die vom nächstsüdlicheren Halbfenster von Nesselwängle ausgehende *Archbach-Antiklinale* klingt gegen Osten noch rascher innerhalb des Hauptdolomites aus. Im zwischenliegenden Streifen bildet die Ammerwald-Synklinale die längste Muldenstruktur. Gegen Süden hin liegt der Nordostast des Plansees in einer geologischen Mulde (Planseemulde), der Heiterwangersee im Kern der gleichnamigen Antiklinale, in der gegen Westen, gegen den Lech hin, Raibler Schichten und Wettersteinkalk unter dem großen Hauptdolomitareal des Ostens hervorkommen.

In der östlichen Hälfte des Ammergebirges erscheint der Faltenbau mehrfach von *Längsaufschuppungen* gestört, die entweder aus dem Durchreißen von Antiklinalen entstanden (Notkarspitz-Schuppe südlich des Linder Griestales), oder durch diskordantes Vorfahren des höheren Schichtanteiles ab Plattenkalk über dem Hauptdolomitsockel Selbständigkeit gewannen (Herrentisch-Schuppe) – Taf. 6, Fig. 7. Größere Bedeutung hat die besonders auf der NW- und Westseite die davorliegenden Strukturen abschneidende, ebenfalls aus Hauptdolomit bestehende *Kramerschuppe* NW von Garmisch-Partenkirchen erlangt – Abb. 44 in Band 1 dieser Monographie. In ihr wurde ja zeitweise sogar die Fortsetzung der Inntaldecke über das Wettersteingebirge hinweg gesehen (M. RICHTER & H. STEINMANN, 1927, S. 163, 170 f.), widerlegt von O. AMPFERER (1931, S. 29).

Die vor der Kramerschuppe liegende *Lahnensiemulde* zeigt nicht nur durch die Erhaltung von einer bis ins Neokom reichenden Schichtfolge die Bedeutung dieser eingefalteten und von Süden her überschuppten Jungschichtenzone an (G. LINKE, 1963, S. 53), sondern ihre regionale Bedeutung kommt auch durch die Fortsetzung in der Krottenkopf-Synklinale (J. NIEDERMAYER, 1936, S. 481) jenseits der Loisach zum Ausdruck, die selbst wieder Anschluß an den Südast des großen Synklinoriums der Bayerischen Alpen gewinnt.

Am Ostende der Herrentischschuppe, 6 km NW Garmisch-Partenkirchen, setzt ein bei Eschenlohe die Loisach schräg übersetzendes, in zahllose gestaffelt angeordnete Einzelstörungen mit SW-NE-Verlauf zersplittertes, durch die gesamten Kalkalpen verfolgbares Blattverschiebungssystem an, das den nach ihrer Richtung so bezeichneten *Loisach-Blattverschiebungstypus* repräsentiert (vgl. Abb. 19 und S. 58). In

weiten Teilen des Nordabschnittes des Ammergebirges aber dominiert das gegen NW gerichtete *A m m e r s t ö r u n g s s y s t e m* (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 144, 182, 185). Die Zusammengehörigkeit dieser beiden Richtungen zum System der zweischarig gekreuzten diagonalen Scherflächen sowie deren Entstehung durch meridionale Einspannung und Einengung ist durch die Arbeit von P. SCHMIDT-THOMÉ (1954, S. 172 ff.) geklärt worden und vom Verfasser (1970 a, S. 46–59) als eines der wichtigsten schrägen bruchtektonischen Systeme der Ostalpen herausgearbeitet worden.

### 5 b) Der Abschnitt zwischen Loisach und Achenal-Isartal-Quersenk

(vgl. geol. Karte und Profiltaf. 1 : 100.000, Blatt Tegernsee, P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953)

Die *Stirnregion*. Daß die Lechtaldecke auch in diesem Abschnitt wie mit dem Falkensteinzug bei Pfronten ursprünglich die Allgäudecke praktisch zur Gänze verdeckt hat, zeigt ein vorderster Streifen von Deckschollen, die in der Position ganz jener der großen Deckscholle des Falkensteinzuges gleichen und hier unter dem Namen *Schmiedlaine-Deckschollenreihe* zusammengefaßt sind. Sie liegen mit neun Teilschollen hart südlich der Kalkalpenfront, im Westen mit der Simmersberg-Deckscholle 2 km östlich von Ohlstadt beginnend (Taf. 6, Fig. 6), über die Schmiedlaine-Deckscholle östlich des Kochelsees und eine Reihe weiterer Schollen (siehe Taf. 2) bis zur Vorderleitenberg-Deckscholle 2 km westlich von Lenggries hinüberleitend. Die Schollen liegen in Deckenmulden der Allgäudecke eingelagert, zeigen außerdem als Faziesgegensatz zum Untergrund ganz den Typus der Mittelkreide-Transgression nach Schichtlücke, wie er für den Falkensteinzug, also die Frontzone der Lechtaldecke, typisch ist: Hauptdolomitschutt-reiches Cenoman transgrediert unmittelbar auf Hauptdolomit, z. B. im Schmiedlainezug südlich von Kochel (M. RICHTER, 1937, S. 104; G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 65) oder im Vogelkopfzug 4 km NNE der Benediktenwand (H. SÄRCHINGER, 1939, S. 407). Die Schollen liegen fast bis zu 3 km von dem zusammenhängenden Stirnrand der Lechtaldecke entfernt. Da aber die Stirnpartie dieses Deckenstreifens auch noch durch Halbfenster durchlöchert ist, ergibt sich z. B. im Benediktenwandgebiet eine sichtbare Überschiebungsweite der Lechtaldecke über der Allgäudecke von 5–6 km. Die wahre Überschiebungsweite wird auf Grund des so weiten regionalen Anhaltens dieser Hauptüberschiebung und zufolge des deutlichen Mächtigkeitsprunges in der Trias zwischen primärem geringmächtigem Stirnrand der Lechtaldecke (A. LUTYJ-LUTENKO, 1951, S. 44 f.) mit ihrem wenige Zehnermeter mächtigen Hauptdolomit und wiederum bedeutenden großen Mächtigkeitswerten in der Allgäudecke (700 m Hauptdolomit nach P. AIGNER, 1912, S. 32) wesentlich größer sein.

Wichtig zur Beurteilung der Überschiebungsweite ist, wie erwähnt, das große *Es la u - H a l b f e n s t e r*, wie es E. SPENGLER (1953, S. 15) bezeichnet hat, das längsorientiert beiderseits des Isartales den tektonischen Untergrund des Hochbajuvarikums aufschließt (Abb. 53). In einer Länge von 14 km wird das durchschnittlich nur 1 bis 2 km breite Halbfenster im Norden von dem in der tief eingemuldeten Hochbajuvarischen Randmulde erhaltenen falschen Kern gebildet, der vornehmlich als Mitteltrias-Streifen-Halbfenster erhalten geblieben ist (Geigerstein-Halbklippe, vgl. A. TOLLMANN, 1970 d, S. 106).

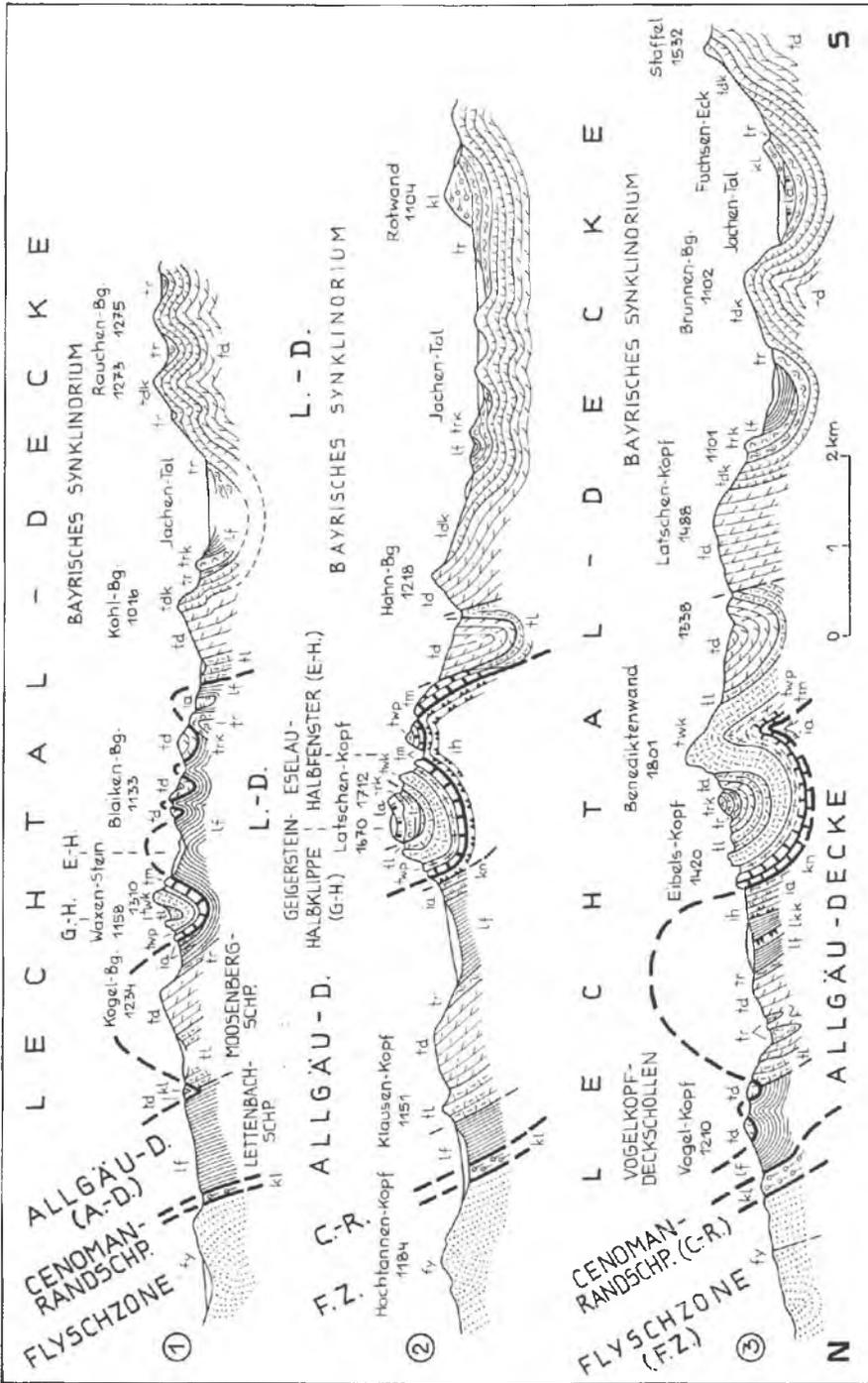


Abb. 53: Profile durch die Stirnzone der Lechtaldecke im Raum Benediktenwand-Geigerstein nach P. SCHMIDT-THOME (1953).

Die Hochbajuvarische Randmulde zieht nördlich der Benediktenwandfalte vom Westen her noch mit Rhät – und im Brauneck auch noch Lias führend – heran, zeigt im Geigerstein innerhalb der Halbklippe als jüngstes noch Raibler Schichten, am Fockenstein, der durch eine kräftige Loisach-Blattverschiebung gegen NE versetzt ist, nur mehr Wettersteinkalk im Muldenkern, während die jüngeren Schichten abgetragen, die älteren (mit Ausnahme von kleinen Buntsandsteinresten weniger Abschnitte der Deckenbasis) meist tektonisch abgeschert sind. Am Südrand des Halbfensters ist die Lechtaldecke sogar bis auf die Raibler Schichten abgewetzt. Das Halbfenster, das durch die Dominanz der Längsfaltung eine dem generellen Streichen entsprechende Form mit einer Reihe schmaler langgestreckter Deckschollen im Inneren aufweist, ist gegen Osten hin zufolge des langsamen östlichen Anhebens der Achsenlagen in dieser Region dort hin geöffnet – Abb. 53. Die östliche Fortsetzung des Großen Muldenzuges ist eigentlich erst wiederum in der Wendelstein-Synklinale 23 km weiter im Osten zu suchen.

Südlich der Hochbajuvarischen Randmulde schließt in den Walchenseebergen ein vielfältig gefaltetes Gebiet aus Hauptdolomit und Plattenkalk an, das ganz im Norden NE des Walchensees zunächst durch das im Kern der Heckenbach-Antiklinale (G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 56) tektonisch steil aufgeschleppte Raibler Band unterbrochen wird, dann durch die Einsenkung der großen Jungschichten-Doppelmulde im „Synklinorium der Bayrischen Alpen“ noch immer im Nordteil des Hauptdolomitlandes beiderseits des Walchensees eine deutliche Gliederung erfährt und schließlich im Süden einerseits durch die ältere Trias des Wetterstein-Gebirgsstockes im Westen und durch die Karwendelsynklinale mit mächtiger Jungschichtenfolge andererseits begrenzt wird.

Das Synklinorium der Bayrischen Alpen (Taf. 6, Fig. 4–6 und Text-Abb. 53), das in den Tegernseer und Schliersee Bergen so geschlossen auftritt, wird gegen Westen hin durch die bedeutenden Blattverschiebungen im Isarquertal, in der Jachenau und im Kesselbergblatt am Westrand des Walchensees jeweils westwärts verschieden weit gegen Süden hin versetzt. Vom Walchensee an gegen Westen hin stellt sich aber noch eine stärkere Aufspaltung in Teilmulden ein, so daß hier die Verfolgung auch nur der beiden Hauptäste des Synklinoriums eine gewisse Problematik enthält und daher verschiedentlich diskutiert worden ist (J. NIEDERMAYER, 1936, S. 495; M. RICHTER, 1937, S. 97; J. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 56 ff.; A. LUTYJ-LUTENKO, 1951, S. 32; E. SPENGLER, 1953, S. 37; A. TOLLMANN, 1970 d, S. 109).

Demnach ergibt sich folgender Zusammenhang, der durch Blattverschiebungen gestörten Teilstücke: Der Nordast des Muldensystems beginnt östlich der Loisach mit der Plattenkalk und Rhät führenden Heimgarten-Synklinale, hat ohne genauen Anschluß in der Jachenauer Nordmulde mit bereits lokaler Liasführung sein Äquivalent östlich der Kesselbergstörung und reicht am Silberkopf in der zusammenhängenden Nordmulde des Synklinoriums östlich der Isar bereits in den Dogger. Die mittlere Sattelzone ist im Westen in der streckenweise nordüberkippen, zur Gänze im Hauptdolomit gelegenen Eschelaine-Antiklinale gegeben, ist im eng gefalteten Sektor NE des Walchensees nicht mit Sicherheit festzulegen und tritt dann erst ab der Jachenau wiederum als klarer zentraler Sattel in Erscheinung. Der südliche Muldenast schließlich, von der Lahnenwies-Synklinale westlich der Loisach herüberkommend, setzt als Krottenkopf-Mulde (J. NIEDERMAYER, 1936, S. 481) fort,

die neben mächtigem Plattenkalk ein wenig Kössener Schichten im Kern führt, wird am Kesselbergblatt im Ostflügel 2 km gegen Norden versetzt, ist in der südlichen Jachenauer Mulde neben Kössener Rhät auch durch Cenoman markiert und erleidet bis zu ihrer Fortsetzung östlich der Isar wiederum eine 4 km weite Blattverschiebung in der Ostscholle gegen Norden.

Den zahlreichen, zum Teil erwähnten SW-NE-führenden Blattverschiebungen der Walchenseeberge mit Förderweiten bis zu 4 km stehen im Ammergebiet westlich der Loisach die zur meridionalen Richtung symmetrischen SE-NW-orientierten Störungen gegenüber, dort allerdings in zahlreiche kleinere Teilstücke aufgesplittet. Durch das Zusammenwirken dieser beiden Systeme wurde demnach der Abschnitt unmittelbar westlich der Loisach keilförmig am weitesten relativ gegen Süden gedrückt, während die beiden Flügel abgetrept mit wachsender Entfernung von der Loisach mehr und mehr gegen Norden vorgedrängt erscheinen.

Als nächstsüdlicheres Hauptelement erscheint der Wamberger Sattel als regional zugehöriges Hoch zu der Depressionszone des Bayrischen Synklinoriums. Dort, wo der Wamberger Sattelzug das Isarlängstal gegen Westen hin verläßt, beginnt eine starke Aufspaltung in bündelförmig gegen Westen ausstrahlende Teilfaltenzüge, über die unter Angabe der Spezialliteratur vom Verfasser, 1970 d, S. 109 f., berichtet worden ist. Im Abschnitt Wamberg selbst bringt die Faltung noch Muschelkalk und Partnachschieben breit an die Oberfläche. Bei ihrer Vereinigung gegen Osten hin streicht noch bis über Wallgau hinaus das Karn im Kern an der Oberfläche dahin. Im gesamten östlich anschließenden Abschnitt, der genau dem Isarlängstal entspricht und demnach eine Reliefumkehr darstellt, ist nur mehr eine Sattelstruktur im Hauptdolomit zu registrieren (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1950, S. 27). Die Wamberg-Antiklinale endet im Osten noch im Bereich des Sylvenstein-Speichersees. Ihre Funktion übernimmt die bereits hier nördlich davon ansetzende Trausnitz-Antiklinale (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 110), die fast 45 km weit gegen Osten bis zur Thiersee Querstörung weiter verfolgt werden kann – Taf. 6, Fig. 4–6. Auf die eigenartige, großräumig ausgreifende Valepp-Längsstörung im Zuge der Trausnitz-Antiklinale, die man auf dem Satellitenbild ausnehmen kann (Abb. 18), wurde S. 61 verwiesen.

Östlich des Isar-Oberlaufes schließt sich südlich der Wamberger Antiklinale im nördlichen Karwendelvorland im Bereich der Sojern-Gruppe und hinüber gegen Osten zum Scharfreiter ein mit nur mäßigem Tiefgang wellig gefaltetes Terrain aus Hauptdolomit und ebenfalls bedeutendem Plattenkalk an, in dem drei Antiklinalen mit zwei zwischengeschalteten Mulden ein bis zwei Dutzend Kilometer weit im Streichen an der Lagerung der Obertriasglieder zu verfolgen sind (F. TRUSHEIM, 1930, S. 58 f.; P. SCHMIDT-THOMÉ, 1950, S. 28 und Taf. 8; 1953, Profiltaf. zur geol. Kt.).

Das nächste große durchgreifende Hauptelement gegen Süden hin stellt die Wetterstein-Hauptmulde und deren Ostfortsetzung, die Karwendelmulde, dar. Die Wetterstein-Hauptmulde (H. JERZ, 1960, S. 53; H. MILLER, 1962, S. 417) setzt im Westen südlich vom Waxenstein im Zugsitzenstock SE des Eibsees zunächst im Muschelkalk und Wettersteinkalk an, empfängt durch östliches Abfallen bald die jüngeren Triasglieder, so den Hauptdolomit NW Mittenwald (vgl. geol. Kt. und Profiltaf. von H. JERZ & R. ULRICH, 1966) und vervollkommenet die Schichtfolge durch Jura und Neokom in dem als Karwendelmulde bezeichneten Abschnitt bereits ab Marmorgraben



Abb. 54: Die Puitentalzone auf der Südseite des Wettersteingebirges als Musterbeispiel eines beidseitig zugeschobenen Jungschichtenstreifens, von Osten her gesehen. Das Luftphoto (Aufnahme L. BECKEL) zeigt auf der rechten Seite den aus Wettersteinkalk bestehenden Westteil des Wettersteingebirges mit der Zugspitze, mit dem Schneeferner rechts hinten und dem Hochwannerkamm, der zur vorderen rechten Ecke des Bildes zieht. Links dieser südvergent überschobenen Wettersteinkalkmasse zieht im mittleren vertikalen Bildstreifen das mit Almwiesen bedeckte, tief eingesenkte Terrain der Jura-Neokom-Schiefer der Puitentalmulde dahin, die ebenso wie das Wettersteingebirge der Lechtaldecke angehört. Gegen Süden hin (linke Bildseite) schließt zunächst die sogenannte Vorbergzone an, deren felsige Rückfallkuppen aus Triasgesteinen, besonders aus Wettersteinkalk, der Stirnschuppe der Inntaldecke angehören (Karwendel-Stirnschuppe). Mit dem Gaistal (linker Rand) und den links hinten noch sichtbaren Mieminger Bergen setzt der Hauptkörper der Inntaldecke ein.

knapp östlich der Isar, 3 km NE Mittenwald einsetzend – Taf. 6, Fig. 6. Hier liegen die Jungschichten zunächst eng gepreßt und steil. Die steile Mulde verbreitert sich, wird durch eine Reihe von Loisach-Blattverschiebungen jeweils gegen NE vorversetzt (F. TRUSHEIM, 1930, S. 56; geol. Kt.; H. JERZ et al., 1966, geol. Kt.). Vom Fermersbach bis zum Fonsjoch (Taf. 6, Fig. 5) schließlich zieht die Karwendelmulde in einer Länge von rund 20 km gerade dahin und wird dort vor der Achantaler Schubmasse scharf gegen Norden abgelenkt (K.-H. NAGEL, 1975, S. 104). Im östlichen Karwendelvorland liegt die Mulde nordwärts überkippt, und zwar nicht nur der Jungschichtenanteil, sondern auch der Hauptdolomitrahmen im oberen Rifstal sowie der Mitteltriasrahmen mit verkehrt lagerndem Wettersteinkalk im Streifen Torkopf-Stuhlkopf-Risser Falk-Roßkopf sowie auch noch der tektonisch abgeschuppte, südlich folgende Muschelkalk dieser hier viele Kilometer breiten, steil verkehrt lagernden Serie in der Zone des Südlichen Falk (geol. Kt. Innsbruck – O. AMPFERER & Th. OHNESORGE, 1912) – vgl. Abb. 69.

Im Süden schließt erst der Kern der enger begrenzenden Antiklinale des Falk an, die eine etwas nordversetzte westliche Parallele zur Stanserjoch-Antiklinale des Lechtaldecke-Anteiles im östlichen Karwendel darstellt (Taf. 2). Der Normalflügel dieser Falk-Antiklinale fehlt hier offenbar unter der Wucht der darüber hinweggegangenen Inntaldecke, während O. AMPFERER ja gerade hier die Verhältnisse lieber durch Erosion vor der Überschiebung gedeutet hat. Auf diese Frage wird ebenso wie auf die Struktur des Stanserjochgewölbes im Zusammenhang mit der Besprechung des Ostendes der Inntaldecke eingegangen (S. 157, 185).

5c) Das Wettersteingebirge ist im Süden, Westen und NW durch Überschiebungsflächen klar begrenzt. Der Anblick des Wettersteinkalkklotzes des Zugspitzmassivs mit seiner Muschelkalksohle von Westen her, wo eine weiche Jungschichtenfolge bis zu den Kössener Schichten im Norden und bis zum Neokom im Süden im Ehrwalder Becken unterlagert, vermittelt ganz den Eindruck einer freischwimmenden Deckscholle (Abb. 56). Hinzu kommt, daß im Süden beiderseits der Puitentalzone mit ihrer Jungschichtenfolge, die die Fortsetzung der Lermooser Synklinale darstellt, die beiden Flanken der Depression aus überschiebendem Wettersteinkalk gebildet werden, und zwar im Norden vom Südrand des Wettersteinmassivs im Zug Plattspitze-Hochwanner, im Süden unter Beteiligung von Raibler Schichten durch die sogenannte Vorbergzone bis hinüber zur Gehrenspitze und Arnspezgruppe im Osten (Abb. 54).

So konnte es nicht ausbleiben, daß das Wettersteingebirge hier als Ganzes bereits früh entgegen der ursprünglichen und richtigen AMPFERERSchen Darstellung von 1911 (S. 668, Fig. 24) als eine Decke, und zwar als Fortsetzung der Inntaldecke gegen Norden über das nach Osten angeblich geschlossene Halbfenster der Puitentalzone hinweg aufgefaßt wurde (O. SCHLAGINTWEIT, 1912 a, S. 84). Ja sogar die Kramermasse NW Garmisch-Partenkirchen hatte man (M. RICHTER & H. STEINMANN, 1927, S. 29) noch zur Inntaldecke geschlagen, wogegen sich O. AMPFERER (1931, S. 29) entschieden gewendet hatte. Dennoch blieb die Vorstellung des Puitental-Halbfensters und der tektonischen Gleichwertigkeit von Wettersteingebirge und Miemingergebirge noch bis E. KRAUS (1949, S. 82) erhalten. Heute ist durch eine Reihe von detaillierten (1 : 10.000) Kartierungen der Münchner Schule, besonders durch die Arbeiten von H.-J. SCHNEIDER, 1951; 1953 a; 1962; H. VIDAL, 1953; H. BÖGEL, 1958; 1960; H. MILLER, 1962; 1963; H. FRISCH, 1964; H. JERZ & R. ULRICH, 1966; P. ENDERS, 1967, u. a., die Stellung des



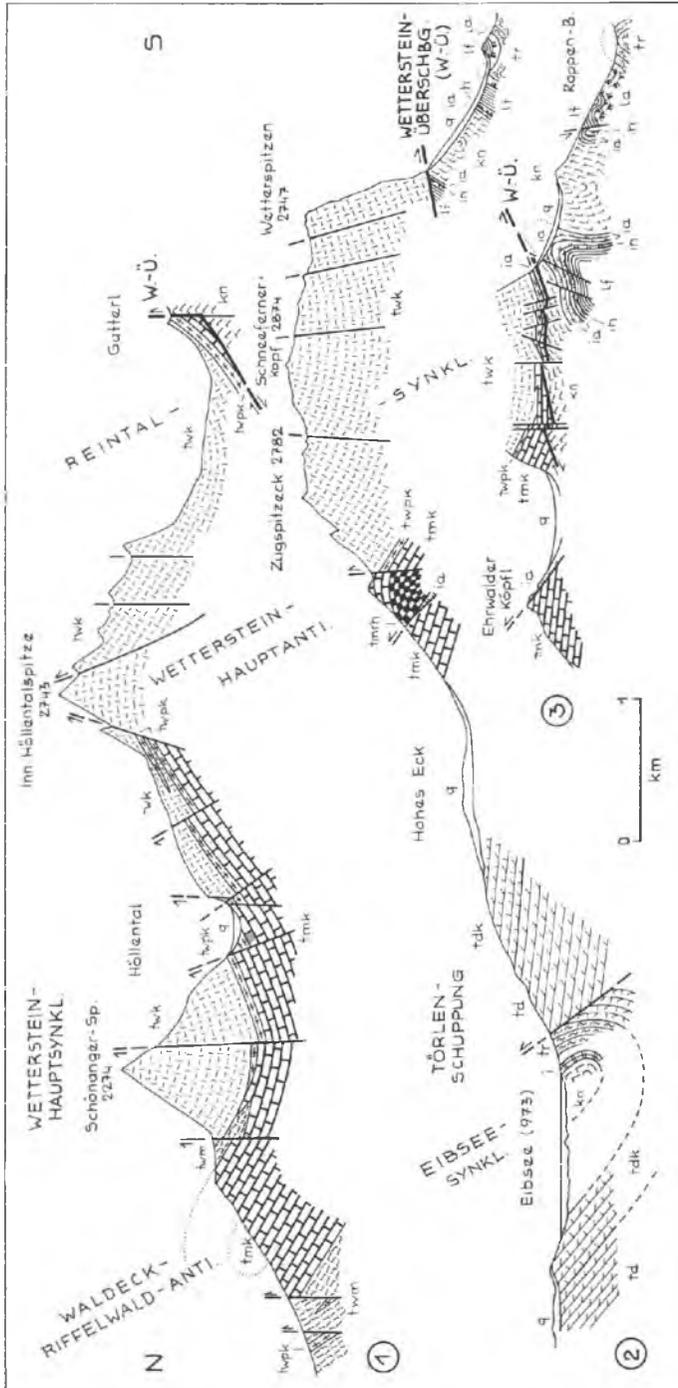


Abb. 56: Profile durch das Wettersteingebirge und die Palearctalzone nach H. MILLER (1962, Abb. 3; 1963, Taf. 33).

scholle über das Wamberger Faltenystem nach Norden und in der die Karwendelmulde fortsetzenden Wetterstein-Hauptmulde nach Osten eindeutig (Abb. 55).

Die Überwältigung der Puitental-Jungschichtenzone auf der Südseite des Wettersteingebirges ist durch einen südlichen Schub des Wettersteinblockes zustande gekommen, wie H. MILLER (1962, S. 409; 1963 a, S. 313) auf Grund der Faltenvergenzrichtung zeigen konnte – vgl. Taf. 6, Fig. 7. Südschub ist auch für die Überfahrung der Jungschichten auf der Ostseite des Ehrwalder Beckens verantwortlich, nicht Westschub, für den der gegen Westen gewendete Kopf der Wetterstein-Überschiebungsmasse seit je als Musterbeispiel gegolten hat (vgl. H. MILLER, 1963, S. 306) – Abb. 56. Die Puitentalzone ist demnach eine von beiden Seiten zugeschobene Mulde, ein schönes Beispiel für den Typus einer überfahrenen Beutelmulde, allerdings einer speziellen Art, da die beiden Flügel nicht gleichwertige Einheiten sind, sondern im Norden der Lechtaldecke, im Süden der Inntaldecke angehören – Abb. 150 in Band 1 dieser Monographie.

Der Innenbau des Wetterstein-Gebirgsstockes (Abb. 55–56) wird durch drei Hauptelemente charakterisiert (H.-J. SCHNEIDER, 1951, S. 51, Abb. 1; 1953, S. 48, Abb. 6; H. BÖGEL, 1960, S. 27, Abb. 2; H. MILLER, 1962, S. 416, Abb. 3; 1963 a, Taf. 33; H. JERZ & R. ULRICH, 1966, Profiltaf.): Im Norden ist es die Wetterstein-Hauptmulde, die im Waxensteingebiet SE des Eibsees mit östlichem Achsenfallen ansetzt und zunächst Wettersteinkalk im Kern zeigt, vom Kreuzjoch westlich des Partnachtales an aber Karn und Hauptdolomit empfängt, der im Osten den breiten, teilgefalteten Muldeninhalt bildet. Interessant ist der Faziesgegensatz im Ladin in beiden Flügeln dieser Mulde, die im Norden ausschließlich aus Partnachschichten, im Süden aus Wettersteinkalk besteht. Das Rückgrat des Wettersteingebirges bildet die Wetterstein-Hauptantiklinale im Wettersteinkalk der Zugspitze und östlich davon. Sie wird im Süden durch die Wetterstein-Hauptsattelaufschubung an steiler Längsaufpressungsfläche gestört. Innerhalb dieses bis zum Südrand des Gebirgsstockes reichenden Wettersteinkalkwalles ist im Westteil noch weithin die Reintal-Synklinale sichtbar (Abb. 57), die gegen Osten hin aufsplittert und dort von der ab der Dreitorspitze spürbaren Schartenkopf-Antiklinale am distalen Südrand abgelöst wird, die im Westen Wettersteinkalk, im Osten auch noch den Muschelkalk an der Oberfläche aufwölbt. Die südlich davon liegende, durch sekundären Südschub überwältigte Puitentalmulde besteht aus zwei eng gepreßten, steilstehenden Faltenzügen innerhalb der Jungschichtenzone. Im Hohen Kamm, 4,5 km SE der Zugspitze, beteiligt sich auch noch Neokom am Aufbau der südlichen Hauptkette, sonst liegt die Muldenfüllung allgemein in der Talung unterhalb der Südwände (Abb. 54).

#### 5d) Die Lechtaldecke zwischen Achental-Isarquertal und Innquertal

Stirnzone. Östlich des Eselau-Halbfensters läuft die Deckenfront in den Tegernseer und Schlierseer Bergen zunächst ohne Komplikation durch, im Westen mit Muschelkalk, weiter im Osten basal mit Hauptdolomit einsetzend (geol. Kt. 1 : 100.000, Blatt Tegernsee – P. SCHMIDT-THOMÉ, 1953; Blatt Schliersee – O. GANSS, 1953). Nur in der Kreuzbergköpfl-Deckscholle ist 3,5 km westlich vom Schliersee, 3 km nördlich der heutigen Deckenstirn, eine hochbajuvarische Klippe aus Buntsandstein er-



Abb. 57: Blick auf den Südteil des Wettersteingebirges gegen Westen hin (Luftaufnahme von H. BECKEL). Im Hauptteil des Bildes überblickt man die große W-E-ziehende Reintal-Muldenstruktur, der das Reintal in der Bildmitte folgt. Der steil gegen Norden aushebende Mulden-nordflügel im Wettersteinkalk ist am Höllentalspitzkamm nahe dem rechten Bildrand zu erkennen, der gegen hinten in den von Wolken verhüllten Gipfel des Wettersteingebirges, die Zugspitze, mündet. Das mittelsteile (Vordergrund) oder steile (Mittelgrund) südwärts gerichtete Ausheben des Wettersteinkalkes des Südflügels der Mulde wird im Hochwannerkamm auf der linken Bildseite sichtbar. Im hinteren Mittelgrund erscheint auf der linken Bildseite jenseits vom Gaistal noch die bereits der Inntaldecke angehörige Mieminger Berggruppe mit ihren westlichen Ausläufern. Die Lechtaler Alpen reihen sich im Bildhintergrund an.

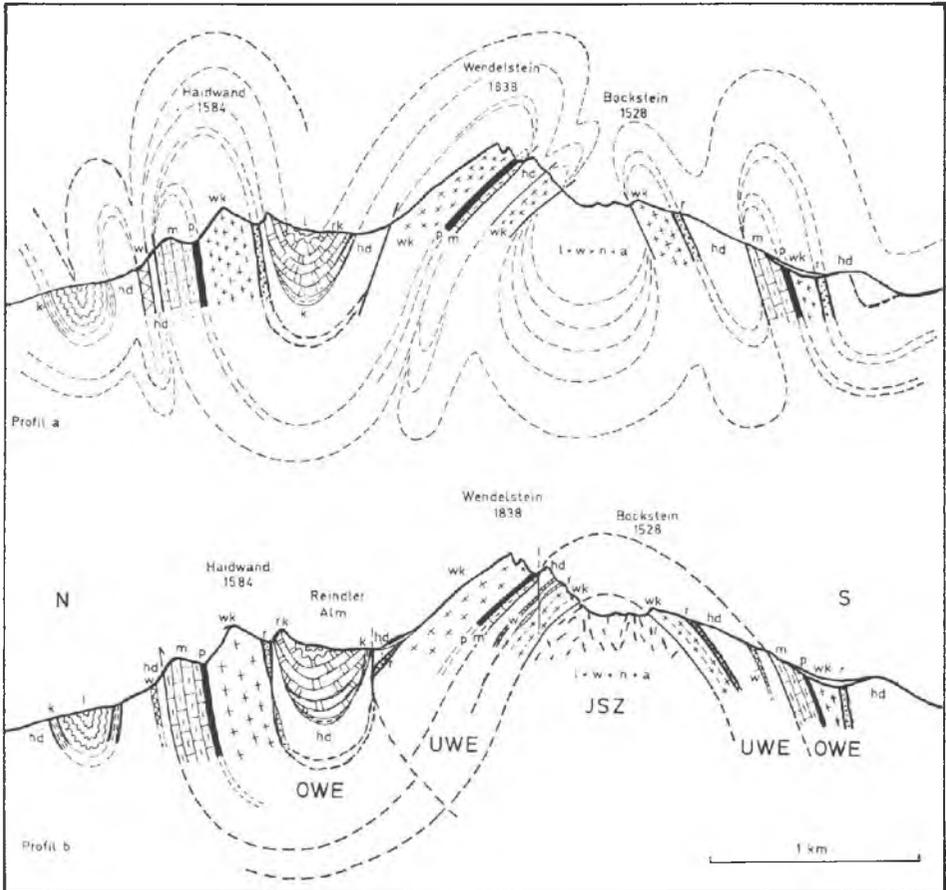


Abb. 58: Profil durch den Wendelstein aus H. WOLFF (1973, Abb. 3). Profil a zeigt die autochthone Deutung im Sinne von K. BODEN (1930), Profil b die Deutung im Sinne der Deckenlehre durch K. OSSWALD (1928). Es zeigt sich, daß die autochthone Deutung die weitaus kompliziertere ist, gegen die noch dazu die kartenmäßigen Zusammenhänge am Westrand des Wendelsteinstockes (O. GANSS, 1953) sprechen. JSZ = Jungschichtenzone der Allgäu-Decke, UWE und OWE (Unter und Obere Wendelsteineinheit WOLFF) = Wendelstein-Stirnschuppe und Hauptkörper der Lechtaldecke, m Muschelkalk, p Partnachschichten, wk Wettersteinkalk, r Raibler Schichten, hd Hauptdolomit, k Kössener Schichten, l Lias, w Malm, n Neokom, a Alb.

halten (M. RICHTER, 1937, S. 109). Letztgenannter Autor sieht auch in dem Vorkommen von Hauptdolomitschutt-reicher Cenoman-Brekzie des Lechnerberges im Schlierseer Gebiet eine Deckscholle der Lechtaldecke (1937, S. 110).

Erst im Wendelsteingebiet wird die Gliederung und Tektonik der Stirnzone wiederum lebhafter (K. OSSWALD, 1928; 1951; O. GANSS, 1953: geol. Kt. und Profiltaf.). Der mit Muschelkalk und Wettersteinkalk an der Überschiebungsfäche einsetzende Wendelsteinzug wird durch das 6,5 km tiefe, wiederum wie die westlichen

Stirnrandfenster in der Streichrichtung gelegene *Wendelstein-Doppelhalbfenster* zu einer ebenso langen, gegen Westen aushebenden Halbklippe gestaltet. Dabei ist hier zwischen den Jungschichten der Allgäudecke, die im Fensterinneren bis zu den neokomen Aptychenschichten emporreichen, noch eine nördlich und südlich der Halbklippe sichtbare *Stirnschuppe* der Lechtaldecke aus einer Serie von Wettersteinkalk bis zu den tithonen Aptychenschichten zwischengeschaltet – eine Erscheinung, die ja schon von etlichen westlicheren Abschnitten der Lechtaldecke beschrieben wurde. Diese *Wendelstein-Stirnschuppe* (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 106) entspricht der ehemaligen Unteren Wendelsteindecke von M. RICHTER (1937, S. 112) – Abb. 58 und Taf. 6, Fig. 4. Der Hauptkörper der Wendelstein-Halbklippe aber ist zu einer regelmäßigen Längsmulde mit Liaskieselkalk als jüngstem geformt. Diese Dreigliederung in die erwähnten deckentektonischen Stockwerke – die faziell eigenständige Allgäudecke im Liegenden, die Wendelstein-Stirnschuppe und die Lechtaldecke – wird durch die Neuuntersuchung von H. WOLFF (1973, S. 128) bestätigt, auch wenn WOLFF hierfür Lokalnamen aufstellt (Jungschichtenzone, Untere und Obere Wendelstein-Einheit). Hier sagen uns die spezifischen tektonischen Begriffe in überregionaler Zuordnung naturgemäß mehr über die Stellung und Struktur der betrachteten Teilstücke.

Deckschollen über der Allgäudecke im *Wendelsteinvorland* südlich vom Sterneck und südlich vom Farrenpoint zeigen auch hier das einstige Vorgreifen der Lechtaldecke bis zum Kalkalpenrand.

Der Hauptkörper der Lechtaldecke zeigt im Abschnitt zwischen Isar und Inn, nördlich des Querfaltengebietes im Unutz-Achensec-Abschnitt, einen sehr regelmäßigen Längsfaltenbau. Das Hauptelement im Norden ist das nun vorerst ungestört durchlaufende *Bayrische Synklinorium* mit seiner nur schwach nordvergent überkippten Doppelmulde. Vom Raum südlich von Bayrischzell abgesehen, wo durch eine achsiale Kulmination im Seeberg-Traithen-Gebiet nur Plattenkalk und Kössener Schichten als Muldenjüngstes im weiten Hauptdolomit-Faltenland auftreten, reicht die Schichtfolge in den Muldenkernen meist noch über den Lias in Beckenfazies bis zu den Aptychenkalken empor.

Von Bayrischzell an gegen Ost bis zum Inn wird der ruhige Faltenverlauf durch eine subparallele Schar sehr wirksamer NW-SE-streichender großer *Ammer-Blattverschiebungen* gestört. Von Westen gegen Osten folgen Himmelloos-, Mühlbacher- und Wildbarren-Blattverschiebung aufeinander, die entweder rechtssinnig die nordöstlichen Flügel gegen SE verschieben oder auch nur vertikale Bewegungen erkennen lassen (Taf. 3). Der nördliche Muldenast des Synklinoriums setzt unter verschiedenen Bezeichnungen über diese Schollen hinweg (Sudelfeld-, Auerberg-, Fahrenberg-Mulde) und streicht östlich des Inn als „Erlerberg-Mulde“ weiter fort. Durch die *Auerbach-Antiklinale*, die an der Oberfläche nur durch Liaskieselkalk zwischen den Aptychenschichtkernen der nördlichen und südlichen Mulde markiert ist, wird die *Südmulde* abgetrennt, die als Traithen-Brünstein-Oberaudorfer Synklinale westlich vom Inn und als Niederndorfer-Wössener Synklinale östlich vom Inn bezeichnet worden ist.

Im *Wildbarrengebiet* nördlich des Bayrischen Synklinoriums liegt in der Lechtaldecke noch vor Erreichen des Inntales in der tief eingefalteten und dann noch beiderseits lokal zugeschobenen *Regauer Mulde* Cenoman bis Turon einem Unter-

grund von Hauptdolomit bis Rhät auf. Während dieser Cenomanstreifen bei Regau von K. OSSWALD (1929) noch als Fenster einer stark verschuppten Lechtaldecke gedeutet worden war, ist durch eine Reihe neuerer Arbeiten (O. GANSS, 1953, Kt.; E. SPENGLER, 1956, S. 9; H. WOLFF, 1968 a, b; A. TOLLMANN, 1970 d, S. 133 f.) die Struktur als Mulde erkannt worden.

Von kleineren Faltenzügen abgesehen, stellen im besprochenen Abschnitt der Lechtaldecke die Trausnitz-Antiklinale und die Thierseer Mulde die nächst südlicheren durchgehend vorhandenen Hauptelemente dar – Taf. 6, Fig. 4. Die Trausnitz-Antiklinale (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 110) bildet als ein 45 km weit ununterbrochen hinziehender Hauptdolomitsattel das zentrale Rückgrat dieses voralpinen Faltenlandes, den Wamberger Sattel des Westens vom Sylvensteinsee an, leicht nordversetzt, ablösend. Die südlich folgende Thierseer Synklinale erreicht gleiche Länge, wenn man – wohl mit Recht – von der Achenkirchener Querstruktur an die gegen Westen über Achenwald im Plattenkalk noch weiter verfolgbare seichte Muldenzone bis Fall im Westen zum tief eingefalteten, nordwärts überkippten Muldenhauptteil der Thiersee-Kiefersfeldener Synklinale dazurechnet. Dabei ist der Westabschnitt dieses tief eingemuldeten Teiles noch einfach gebaut, aber schon nordvergent überschlagen, östlich der Grundache aber treten gestaffelt eine Reihe von kleineren, nördlichen, an ihrer Südseite abgescherten Nebenmulden auf (M. FURLANI-C., 1921, S. 91; O. GANSS, 1953, Profiltaf.; E. SPENGLER, 1956, S. 10). Trausnitz-Antiklinale wie Thierseer Mulde werden im Osten östlich vom Thiersee von der Mauthaus-Querstörung abgeschnitten.

Die Querfaltungen im Unutz und in der Achentaler Schubmasse: Die ruhige Längsfaltentektonik innerhalb der Lechtaldecke wird wei-

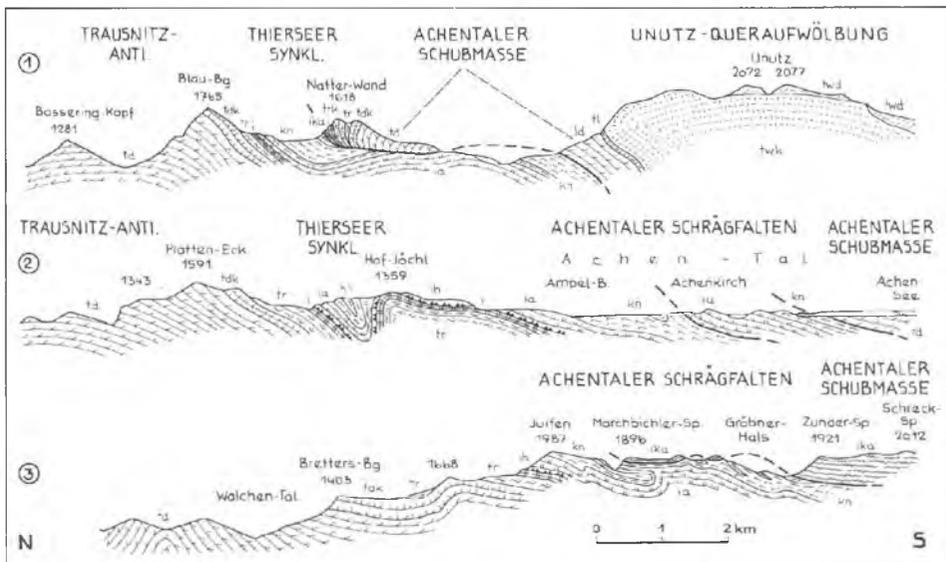


Abb. 59: Profile durch Unutz und Achentaler Schubmasse nach P. SCHMIDT-THOMÉ (1953, Profiltaf.).

ter im Süden kräftig gestört. West- bis WNW-vergente Überfaltungen und Überschiebungen erfassen nördlich vom Achensee ein 12 km breites Gebiet (Taf. 2). Die im Süden von Westen her heranreichende Karwendel-Synklinale erscheint scharf geknickt und durch querstreichende Faltenstreifen in der Jungschichtenserie mit der Thierseer Mulde im Norden verbunden. E. SPENGLER (1953, S. 45 ff.) erachtete die Abwicklung der Achantaler Schubmasse als eines der schwierigsten Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Er lehnte die Annahme von O. AMPFERER (1921 d, S. 198 ff.; 1941, S. 182) ab, der an einen nachträglichen Knick in einer ursprünglich einheitlichen großen Muldenzone gedacht hatte. E. SPENGLER nimmt hingegen wie W. QUENSTEDT (1933, S. 459 ff.; 1951, S. 56) an, daß die Karwendel- und die Thierseer Mulde seit je getrennt waren und nur durch eine quere zusätzliche Faltung einer hiedurch noch erhaltenen Jungschichtenbedeckung im Zwischenstück eine Verbindung hergestellt worden sei. Diese Deutung wird auch durch die Darstellung von P. SCHMIDT-THOMÉ (1953) unterstützt – Abb. 59. Ferner ergab sich nach Analyse dieses Raumes durch eine Arbeitsgruppe unter W. ZEIL (ZEIL et al., 1975) auf Grund von detaillierter Untersuchung der Fazies, der Mächtigkeiten, der Kleintektonik etc. die Bestätigung für die ursprünglich unabhängige, durchgehende Anlage die Längsstrukturen wie Wamberger bzw. Trausnitz-Antiklinale, Thierseer Mulde, Scharfreiter-Antiklinale und Karwendelmulde. Im Süden aber ist im Raum des Fonsjoches eine Abknickung des gesamten Muldeninhaltes der Karwendel-synklinale einschließlich des Hauptdolomitrahmens schon auf der Karte von O. AMPFERER & W. HEISSEL (1950) eindeutig ablesbar. Die generell wohl jüngere kräftige Querfaltung hat hier im Süden nicht einfach das ältere Muldensystem faltend mitgenommen, sondern doch offensichtlich drehend abgeknickt.

Die Hauptquerstruktur stellt nun die zwischen Marbichler und Achenkirch 7 km weite (O. AMPFERER, 1941, S. 188) durchgescherte und zur Achenkirchener Schubmasse im Sinne von W. QUENSTEDT (1951, S. 55) gewordenen Überfaltung dar. Die Anlage als Überfalte ist z. B. noch an der erhaltenen verkehrten Serie am NW-Rand der Scholle auf der Hochplatte (W. QUENSTEDT, 1951, S. 63) zu erkennen. Unter der Schubmasse liegt ein gegen NW hin erzeugtes, zu zwei SW-NE-streichenden Faltenzügen mit neokomen Aptychenschichten im jeweiligen Muldenkern ausgewalztes Falten-system – Abb. 59. Der statistische Überblick über die in diesem Bereich vorhandenen Faltenachsen (A. FUCHS, 1944, S. 343 ff.) hat gezeigt, daß in der Karwendelmulde die ungefähr W-E-gerichteten Achsen herrschen, in dem vom Fonsjoch nach Norden anschließenden Stück des Zunderspitzkammes N-S-Achsen, daß aber im Bereich der schräg streichenden Hauptstrukturen außer SW-NE-Achsen auch solche mit WNW-ESE-Orientierung vorhanden sind. Die erwähnte Analyse dieses Raumes durch K.-H. NAGL (W. ZEIL et al., 1975, S. 37; K.-H. NAGL, 1975) hat die Rotation von Teilen der Achantaler Schubmasse und deren Überschiebung gegen NW bestätigt.

Das an die Thierseer Mulde im Süden anschließende Hauptelement bildet das Guffert-Pendling-Gewölbe mit seinem langhinziehenden Kern aus Wettersteinkalk und (im Süden) Wettersteindolomit, der im karnischen Horizont zu beiden Seiten Eigenbewegungen gegenüber dem Rahmen vollführt hat (K. LEUCHS, 1921, S. 16; O. AMPFERER, 1941, S. 187). Westlich von Kufstein verschwindet dieser Faltenkern unter dem Quartär des Inntales. Dort setzt er nicht, wie früher vielfach angenommen, in die Thierbergregion NE davon fort, da sich der Thierbergkalk auf Grund der Mikrofauna

als obertriadisch und nicht als ladinisch erwiesen hat (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 144). Im Westen aber ist das westwärtige Drängen dieses Antiklinalkernes im **Hochnutz** an der westgerichteten Großfaltenstruktur im Wettersteinkalk und Hauptdolomitmassiv schön ablesbar. Der Kopf der hier westdrängenden Antiklinale stellt sozusagen den Kern der in gleiche Richtung getriebenen Achentaler Schubmasse dar (Abb. 59).

Die tektonischen Verhältnisse im nächstsüdlicheren Abschnitt beiderseits und südlich vom **Achensee** sind, auch abgesehen von der Inntaldecke, in den einzelnen Teilabschnitten recht individuell gestaltet. Westlich vom Achensee schließt zunächst, noch ganz im Hauptdolomit gelegen, die untergeordnete **Montschei**n-Antiklinale südlich vom Fonsjoch an die Karwendelmulde an. Sie wird im Süden durch die Güttenberg-Mulde begleitet, deren Kern aus Jura und Neokom nach O. AMPFERER (geol. Kt., 1941) eine Eigenbewegung gegenüber dem Hauptdolomitsockel vollzogen hat.

Die Hauptstruktur des Sockels der Inntaldecke im östlichen **Karwendelgebiet** aber ist die **Stanserjoch**-Antiklinale im Wettersteinkalk und -dolomit (Abb. 69), die im großen gesehen letztlich im Sinne von E. SPENGLER (1943, S. 236) als Fortsetzung der Wetterstein-Hauptantiklinale zu sehen ist, die ja bei der westlichen Karwendelspitze ESE von Mittenwald von Westen her unter der Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke verschwindet und dann wiederum im Osten darunter als „Falk-Antiklinale“ hervortaut, die weiter im Osten von der Stanserjoch-Antiklinale abgelöst wird – Taf. 6, Fig. 5. Trotz teilweiser Verhüllung dieses Sattels durch die Deckschollen der Inntaldecke ist die Struktur des Stanserjochgewölbes doch gut erfaßbar (E. KRAUTER, 1968, S. 26). Die Rappenspitz-Überschiebung südlich des Antiklinalscheitels, die eine Bewegung im karnischen Niveau unter dem südlich folgenden Hauptdolomit des Antiklinalen-Südflügels anzeigt, ist wesentlich unbedeutender als bisher angenommen, da aus ihr nicht aktiv nach der Hauptüberschiebung der Inntaldecke noch kilometerweit Obertriasschollen der Lechtaldecke in sekundärem Nachschub über davorliegende Teile der Inntaldecke, diese einwickelnd, verfrachtet worden sind (O. AMPFERER, 1942, S. 32, 91; W. HEISSEL, 1950, S. 31; E. SPENGLER, 1953, S. 43; E. KRAUTER, 1968, S. 58), sondern diese Schollen sind als Schürflinge beim Vorschub des Inntaldecken-Hauptkörpers passiv über die schon weit vorgerückte Karwendel-Stirnschuppe mitgeschleppt worden, wodurch der Rappenspitz-Schuppung keine Bedeutung zukommt (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 113) – vgl. Taf. 2 und 6 dieser Abhandlung sowie Abb. 51 in Band 1 dieser Monographie.

Schwieriger zu deuten ist die Situation im Bereich der westlich fortsetzenden **Falk**-antiklinale, die im Sinne von O. AMPFERER der Lechtaldecke und nicht, wie früher, der Inntaldecke zugerechnet wird. So erscheinen im Querprofil durch die **Falk**gruppe südlich des Rißtales drei verkehrt gelagerte Einheiten übereinander: Der überkippte Südflügel der Karwendelmulde mit einer Serie von Neokom im Norden bis zum Wettersteinkalk im Süden, hierauf die bis südlich vom Torkopf nach Westen verfolgbare Falkschuppe mit Wettersteinkalk, Muschelkalk und Reichenhaller Rauhwacke, intern weiter geschuppt, und darüber, durch eine Stirnfaltung wiederum verkehrt einsetzend, Wettersteinkalk und Muschelkalk der Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke, hinter der im Süden die Lechtaldecke nochmals im **Lalider**-Fenster mit Hauptdolomit, Rhät und Jura (vgl. Prof. 3, Abb. 40 bei P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964) auftaucht (Abb. 70). Bei dieser auf Grund der bisher verfügbaren Daten gegebenen Deutung des ja sehr

komplizierten Gebietes macht sich allerdings besonders der Mangel einer neueren Aufnahme dieses Abschnittes des Karwendelgebirges bemerkbar, der trotz der baustilmäßig so interessanten Struktur seit O. AMPFERER und Th. OIINESORGE, 1912, nicht mehr kartiert worden ist. Die letzte ausführliche Beschreibung des südlichen Karwendels aber stammt überhaupt erst von 1899 (O. AMPFERER & W. HAMMER).

Südlich von der Stanserjoch-Antiklinale folgt die *Karwendel-Hauptmulde* der Lechtaldecke, die als große W-E-ziehende Muldenstruktur im Hauptdolomitsockel sichtbar ist und im Kern zunächst die jüngeren Schichtglieder über Rhät bis in die Aptychenschichten enthält, dann aber als „falschen Kern“ die mit Resten von Buntsandstein, allgemein mit Muschelkalk und Wettersteinkalk im Basalteil auflagernde, rinnenförmig eingelagerte Inntaldecke enthält. E. SPENGLER (1943, S. 237) sah in dieser Mulde letzten Endes die östliche Fortsetzung der Lechtaler Hauptmulde, die mit der Freispitz-Synklinale im Westen unter der Inntaldecke untertaucht. Die Juraserie dieser Karwendel-Hauptmulde bis zu den Aptychenkalken ist am Nordrand in der Unterlage der Inntaldecke vom Vomperjoch nach Westen hin bis zum Engtal und Lalidertal hin sichtbar, weiter westlich werden die jungen Schichten nur durch die an der Fuge zwischen Karwendel-Stirnschuppe und Inntaldecken-Hauptkörper emporgerissenen Schürflinge erfaßbar. Im Südfügel der im Kern durch die tirolische Deckenmasse verdeckten Mulde ist über dem Hauptdolomit nur noch Rhät und Jura im Zunderkopf NNW Hall und im Walderkamm nördlich Terfens vorhanden.

Im Süden der Inntaldecke treten im Abschnitt zwischen Innsbruck und Schwaz noch die verschuppten Reste der Lechtaldecke auf, bevor die bedeutende WSW-ENE-verlaufende Störung im Unterinntal auf dieser Strecke Kalkalpen und Zentralalpen trennt, allerdings unter dem Pleistozän des Inntals verborgen. Die beiden Hauptschuppen dieses Lechtaldecken-Südrandstreifens, die tiefere südlichere *Thaurer Schuppe* und die höhere nördlichere *Zunderkopf-Schuppe*, sind schon von O. AMPFERER (1899, S. 346 ff.) beschrieben worden. Als drittes und höchstes Element kommt ein lokal bewegter schmaler Streifen innerhalb des Jungschichtenanteiles am Lechtaldecken-Oberrand hinzu. Das schräge bis quere Untertauchen des nordfallenden Hauptdolomites der Zunderkopf-Scholle ist im Bereich der Salzlagerstätte Hall unter den Buntsandstein und ähnlich alte Schichtglieder der Basis der Inntaldecke durch O. SCHMIDEGG (1951, Taf. 19; 1952, Taf.) zur Darstellung gelangt. Ob die Schuppen durch süd- oder nordvergenten Schub entstanden sind, ist noch nicht gefügekundlich untersucht worden. Auffällig ist der Faziesgegensatz zwischen der Partnachschichten-führenden Thaurer Schuppe und der Wettersteinkalk-enthaltenden Zunderkopf-Schuppe. Die mitteltriadische Schichtfolge der Thaurer Schuppe wird bei M. SARNTHEIN (1965, S. 144, Taf. 1) durch zwei Profilsäulen charakterisiert, die die geringe Mächtigkeit und die Partnachmergelfazies zeigen. Ein neues tektonisches Studium dieser Südrandzone aber ist noch ausständig.

Östlich vom Achensee zeigt das *Rofan- oder Sonnwendgebirge* altberühmte Eigenheiten durch den intensiv gegen WNW in Falten gelegten Jungschichtenanteil im Oberbau. Die Juraserie der flachen Rofanmulde als Ganzes ist im Sinne von E. SPENGLER (1943, S. 237) als Fortsetzung der Güttenberg-Mulde westlich des Achensees zu betrachten. Im monographischen Werk von F. WÄHNER (1903/1935) und auf der geol. Kt. von E. SPENGLER (1935) ist der Gebirgsstock eingehend geschildert. Überraschend an dieser Berggruppe ist der Umstand, daß die im Gipfelbereich auftretende Serie vom Oberrhät-

kalk bis zum Radiolarit in zehn kleine, gegen WNW überschlagene, liegende, zum Teil durchgescherte Falten geworfen ist und daß die berühmte Hornsteinbrekzie darüberlagert, den Faltenwurf aber nicht mehr mitmacht – Abb. 90 in Band 1 dieser Monographie. Als Erklärung hat man daher zunächst die Hornsteinbrekzie als tektonischen Reibungshorizont gedeutet, hat gedacht, daß sie die Bewegung darunter auffängt und ausgleicht (F. WÄHNER, 1903, S. 161 ff.). B. SANDER (1941, S. 87) und R. WEYNSCHENK (1949, S. 21) haben aber gezeigt, daß es sich bei dieser Rofan-Hornsteinbrekzie doch um eine sedimentäre Brekzie handelt, wie früher bereits vielfach vermutet worden ist. Unter diesem Gesichtspunkt gibt es wiederum zwei neuere Deutungsmöglichkeiten, und zwar jene von E. SPENGLER (1935, S. 151), daß eine sedimentäre Brekzie später trotzdem im Sinne von F. WÄHNER zu einem Gleithorizont für eine in Form der Stockwerktektonik sich darunter abspielende tektonische Faltung werden könne, oder aber die zweite, wohl gültige Deutung, daß die Sedimentärbrekzie erst über einem bereits im Jura (schon malmisch zufolge des malmischen Alters des in die Faltung einbezogenen Radiolarites nach J. WENDT, 1969, S. 225) erfolgten Faltenbau transgrediert, der dann stets als submariner, durch Schwerkraft gestalteter Roll- und Gleitfaltenbau gedeutet worden ist. Interessant ist ferner die Feststellung von J. WENDT (1969, S. 232) von bedeutenden schichtparallelen submarinen Spaltenfüllungen aus Jurarotkalk, die durch ihr früher als tektonisch gedeutetes Auftreten im Oberrhätkalk mehr tektonische Komplikationen nahegelegt haben, als tatsächlich vorhanden sind. Diese Feststellung aber betrifft nicht den sicheren WNW-vergenten liegenden Faltenbau des Oberstockes.

Etwas nördlicher gelegen, übernimmt die Brandenberger Mulde die Funktion der Rofan-Synklinale im östlich anschließenden Abschnitt südlich des Guffert-Pendling-Gewölbes. Die vorgosauische Muldenstruktur ist aus der Lagerung der Hauptdolomitmasse und den beiderseits unter der Brandenberger Gosaumulde hervorkommenden Oberrhät- und Liaskalken im Muldenkern erkennbar (O. AMPFERER, 1922, geol. Kt., Taf. 1). Die bis ins Untercampan reichende Brandenberger Gosaumulde hingegen, deren Schichtfolge in Bd. 2, S. 424 f., mitgeteilt worden ist, liegt etwas schräg zur alten Muldenstruktur.

#### 5 e) Der kalkalpine Streifen südlich des Innlängstales von Schwaz abwärts

Auf der rechten südlichen Seite des Inntales erscheint östlich von der Ortschaft Schwaz, mit dem Permoskyth über der Grauwackenzone transgressiv auflagernd, der südlichste Streifen der Lechtaldecke, der mit einer durchschnittlichen Breite von 2–4 km das Unterinntal gegen Osten hin begleitet. Dieser Streifen ist durch drei neue, auch kartennäßig belegte Arbeiten detailliert dargestellt worden (H. PIRKL, 1961; K. KÜCKELKORN, 1964; 1968). Im westlichsten Abschnitt der Scholle südlich vom Inn zwischen Schwaz und Zillertal zeigt die steilstehende kalkalpine Schichtfolge zunächst eine Normalabfolge vom Permoskyth-Sandstein im Süden bis zu den Partnachschichten, die hier als jüngstes Element erhalten sind. Weiter im Norden ist der Mitteltriasanteil SW Schlierbach steil gefaltet und geschuppt. Durch ein starkes Nachdrängen der Grauwackenzone sind deren Phyllite und der Schwazer Dolomit in diesem Abschnitt seiger an oder sogar steil überkippt über die Triasbasis aufgepreßt (Profiltaf. 4 bei H. PIRKL, 1961). Westlich vom Lärchkopf ist die Grauwackenzone noch mit der Kalkalpenbasis verschuppt.

Zwischen Zillertalmündung und Kundl kam es im kalkalpinen Streifen durch die Aufschuppung der 6 km langen Rattenberger Schuppe (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 115) über die tiefere, die Hauptmasse der Zone umfassende Brandachjoch-Schuppe, die ihrerseits einen 10 km langen südlichen Aufschuppungsrand über Untertrias und Grauwackenzone zeigt, zu einer tektonischen Dreigliederung des Streifens. H. PIRKL (1961, S. 105 und Taf. 6), der diese Gliederung erkannt hatte, betrachtete die Rattenberger und Brandachjoch-Schuppe mit ihrer dolomitreichen Mitteltrias, die wiederholt als Hinweis auf Berchtesgadener Dachsteinkalkfazies gewertet worden ist, als eine deckenförmige, ferntransportierte Schubmasse über der südlicheren, der Grauwackenzone nur wenig gestört auflagernden kalkalpinen Randzone, die noch dazu hier in ihrer Fortsetzung westlich des Zillertales die erwähnte Mitteltrias mit Partnachschieben („Hohenegg-Fazies“) führt. Nun ist aber aus einer Reihe von Gründen kein Zweifel möglich, daß die Brandachjoch-Schuppe in ihrer ganzen Breite gegen Osten untrennbaren Bestandteil der Lechtaldecke darstellt (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 115) – vgl. Taf. 2–3. Man kann in den Überschiebungen daher nur im Sinne von K. KUCKELKORN (1964, S. 29; 1968, S. 429) lokale Schuppungen sehen, im betrachteten Abschnitt wohl südgerichtet und gegen Osten hin entsprechend auslaufend. Auch die Fazieszonen unterstützen eine derartige relative Autochthone, da die südlichste Partnachschieben-hältige Fazieszone (Hohenegg-Fazies) sich westlich des Innates in der Thaurer Scholle der Lechtaldecke fortsetzt, die dolomitreiche Mitteltrias aber im Südteil der Unutz-Guffert-Pendling-Antiklinale auftritt, so daß die nördlichere Zone südlich des Inn gut an die Zone jenseits des Flusses anschließt (vgl. auch Abb. 2 bei F. KUCKELKORN, 1968). Auch schon in der nahen Stanserjoch-Antiklinale ist der Übergang von der Wettersteinkalk- zur Wettersteindolomit-Entwicklung sichtbar.

Bei besonderer Berücksichtigung der bruchtektonischen Strukturen, die F. KUCKELKORN kartiert hat, zeigt sich erst die starke späte Zerlegung, die auch hier im Streifen südlich und nördlich des Inn im wesentlichen dem Grundprinzip der symmetrischen Schrägzerscherung an gekreuzten Diagonalstörungen folgt, die sich allerdings vielfach unter steilem Winkel treffen, während die flachen Diagonalscherflächenpaare zurücktreten bzw. im Oberangerberger Tertiär hervorstechen. Das gehäufte Auftreten der bruchtektonischen Strukturen auf der Karte Taf. 2 im Vergleich zu den Nachbarregionen ist leider in erster Linie auf die verschieden gründliche Aufnahme solcher Strukturen auf den bisherigen Spezialkarten zurückzuführen.

## 6. Die Lechtaldecke östlich vom Innquertal

Ähnlich wie bei der Allgäu-Decke verschwinden auch bei der Lechtaldecke östlich des Inn die vordersten internen Einheiten, hier Faltenzüge, durch ein Rückspringen des Stirnrandes gegen Osten hin. Die Hauptmasse des Deckenkörpers östlich vom Inn besteht aus einer in der Stirnzone mit Muschelkalk oder Wettersteinkalk am basalen Schrägzuschnitt einsetzenden gefalteten Platte, die in ihrem nördlichen und in ihrem südlichsten Längsstreifen mächtige Jungschiebenzüge eingefaltet trägt und in der zentralen Längszone vom hochgewölbten Hauptdolomit beherrscht wird. Eine Parallelisierung der zahlreichen inneren Faltenzüge in der Lechtaldecke westlich und östlich vom Inn

wurde zuletzt vom Verfasser 1969 c, S. 132 f., unter Rückblick über die bisherigen Parallelisierungen vorgenommen und ist auf Taf. 3 ersichtlich.

Die Stirnzone zeigt in der Kampenwand-Halbklipe ein vollkommenes Spiegelbild zur Wendelstein-Halbklipe, nur daß hier die Stirnschuppe darunter fehlt. Wie dort liegt eine rinnenförmig gestaltete Deckplatte mit einer Serie von Muschelkalk an der Basis und Obertrias (Jurareste fehlen hier) im Kern vor. Die beiden abgeschnittenen Muldenenden sind nur die erosiv durch Achsenausheben entstandenen Enden ein und derselben Stirnmulde des Hochbajuvarikums, die im dazwischengelegenen Verbindungsstück von jedem Autor mit einem lokalen Namen belegt worden sind: Als Wendelstein-Mulde und Mutterberg-Mulde (O. GANSS, 1951, S. 205) westlich vom Inn und als Heuberg-Mulde (W. EDER, 1925, S. 49), Feichted- und Laubenstein-Mulde (W. SCHÖTTLER, 1934, S. 104) bis zu dem als Kampenwand-Mulde bezeichneten Abschnitt östlich vom Inn. Insgesamt aber handelt es sich um nichts anderes als die nach der erosiven Unterbrechung westlich vom Wendelstein wieder einsetzende Hochbajuvarische Randmulde, die wir weiter im Westen als konstantes Stirnelement der Lechtaldecke bereits kennengelernt haben. Hier reicht die Muldenfüllung auf weiten Strecken bis zum Aptychenkalk empor. Vielerorts ist in diesem Raum die Hochbajuvarische Randmulde durch das gekreuzte Diagonalblattverschiebungs-System stark zerstückelt, wie besonders im Laubensteingebiet ersichtlich. Im Deckensattel südlich der Kampenwand-Halbklipe erscheint im Hochplatte-Halbfenster und Priefenster nochmals die Allgäudecke (Taf. 3; Taf. 6, Fig. 3).

Südlich der Hochbajuvarischen Randmulde und einer untergeordneten, südlich begleitenden Rhätmulde zieht nördlich von Sachrang, südlich von Schlechting und südlich des Hochfelln eine breite Hauptdolomitzone dahin, durch Plattenkalkzüge mehrfach untergliedert. Im Hochfellnmassiv fällt starke und enge Zusammendrängung der kleineren, vor und innerhalb von Hauptdolomit zonen stehenden lokalen Muldenzüge auf. Hinzu kommt noch ein schmaler, aus Hauptdolomit bis Neokom aufgebauter Span, der vor der gefalteten Hochfellnmasse gleichsam als Hochfelln-Stirnschuppe steil dahinzieht. Der mittlere Längsabschnitt ist am Ostende der Allgäudecke südlich der Hochfellngruppe durch die Eisenberg-Schuppe (L. NÖTH, 1926, S. 486) gespalten, die im Osten mit Hauptdolomit über das ausgedehnte Cenoman im Süden der Ruhpoldingener Senke auffährt.

Das südliche Hauptelement der Lechtaldecke östlich vom Inn bildet die Wössener Mulde mit mächtiger und breiter Füllung von Jura und Neokom. Diese Wössener Mulde setzt gegen Westen über Karkopf und nördlich Niederndorf über die Oberaudorfer Südmulde zur Traithen-Brünstein-Mulde westlich des Inn fort. Die Parallelisierung der Muldenzüge erfolgt auch auf Grund der Fazies, da beiderseits des Inn im Nordflügel jeweils Fleckenmergel-Fazies ohne Bositraschiefer und im Südflügel Rotwandfazies mit Liasrotkalken auftritt. Faziell läßt sich die Wössener Mulde jedenfalls nicht mit der Thierseer Mulde westlich des Inn mit ganz anderer Liasentwicklung im Nordflügel (Basalbrekzien, Adneterkalk) gleichstellen, was früher häufig versucht worden ist (M. RICHTER, 1937, S. 121). Nach der hier gegebenen Parallelisierung im Sinne von E. SPENGLER (1956, S. 13) und U. FRANZ (1966, S. 86) ist daher als Fortsetzung der Thierseer Mulde östlich vom Inn nur der schmale, stark gepreßte Neokomstreifen der Aßbergalm zu erblicken. Mit steilstehender, sich gegen Osten nur sehr langsam flacher

legender Störungsfläche grenzt im Süden das Tirolikum an die Lechtaldecke (siehe unten), das sich ja erst östlich vom Inn unabhängig von der weit vorgeschobenen Deckscholle der ebenfalls als tirolisch bezeichneten Inntaldecke neu individualisiert — vgl. Taf. 6, Fig. 3.

### III. TIROLIKUM (INNTALDECKE, KRABACHJOCHDECKE UND TIROLIKUM ÖSTLICH VOM INN)

#### 1. Allgemeine Bemerkungen

Während sich die östlich des Inn schräg gegen Osten zum Alpenrand vorstoßende Stirn des Tirolikums des Staufeu-Höllengebirgs-Deckensystems aus einer steilen Störung nördlich der Schollen vor dem Kaisergebirge gegen Osten hin entwickelt, liegt die große Masse des Inntaldeckenkörpers von Münster westlich Brixlegg im Inntal an bis zum Flexenpaßgebiet zur Gänze als fernüberschobene, die Lechtaldecke in der ganzen Breite überlagernde Einheit auf.

Im Jahre 1911 hat O. AMPFERER (S. 668, Abb. 24) die Inntaldecke als oberste große Schubmasse der westlichen Kalkalpen abgegrenzt. Drei Jahre später hat er im Bereich des westlichsten, in Großschollen aufgelösten Abschnittes der Inntaldecke eine noch höhere, allerdings nur kleinräumig erhaltene tektonische Etage, die Krabachjochdecke, abgetrennt (1914, S. 322), zu der er auch die Larsenscholle westlich von Imst gezählt hat. 35 Jahre der intensiven Kartierung und Diskussion um die Grenzführung im einzelnen folgten, bis 1949, S. 93, E. KRAUS und 1955, S. 74, R. SCHÖNENBERG eine neue Ära der Umdeutung der Inntaldecke in eine gebundene Struktur einleiteten. Seither aber wurden große Teilstücke des Nordens, des Westrandes und innerer Abschnitte erneut und sehr detailliert kartiert, so daß im Sommer 1969 vom Verfasser mit der Revision der umstrittenen Grenzabschnitte, die durchwegs als tektonische Fugen wiedererkannt wurden, die Deckenvorstellung mit neuen Argumenten und unter Widerlegung gerade auch der Einwände an den Schlüsselstellen wie Ruitelspitz-Halbklipe etc. erneut gefestigt werden konnte (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 115 ff.; 1970 d, S. 135 ff.; 1971 a, S. 274; 1973 a).

Der Körper der Inntaldecke liegt als eine große, langgestreckte, rund 100 km lange und 10 bis 20 km breite, allseits tektonisch begrenzte Deckscholle dem Südtail der Lechtaldecke auf — vgl. Taf. 1, 2; Taf. 6, Fig. 5–9. Durch die Erosion davon getrennt, reihen sich noch bis zum Flexenpaßgebiet im Westen und bis südlich des Achensecs im Osten Deckschollen dieser Decke in der Streichrichtung an, so daß die heute noch erfaßbare Gesamtlänge 140 km beträgt. Der Hauptkörper der Decke setzt im Osten mit der prächtigen sogenannten Karwendel-Überschiebung ein, die durch O. AMPFERER, 1901 (publ. 1902, S. 276), als eine der beiden ersten großen Überschiebungen der Kalkalpen erkannt worden ist — im gleichen Jahr hatte ja auch A. ROTH-PLETZ (1902, S. 46) die große Überschiebung der Lechtaldecke beschrieben. Heute kennt man die Nordrand-Überschiebung der Inntaldecke in allen Abschnitten in ihren Einzelheiten und hat die Natur dieser Grenzfläche als durchlaufende Trennungsfläche gegen die Lechtaldecke aufgedeckt — auch in dem so lang umstrittenen Abschnitt südlich des Wettersteingebirges.

Die Südgrenze der Decke ist von Osten her über einer Schuppenfolge der Lechtaldecke bis Innsbruck verfolgbar, verschwindet dann weithin, und zwar bis östlich vom Tschirgant, unter der breiten quartären Talfüllung des Inntales und erscheint erst wieder im Tschirgant-Bergstock, den sie mitten durchsetzt, quert bei Imst, verläuft hart südlich der Larsenscholle und leitet dann über Senfterbergalm-Vieleitjoch hinüber bis zum Medriol und schließlich an der Lochalm vorbei unter einem sekundär aufgerittenen Lappen der Lechtaldecke bis zur Memminger Hütte. Von hier zieht die landschaftlich eindrucksvolle Überschiebung gegen Norden an der Oberlahmspitze vorüber, um das Röttal-Halbfenster und an der Basis der Ruitelspitz-Halbklippe herum gegen Norden hin.

Aus neuester Zeit liegen gewichtige Beobachtungen vor, die erneut für die Existenz der seit 1954 unterdrückten Krabachjochdecke sprechen. Da diese aus faziellen Gründen und auch auf Grund der geringen Größenordnung wohl als ein weiterer Bestandteil des Tirolikums aufzufassen ist, soll sie nur als Hochtirolikum vom Tieftirolikum der Inntaldecke abgetrennt werden.

## 2. Die Deckschollengruppe der Inntaldecke im Flexenpaßgebiet

Die Besprechung sei wiederum im Westen der Einheit begonnen, wo uns ab dem Bereich des Flexenpasses eine Reihe von großen Deckschollen verschiedener Struktur im Hangenden der Lechtaldecke entgegentritt. Diese Deckschollen galten im Sinne der Deckenlehre als tektonisch höhere, und zwar tirolische Elemente, in den letzten 15 Jahren waren sie vorübergehend als autochthone Formen umgedeutet worden, heute aber können sie durch eine Reihe neuer Argumente zum guten Teil erneut als allochthon bestätigt werden. Hierzu zählen die Hasenfluh westlich vom Flexenpaß, die Krabachjoch-Deckschollengruppe, die Fallesin, die Griefstalerspitz-Deckscholle und eine Reihe kleinerer Klippen. Sie alle zeigen durchaus individuellen Bau, jede Struktur für sich hat im Zusammenhang mit ihrer Gesamtstellung, der Art der Untergrundverformung und gelegentlich durch sekundäre Einwicklung eine eigene Note. Im Zusammenhang mit der Bedeutung jeder einzelnen dieser großen Deckschollen für die Kenntnis des Baues dieser südrandnahen Zone sei im folgenden diesen Schollen zureichende Beachtung geschenkt. Zu bemerken ist ferner, daß eine Reihe anderer, zeitweise ebenfalls als Deckschollen gewerteter Elemente sich als nicht überschobene Schollen der Lechtaldecke erkennen haben lassen, so z. B. die Roggalspitze, der Lärchspitz-Piemigspitzzug und eine kleine Mitteltriasscholle im Hintergrund des Kaisertales.

2 a) Die westlichste Klippe dieser Deckschollengruppe bildet die im NW über den Flexenpaß hoch aufragende Hasenfluh, an die sich im Zusammenhang in der Frage nach Deckenbau eine intensive Diskussion geknüpft hat. O. AMPFERER hat darin eine frei schwimmende Deckscholle erblickt, die er (1915, S. 320; 1934 b, S. 42, Abb. 2: Westschub) der Inntaldecke zugeordnet und 1930 b (S. 119 ff., Fig. 12-16) näher beschrieben hat. 1949, S. 52, deutet sie E. KRAUS zwar als Deckscholle, doch parautochthoner Entstehung in Form eines Schubrettes, 1954, S. 61, wird sie durch M. RICHTER im Zuge der neoautochthonen Strömung als autochthone Klippe, als aus dem Untergrund ausgepreßt gedeutet, was dann von W. STENDEL-R. (1958, S. 193) grundsätzlich übernommen wird, wobei allerdings nach seiner Neukartierung zufolge des Auftretens einer verkehrten

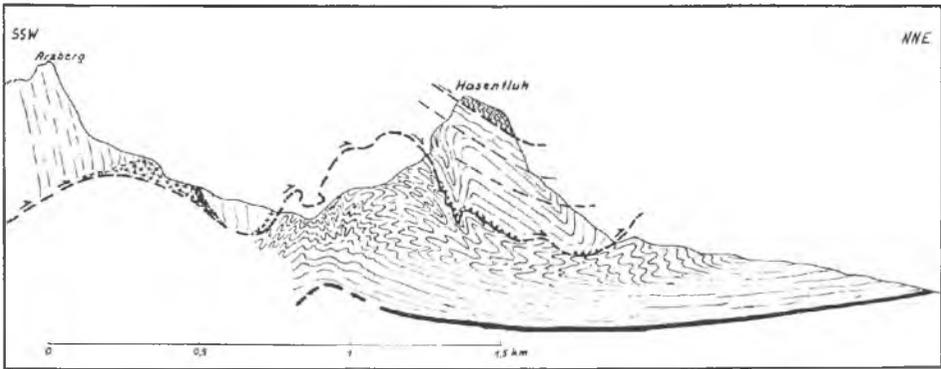


Abb. 60: Schematische Darstellung der tektonischen Position der Hasenfluh-Deckscholle nach B. ENGELS (1960, Abb. 7). Die Herkunft der Scholle als Teil einer liegenden Faltenanlage von Süden ist heute von den meisten Autoren anerkannt. Über den eng gefalteten Kreideschiefern folgt die gefaltete Hauptdolomitscholle mit einem mächtigeren verkehrten Schenkel, der im Liegenden des Hauptdolomites noch Reste von Plattenkalk, Kössener Schichten und Jurarotkalk führt, und einem kleineren hangenden Schenkel, auf dem eine Deckkappe von Allgäuschichten liegt. Die Nordvergenz der Kleinfaltung gibt Hinweis auf die großtektonische Bewegungsrichtung.

Serie im Liegendteil eine Umdeutung zur Pilzfalte erfolgte. Die autochthone Vorstellung von W. STENGEL-R. (1958, S. 200), daß diese Liegendfalte durch ein Loch in der Jungschichtenzone unter dem heutigen Ostgipfel aus dem Untergrund herauftransportiert worden sei, wurde aber schon zwei Jahre später durch die gefügekundlichen Untersuchungen von B. ENGELS (1960, S. 343 ff., Abb. 6–7) widerlegt, der nordvergente Verformung auch allenthalben auf der Südseite der Scholle in den unterlagernden Kreideschiefern beobachten konnte, was auf einen generellen seitlichen Einschub von Süden schließen läßt – Abb. 60. Die Hasenfluh-Scholle findet sich demnach in neueren Arbeiten wiederum als allochthones, von Süden her eingeschobenes Element (R. OBERHAUSER, 1970, Taf. 1, Prof. 6; A. TOLLMANN, 1970 c, S. 127 f.; 1970 d, Taf. 3).

In der Hasenfluh (Abb. 60) liegt eine intern gestörte liegende Falte vor, die an der Basis teilweise mit Divertikeln von Hauptdolomit in die unterlagernden Kreideschiefer einspießt. Der Kern dieser vielfach zerscherten und zerrissenen Falte besteht neben Resten von Raibler Schichten aus Hauptdolomit, im Liegenden erscheinen Reste von Oberrhätkalk, Kössener Schichten und Jurarotkalk, im Hangenden daneben noch Allgäuschichten und Radiolarit. Während heute der Charakter als allochthone Scholle, wie erwähnt, gesichert ist, wird über die Frage des Herkunftgebietes weiterhin diskutiert. Die Hasenfluh kann entweder ein Bestandteil der Inntaldecke sein, oder zufolge ihrer liegenden Faltenstruktur im Vergleich zu östlicheren, offenbar vom Untergrund unter der Last der Inntaldecke abgeschleppten Tauchstrukturen und ausgewalzten verschleppten liegenden Falten ein aus der Lechtaldecke selbst entnommenes verschlepptes Element bilden, ähnlich wie bei B. ENGELS (1960, S. 344, Abb. 7) und R. OBERHAUSER (1970, Taf. 1, Fig. 6) gezeichnet, bzw. von D. HELMCKE & J. THIERBACH (1972, S. 192) ins Auge gefaßt. Der Vergleich mit der im folgenden näher analysierten Krabachmasse aber zeigt, daß man die Hasenfluh nicht einfach letzterer als Ganzes im Sinne von B. ENGELS (1970, S. 177)

gleichsetzen darf, da mit der durch eine mächtige Alttriasfolge eingeleiteten, aufrecht lagernden höheren Schubmasse der Krabachjoch-Deckscholle keine Ähnlichkeit besteht. Eine Vergleichsmöglichkeit aber ergibt sich zu der darunterliegenden, stark verfalteten basalen Hauptdolomitscholle mit Jungschichtgliedern, wie sie im Rüfispitz vorliegt. Da diese basale Scholle heute mit guten Gründen als Teil der Inntaldecke zu betrachten ist (vgl. die folgenden Ausführungen), ist die Hasenfluh entweder als Bestandteil der Inntaldecke anzusehen oder aber als eine dem Untergrund entnommene verschleppte Faltenstruktur.

2 b) *Der Krabachjoch-Deckschollenstapel.* Noch großartiger gibt sich der Deckschollencharakter an den großen *Krabachjoch-Deckschollen* östlich des Flexenpasses zu erkennen, so daß schon F. v. RICHTHOFEN (1859, Taf. 3, Fig. 12) – Abb. 2 – deren Allochthonie erkannt und gezeichnet hat. O. AMPFERER hatte durch Neukartierung die Deckschollennatur bestätigt und darin (1914, S. 322) Elemente zweier Decken, der Inntal- und der Krabachjochdecke, als höchstes Element unterschieden. 1932 (geol. Kt. und Führer, S. 102 ff.) wird der Bau detailliert dargelegt. Trotzdem war auch diese gut überblickbare, flach und schüsselförmig lagernde Deckscholle in neuerer Zeit zu einer aus einer Pilzfalte hervorgegangenen autochthonen Klippe umgedeutet worden (K. KOCH, 1958, S. 206; 1966, S. 620 ff., S. 648; M. RICHTER, 1969, S. 49). Die Negierung eines solchen geradezu lehrbuchmäßig entwickelten frei schwimmenden Deckschollenstapels ist zwar durchaus unverständlich, ist aber in der kurz davor durch C. KOCKEL (1954) und M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955) erfolgten Ablehnung der Existenz von Krabachjoch-Decke bzw. Inntaldecke überhaupt begründet, wodurch ja eben diese Deckschollen auch nicht existieren würden. Mit der Revision des Gesamttraumes durch den Verfasser (1970 b, S. 128; 1970 d, S. 145; 1971 a, S. 338 ff.) wurde zunächst mit erneutem Nachweis der Inntaldecke dieser Überlegung der Boden entzogen, daneben aber auf Grund von tektonischen Argumenten, der freischwebenden Lagerung, dem Stil der ausgewalzten basalen Juraspäne, dem klaren Stockwerksbau aus zwei übereinanderliegenden, tektonisch selbständigen Triasplatten, erneut die Allochthonie dieses Deckschollenstapels unter Beweis gestellt. Schließlich hat aber B. ENGELS (1970, S. 172 ff., Abb. 2 ff.) auf Grund der im Detail belegten nordvergente Gefügeverformung in Form von nordgetriebener Schlepplaltung und Schieferung in der Kreideschiefer-Unterlage am Südrand des Krabachjoch-Schollenstapels den nordwärtigen Einschub erwiesen (Abb. 66 in Band 1 dieser Monographie). Dabei sind die bei B. ENGELS (Abb. 4) mit einbezogenen Beobachtungen im Kaisertal allerdings hier außer Betracht zu stellen, da sie sich auf die eingewickelte Griefstalerspitz-Deckscholle und nicht auf die Krabachjoch-Deckschollen beziehen.

Die faziellen Einwände einer Reihe von Autoren gegen die Autochthonie der Krabachjoch-Scholle, die auf der individuellen Entwicklung der Mitteltrias beruhen, sind zwar voll berechtigt, beziehen sich aber nur auf die Allochthonie der höheren Scholle, also der Krabachjoch-Deckscholle im eigentlichen Sinn, so daß darauf im Kapitel „Krabachjoch-Decke“ eingegangen werden wird (S. 190). Wohl aber sprechen die an der Basis der „Hauptdolomit-Sohle“ des Deckenstapels erhaltenen *Juraspäne* aus Allgäuschichten, Aptychenkalk etc. mit ihrer Beckenfazies, sowie jene in der Wangmulde, bei der Krabachspitze und in der südlich vorgelagerten, ebenfalls auf Kreideschiefer schwimmenden Roggspitze (K. KOCH, 1966, S. 637; Taf. 5, Prof. H) – mit gleicher tekto-

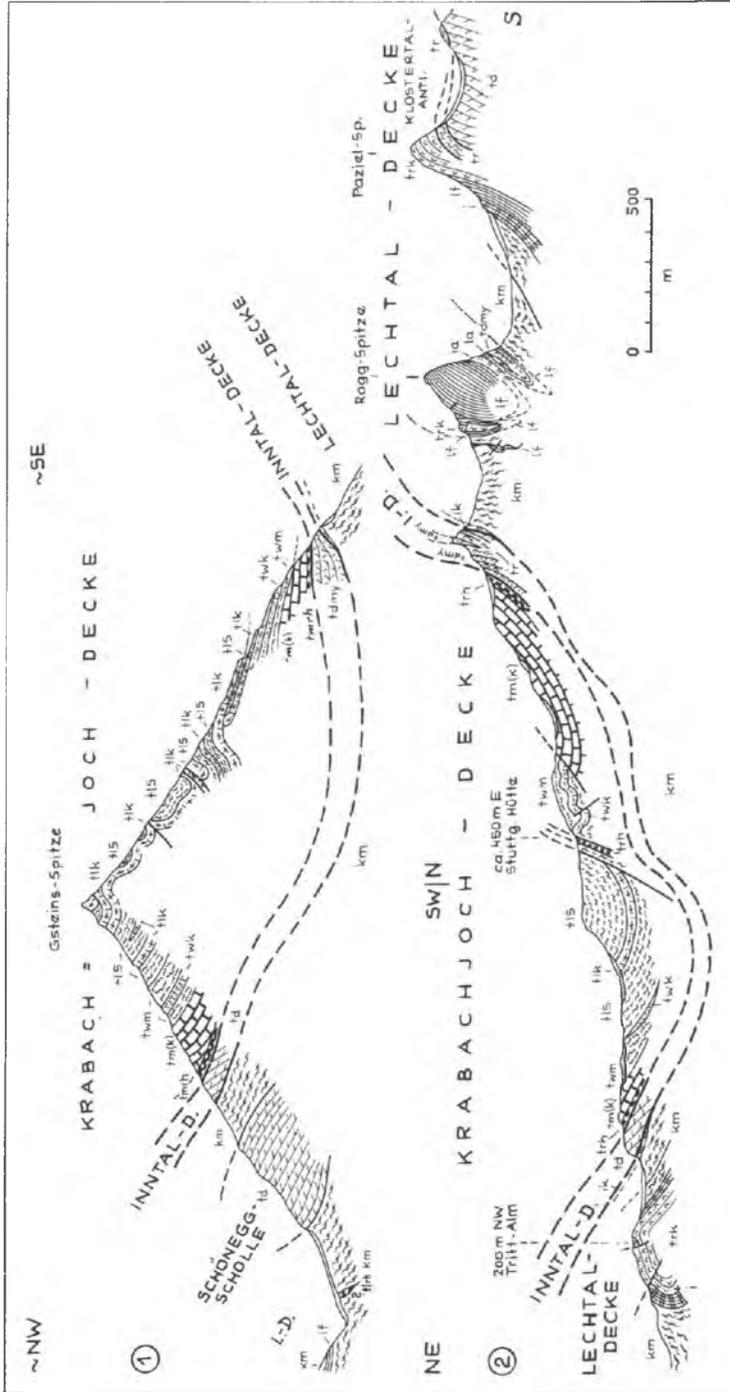


Abb. 61: Profile durch den West- und Ostteil des Krabach-Deckenschollenstapels nach K. E. Koch (1966, Taf. 5), Verbindungslinien in der Tiefe und tektonische Bezeichnungen ergänzt.

nischer Stellung wie die Juraspäne der Sohle der Krabachjochdecke — entgegen K. KOCH (1966, S. 642) eindeutig gegen eine Einwurzelung im Untergrund. Der tektonische Sockel ist hier ja an drei Seiten der Unterlage erschlossen und weist im Jura die berühmte Zürser Schwellenfazies mit geringmächtiger, durchlaufender Rotkalkentwicklung auf (K. KOCH & W. STENDEL-R., 1959, Taf. 1). Der basale Liasrotkalk, der im Süden der Roggspitze hinzukommt, sagt in fazieller Hinsicht nicht viel aus, da ja in weiten Bereichen der Jurabeckenfazies der westlichen Kalkalpen sich solche schmale Rotkalklagen noch an der Liasbasis finden. Weitere Einwände gegen die autochthone Deutung der Krabachmasse brachte auch K. POLL (1967, S. 1107).

Die Krabachjoch-Deckschollenmasse setzt sich bekanntlich aus zwei großen übereinanderliegenden, tektonisch selbständigen Einheiten zusammen (Abb. 61). Die obere Scholle besteht bei aufrechter Lagerung aus einer mit der Tieftrias einsetzenden, bis zum Hauptdolomit emporreichenden, schüsselförmig gebauten, mächtigen Platte, für die der von O. AMPFERER verwendete Name *Krabachjoch-Deckscholle* nach dem noch innerhalb ihrer Begrenzung liegenden Krabachjoch bei der Stuttgarter Hütte verwendet werden soll. Da sie faziell wie tektonisch im Sinne von O. AMPFERER (1915, S. 322) — wie sich heute wiederum zeigt — ein gegenüber der Inntaldecke selbständiges und höheres Element, nämlich Bestandteil der Krabachjoch-Decke bildet, sei diese Scholle bei Besprechung der Hochtirolischen Einheit erläutert.

Das untere tektonische Stockwerk der Krabachmasse aber besteht aus einer Hauptdolomitplatte, die ringsum unter der Basis der Krabachjoch-Deckscholle hervorkommt, gegen Nordwesten in Richtung Rüfispitz an Mächtigkeit rasch zunimmt und dort mit Rhät verfaltet und verschuppt ist. Dieses tiefere, tektonisch selbständige Element wurde vom Verfasser als *Rüfispitz-Deckscholle* bezeichnet. Es wird seinerseits von einer Reihe von kleinen, tektonisch stark ausgewalzten Jura- und Unterkreidespänen unterlagert (K. KOCH, 1966, Taf. 6), bevor der eigentliche Sockel in Form der mächtigen Mittelkreideschiefer der Lechtaldecke erreicht wird. Diese Juraspäne sind in jüngster Vergangenheit als Indiz für eine verkehrte Lagerung der Rüfispitz-Scholle genommen und besonders unter dem Gesichtspunkt autochthoner Deutung ausgenützt worden (K. KOCH, 1966, S. 620, 642). Nach der eingehenden Untersuchung und Darstellung der Verhältnisse gerade aber durch K. KOCH selbst, kommt nur sehr klar heraus, daß die Hauptdolomitbasis der Rüfispitz-Deckscholle aufrecht lagert (vgl. Aufrecht-Symbole bei K. KOCH, 1966, Abb. 15, 17 und Prof. Taf. 5) und gegen oben hin trotz aller Verfaltung stets normal Kössener Schichten folgen, während die Aptychenschichtspäne oder Jura-Neokomspäne, die den Hauptdolomit unterlagern, stets tektonisch klar getrennt, auch nicht durch eine verkehrte Reihe vermittelnd den Obertriasschichtgliedern verbunden sind, sondern daß bei einem reicheren Schichtumfang dieser Späne ebenfalls aufrecht liegende Serien vorliegen. Es ist somit keinerlei Zusammenhang zwischen dem Hauptdolomit der Rüfispitz-Schuppe und dem Jura/Neokom dieser Späne darunter gegeben, geschweige denn ein Faltenzusammenhang zu den unterlagernden Kreideschiefern der Lechtaldecke. Aus dem regionalen Vergleich aber können diese Späne am besten als *Schürflinge*, die aus südlicheren Teilen des Untergrundes entnommen und mitgeschleppt sind, gedeutet werden — ein Bild, das sich ja vielfach an der Basis großer Decken einstellt, besonders gerade an der Basis der Inntaldecke, vom Mittel- und Ostabschnitt seit langem bekannt (S. 185), wozu sich nun der Westabschnitt harmonisch

anfügt. Beispiele dieser Art des Normalverbandes von Hauptdolomit und Kössener Schiefern gegen oben hin und der tektonischen Selbständigkeit der Jura-Neokom-Späne im Liegenden geben die Ausführungen von K. KOCH (1966, S. 633 ff.; ferner die Abb. 10–19 und Taf. 5). Man kann demnach nicht aus diesen drei aufrecht übereinander liegenden, mehr oder weniger reduzierten Etagen eine geschlossene Pilzfalte konstruieren und mit dem Untergrund verankern, aber es ist auch eine einfache Zusammenfassung der Schollen zu einer intern aufgeteilten Inntaldecke (W. HEISSEL, 1958, S. 115; A. TOLLMANN, 1970 b, S. 128; 1970 d, S. 145) nicht gerechtfertigt. Ebenso ist die Ableitung der Rüfispitz-Deckscholle aus dem ja eine zusammenhängende Schichtfolge bildenden benachbarten Südrand der Lechtaldecken-Hauptmulde im Fallersteiß im Sinne von B. ENGELS (1970, S. 176, Abb. 6) nicht zu begründen.

Die großtektonische Zuordnung der Elemente der Krabachmasse ist nur aus dem Vergleich mit den umgebenden Deckschollen und dem Inntaldeckenkörper möglich. Danach zeigt sich, daß die Basisabscherungsfläche der Inntaldecke schon am Westrand des zusammenhängenden Körpers recht hoch, und zwar im allgemeinen im Hauptdolomitmiveau liegt, es zeigt sich ferner, daß die der Krabachmasse östlich benachbarten Schollen, die ungeteilt sind und in ihrer Position sicher der Inntaldecke entsprechen – wie Fallesin und Grießtalerspitz-Deckscholle –, im wesentlichen ebenfalls mit dem Hauptdolomit einsetzen, so daß auch hier die Hauptdolomitplatte, deren Mächtigkeit ja innerhalb der Krabachmasse sehr schwankt und in der Rüfispitze ein bedeutendes Ausmaß erreicht, der Inntaldecke gleichzusetzen ist. Die Jura- und Neokomspäne darunter sind dann – ebenfalls aus dem Vergleich mit (dem Ostteil) der Inntaldecke – als Schürflinge des Untergrundes, die auflagernde Krabachjoch-Deckscholle, die durch ihre mächtige Alttriasserie ganz aus dem Rahmen der hier bei allen Inntaldecken-Schollen stratigraphisch hoch liegenden Abscherungsfläche fällt (von den winzigen Resten älterer verschleiften Glieder bei der Fallesin abgesehen), ist nach wie vor am besten als höheres Deckenstockwerk, als Bestandteil der Krabachjoch-Decke im Sinne O. AMPFERERS zu deuten – besonders auch, da ja dieses höhere Stockwerk durch die neu entdeckte Deckschollengruppe westlich der Larsenscholle und die Neuuntersuchung dieser selbst erneut nachgewiesen worden ist (S. 190).

Die ganz auf Kreideschiefern der Lechtaldecken-Hauptmulde schwimmende, im Süden vorgelagerte Roggspitze (O. AMPFERER, 1932 a, S. 101 und Taf.; E. KRAUS, 1949, S. 59 ff.; K. KOCH, 1966, S. 644, Abb. 24; Taf. 5, Prof. H) wird wohl ebenfalls als verschleppter, in der Hauptsache ja aus Jura in Beckenfazies bestehender Großschürfling analog den Schürflingen unter der Rüfispitz-Deckscholle aufzufassen sein (Abb. 61). Eine einfache Ableitung aus dem Untergrund im Sinne von E. KRAUS oder vom nahen Südrand der Kreidemuldenfüllung im Gebiet der Valluga verbietet der hier in Schwellenfazies ausgebildete Rotkalkjura (vgl. K. KOCH & W. STENGEL-R., 1959, Taf. 1). Außer der Schürflingsdeutung wäre natürlich für die Roggspitze auch eine Ableitung von der Inntaldecke möglich, aber auf Grund des vorherrschenden Jura analog jenem der Schürflinge wenig wahrscheinlich.

Der als Schönegg-Scholle bezeichnete, vorwiegend aus Hauptdolomit bestehende Span mit begleitenden, als Schürfling zu deutenden Fleckenmergeln nördlich der Krabachmasse (Abb. 61), der nahe dem Oberrand der Kreideschiefer der Unterlage steckt (K. KOCH, 1966, S. 631 f. und Taf. 5, Prof. E–G), ist wohl eher als eingewickelter



Span der Rüfispitz-Deckscholle der Inntaldecke denn als ausgequetschte Linse des Untergrundes zu deuten, aber in seiner Zuordnung unsicher.

2 c) In der gleichen Kreidegroßmulde wie die Krabachscholle liegt die nur durch einen 500 m breiten, erosiv freigelegten Untergrundstreifen im Almajurtal getrennte Fallesin-Deckscholle. Wiederum zeigt die Hauptmasse der Scholle schüsselförmigen Bau, der an der Schichtung des im wesentlichen aus Hauptdolomit bestehenden Hauptkörpers ausgezeichnet abzulesen ist. Von den älteren Schichtgliedern sind hier nur noch die Raibler Schichten in größerem Umfang, Partnachschichten sowie verschiedene Typen des Muschelkalkes bis zur Reichenhaller Rauhwacke hingegen nur als tektonische Linsen erhalten (R. HUCKRIEDE & V. JACOBSHAGEN, 1958, S. 383). Diese Verhältnisse verbieten einen normalen Faltenzusammenhang über die Raibler Schichten des Nordostandes zu einem darunter erscheinenden Hauptdolomitspan und über diesen zu jüngeren Gliedern der Unterlage im Sinne von R. HUCKRIEDE (1958, S. 383, Taf. 5, Prof. J). Das vielfach verfaltete System, das nördlich unterhalb der Fallesin ansetzt und Schichtglieder vom Karn und Hauptdolomit aufwärts über das Rhät bis zum Aptychenkalk führt, stellt ganz offensichtlich nach seiner Fortsetzung gegen Südosten zu ein aus dem Untergrund, also aus der Lechtaldecke selbst herausgepreßtes verschlepptes Bündel dar. Gerade in diesem Gebiet kommt zu der nordvergente Hauptformung noch der jüngere Transversalschub an der NW-SE-ziehenden Schrägstörung von Kaisers hinzu, der weitere Komplikationen bewirkt. Ganz analog zur Roggs Spitze südlich der Krabachdeckscholle finden wir hier in der Gruppe Hirschpleiskopf-Stanskogel eine Reihe von Schollen, vorwiegend aus Aptychenschichten bestehend, deutlich auf der Kreideschiefermulde der Lechtaldecke schwimmend. Wiederum wird es sich hier wie im Westen um verschleppte Späne des Untergrundes, also der Lechtaldecke handeln, in die Kreideschiefer tauchend eingepreßt (O. AMPFERER, 1923 a, S. 113; 1932 a, S. 99 f.; E. KRAUS, 1949, S. 62 ff., mit anderer Deutung; E. SPENGLER, 1953, S. 28; R. HUCKRIEDE, 1958, Taf. 5, Prof. J, mit anderer Deutung).

Im Zuge der generellen Umdeutung der Strukturen der westlichen Kalkalpen auf autochthoner Basis haben R. HUCKRIEDE (& V. JACOBSHAGEN) 1958, Taf. 5, Prof. J-K, auch nicht vor diesem lehrbuchmäßigen Beispiel einer Deckscholle haltgemacht und nicht nur Fallesin, sondern auch die kleineren Schollen im Süden (Stanskogel) jeweils mit einem hypothetischen Stiel in die Tiefe versehen, so daß Pilzfalten daraus werden sollten (Abb. 158 in Band 1 dieser Monographie). Das vergleichende tektonische Studium dieser Schollen der Lechtaler Hauptmulde hat, wie schon am vorangehenden Beispiel der Krabachscholle gezeigt, keine Möglichkeit einer autochthonen Deutung gelassen (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 145).

2 d) Die letzte der großen Deckschollen der Inntaldecke im Raum östlich der Flexen-Querfurche stellt die Griebstalerspitzscholle zwischen Kaisertal im Westen und Sulzetal im Osten bei Kaisers dar. Die Scholle besteht in der Hauptsache wiederum aus Hauptdolomit, im Kaisertal kommt noch im Liegenden, offenbar verkehrt gelagert, ein Streifen von Kössener Schichten dazu. Im Osten ist ihre freie Lagerung, ihr achsiales Ausheben hoch über dem Westgehänge des Sulzeltales 4 km südlich von Holzgau prächtig zu sehen (Abb. 62). Im Westen aber ist die Scholle am Westrand scheinbar mit dem Untergrund, der Lechtaldecke, verbunden. Während man in den früheren Arbeiten ganz allgemein ihren Deckencharakter hervorgehoben hat (O. AMPFERER, 1911, Taf. 33;



M. RICHTER, 1930 b, Taf. 2, S. 33; E. SPENGLER, 1951, S. 192, Abb. 1; O. REITHOFER, 1956, S. 225), hatte man sie in der neoautochthonen Periode entweder als autochthone Klippe (M. RICHTER, 1955, S. 62) oder als Pilzsattel eingestuft (R. HUCKRIEDE, 1958, S. 381). Auf Grund der geologischen Karte von O. AMPFERER (1932) könnte man tatsächlich einen Faltenzusammenhang des Westteils der Grießtalerspitzscholle mit dem Faltenystem der Lechtaldecke im Ostabfall des Zuges Pimigspitze-Schwarzer Kranz vermuten. Die Ansicht im Gelände aber zeigt bereits (Abb. 63; vgl. Abb. 155 in Band 1!), daß der Hauptdolomit der NW-Ecke der Deckscholle im Walser Boden aushebt, daß er ferner zusammen mit den Kössener Schichten eindeutig im Walchner Teil über den Aptychenschichten schwimmt. Nur im Südwesten, SW von Kaisers, verschwindet der Hauptdolomit der Scholle im Almajurtal unter dem Jura der Lechtaldecke. Dieses Abtauchen im SW ist aber ebenso wie die eigenartige Tiefschaltung gegenüber der hoch darüber westlich des Kaisertales aufragenden Krabachdeckscholle durch Einwicklung und sekundäre Schuppung großen Stiles bedingt, wie schon O. AMPFERER (1932 a, S. 73) und E. SPENGLER (1951 b, S. 193 f.) erkannt haben und wie durch neue Untersuchungen für die gesamte Zone an der Schrägstörungslinie von Kaisers (Schrägzone von Steeg-Pettneu) durch R. HUCKRIEDE (1958, S. 382) und R. FELLERER (1966, S. 853) nachgewiesen worden ist. Die durchgreifende nordvergente Formung dieses Westabschnittes ist auch im Profil entlang des Kaisertales bei B. ENGELS (1970, S. 173, Abb. 4) ersichtlich. Grandiose Transversaltektonik aber bietet der Anblick der Ostseite der Grießtalerspitz-Deckscholle vom Sulzeltal aus. Die basal abgescherte und später muldenförmig gestaltete Deckplatte aus Hauptdolomit hat unter sich noch eine riesige Liegendfalte von Süden her aus Hauptdolomitspänen, Radiolarit, Aptychenkalk und Kreide mitgewalzt (Rotschrofensystem), in sich zerrissen und im Liegenden noch von Hauptdolomitschollen begleitet, bevor der mächtige, muldenförmig gebaute Kreide-Jura-Sockel der Tajakopf-Synklinale der Lechtaldecke die Sohle des Grießtalerspitz-Massivs bildet. Auch dieses so einfach überblickbare Bild war noch im Profil durch den Ostrand der Scholle über die Rotschrofen- und Grießtalerspitz im Zuge der autochthonen Umdeutung zu einem Pilz umgezeichnet worden, der Jura der Rotschrofenspitze vom Hauptdolomit der Grießtalerspitz in die Tiefe wegschwenkend abgebogen worden (R. HUCKRIEDE, 1958, Taf. 5, Prof. G), obwohl eben dieser Schnitt als Ansichtsprofil mit unten durchziehendem Jura in der Natur aufgeschlossen ist (Abb. 62) und daher eine Diskussion über eine solche Einwurzelung in die Tiefe für diesen östlichen Abschnitt der Scholle gar nicht möglich ist. Im Zusammenhang mit dem Achsenanstieg der gesamten Deckenmulde ragt die im Westen im Talgrund auftretende Radiolarit-Aptychenkalkzone des Sockels auf der Ostseite erst im Gipfelniveau steil zusammengeklappt festungsartig und mauergleich über dem Allgäuschiefersockel empor, ohne hier mehr Reste der Inntaldecke zu tragen. Die Rotschrofen-Zwischenzone mit ihren Falten und Schuppen unter der Grießtalerspitz aber bildet zufolge ihres Zusammenhanges gegen Westen mit dem Faltenystem der Pimigspitz-Region einen unter der Wucht der Inntaldecke abgewalzten, im Osten weiter vorgeschleppten Jungschichtenlappen der Lechtaldecke, der wohl der Blahdenmahd-Antiklinale (Taf. 2) entnommen sein wird. Neben der hier im Kreidieschiefersockel als Hauptfaltenelement auftretenden West-Ost-Achse erscheint zusätzlich eine ebenfalls noch kräftig wirksame, aber ältere Faltung mit NE-SW-streichenden Achsen.

Betreffs der zeitweise ebenfalls als eingewickelter Element der Inntaldecke gewerteten **Pimigspitz-Lärchspitz-Scholle** nördlich der Krabachjochmasse sei vermerkt, daß sie auf Grund der Verhältnisse im Westen besser als Fortsetzung der Wösterspitz-Schuppe der Lechtaldecke anzusehen ist, so daß sie demnach im Bestand der Lechtaldecke, S. 118, ihre Besprechung gefunden hat.

### 3. Der Westteil der Inntaldecke westlich von Nassereith

Das Hauptproblem bei der Abgrenzung der Inntaldecke lag neben der früher viel diskutierten Nordgrenze im Raum südlich vom Wettersteingebirge (E. SPENGLER, 1951 b, S. 201: „Das schwierigste Problem der Inntaldecke“) vor allem am **Westrand der Schubmasse im Gebiet des Parseiertales**. O. AMPFERER hatte die Grenze ursprünglich (1911, S. 668, Taf. 34) östlich vom Parseiertal gezogen – eine Auffassung, der heute nach Revision der Verhältnisse wiederum voll zugestimmt werden muß. Dazwischen aber waren verschiedene Deutungen vorgenommen worden, bei denen die Grenze zufolge des scheinbaren Zusammenhangs des Hauptdolomites der Inntaldecke mit dem Hauptdolomitzug der Griefßspitze als Bestandteil der Lechtaldecke westlich des Parseiertales gegen Westen verlagert worden ist. Am extremsten hat E. SPENGLER (1951 b, Abb. 2, S. 196) die Grenze westwärts verlegt, hat sie in die Überschiebungslinie der Braunarlschuppe der Lechtaldecke überzuführen versucht und so noch den ganzen Rhätikon als Teil der Inntaldecke gedeutet. Der untrennbare Zusammenhang des Jungschichteninhaltes des Freispitz-Synklinoriums westlich des Parseiertales mit dem Hauptdolomit-Südrahmen in der Griefßspitze aber widerlegt diese Auffassung SPENGLERS eindeutig.

3 a) Am **Westrand der Inntaldecke** (Abb. 64, 65; Taf. 6, Fig. 9) wurden die tieferen Schichtglieder des Deckenkörpers bei der Überschiebung bis unter den Hauptdolomit abgeschert, so daß diese Hauptdolomitplatte mit stellenweise steil eingefalteten Rhät- und Jurazügen auf einen Untergrund der Lechtaldecke zu liegen kommt, der gleichermaßen in den Antiklinalkernen große Züge von Hauptdolomit, in den Mulden Rhät und Jura aufweist. Oft sind in beiden Einheiten im Randbereich nur drei bis vier Schichtglieder am Aufbau der aneinandergrenzenden verschiedenartig gefalteten Decken beteiligt. Hinzu kommt streckenweise eine jüngere Bruchtektonik, die die Schollen gegeneinander versetzt. So ist es nicht verwunderlich, sondern durchaus zu erwarten, daß manchmal gleich alte, nur wenig ältere oder wenig jüngere Schichtglieder der beiden Decken aneinander geraten. In all diesen Fällen ist dann in der jüngsten Vergangenheit im Zuge der Umdeutung des Deckenbaues auf eine Autochthonie der Inntaldecke, auf ein Eintauchen von Elementen dieser Einheit unter die „ergänzenden“ Schichtglieder der Lechtaldecke oder auf einen untrennbaren Zusammenhang beider Einheiten geschlossen worden. R. SCHÖNENBERG (1955; 1959) war Initiator dieses Gedankens, dem die lokalen Bearbeiter M. SARNTHEIN (1962) und D. BANNERT (1964; 1970) trotz der Einwände allgemeiner Natur von erfahrenen alpinen Geologen wie E. SPENGLER (1956) und O. REITHOFER (1956; 1957) in verschiedener Weise folgten. Die Revision der für die Frage entscheidenden Stellen wie Ruitelspitz-Südwestrand, Alblit und Memminger Hütte durch den Verfasser (1970 b, S. 118 ff.; 1970 d, S. 143 ff.; 1971 a, S. 329 ff., Abb. 38 ff.;

1973 a) hat neue Beobachtungen und Argumente für den Deckenbau und die Deckengrenziehung erbracht, die in großen Zügen an jene von O. AMPFERER, 1911, herankommt und nur im Südrandgebiet der Inntaldecke von dieser Auffassung abweicht.

Die Ruitelspitz-Halbklippe, deren sehr gut überschaubarer Deckschollencharakter die Allochthonie der Inntaldecke in deren Westabschnitt bereits mit aller Sicherheit festlegt, stellt einen 7 km langen und 2,5 km breiten Lappen aus Hauptdolomit dar, der nördlich des Madautales, eines rechten Seitentales des Lech, vom Hauptkörper der Inntaldecke gegen Westen vorspringt. Die Innenstruktur der Hauptdolomitscholle ist in der Hauptsache muldenförmig, im Nordosten wie im Süden kommen streckenweise lokale Falten hinzu, im Südosten eine stärkere interne Komplikation (D. BANNERT, 1964, Taf. 1-2; 1970, Taf. 5-6).

Die Umdeutung der Inntaldecke auf autochthon hat von der Behauptung von R. SCHÖNENBERG (1955, S. 74; 1959, S. 15), daß der Hauptdolomit der Ruitelspitz-Scholle unter den Fleckenmergeln der Lechtaldecke hervorkomme, ihren Ausgang gefunden. Dort, wo der Hauptdolomit der Halbklippe das Madautal übersetzt und am Talhang bis NE der Gricßlalm, 3 km SE Ober-Stockach/Lech zieht, soll er unter die Fleckenmergel der Allgäuschichten der tieferen „Decke“ untertauchen, die beiden Einheiten untrennbar verbindend (l. c., Abb. 17 bzw. 8). Durch eine solche Verbindung, gerade im Vorderteil der Decke, wäre ein Deckenbau tatsächlich schlüssig widerlegt gewesen. Es zeigte sich aber, daß an der angegebenen Stelle NE der Gricßlalm in durchgehend aufgeschlossener Rinne im Anstehenden der Hauptdolomit der Ruitelspitz-Halbklippe unter Mylonitisierung der Grenzfläche mit  $060^{\circ}/65^{\circ}$  klar gegen WSW über der Jungschichtenzone der Lechtaldecke aushebt, wobei am Kontakt nicht einmal Fleckenmergel der Allgäuschichten herankommen, sondern tektonisch sehr stark beanspruchte Aptychenkalke untertauchen (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 119; 1971 a, S. 329 ff., Abb. 39 ff.). Die Kontrolle der Lagerungsverhältnisse im tief aufgeschlossenen, knapp östlich davon anschließenden Gricßlalm selbst zeigt 100 m SW der Madautal-Straßenbrücke, besonders am linken Ufer des Baches bestens erschlossen, die dunklen Allgäuschichten der Lechtaldecke mit  $30$  bis  $50^{\circ}$  NE unter den gegen SW aushebenden Hauptdolomit der Ruitelspitz-Halbklippe einschließen. Trotz seiner autochthonen Deutung hat auch D. BANNERT (1964, Taf. 2, Prof. 2; 1970, Taf. 6, Prof. 7) die Lagerungsverhältnisse im Profil dergestalt richtig wiedergegeben. Damit ist der Umdeutung der Ruitelspitz- und damit des NW-Randes der Inntaldecke zu einer autochthonen Struktur die Basis genommen. Denn am gesamten übrigen Halbdeckschollenrand ist die tektonische Auflagerung mittels Überschiebungsgrenze allen Bearbeitern bewußt geblieben.

Der zweite Beweis für den einheitlichen Nordschub der Halbklippe als Bestandteil der Inntaldecke, der eine Pilzhypothese mit postuliertem Südschub des Südlappens des Pilzes widerlegt, liegt in der durchgehenden schönen Nordvergenz der Schlepptalten in der gesamten Unterlage der Ruitelspitz-Scholle vor. Schon der Anblick von Westen her zeigt diese einheitliche nordvergente Verformung der Jungschichten der Allgäudecke an W-E-streichenden Achsen in den Aufschlüssen des unteren Madautales – Abb. 61 in Band 1 dieser Monographie. Hinzu kommen die Abbildungen, die von D. BANNERT (1964, S. 65, Abb. 11) von den Falten im Sillebachtal nördlich von Madau unter der Deckengrenze mit Vergenz gegen den Nordquadranten und 1970, Taf. 8 (Rollfalte von Madau), geliefert worden sind – auch wenn im Text das Umgekehrte



gesagt wird, als auf den nach der Natur gezeichneten Bildern zum Ausdruck kommt. Die Rollfalte von Madau ist ja schon seit O. AMPFERER (1932, S. 95 f. samt Taf.) als überzeugender Beweis der nordvergenten faltend-walzenden Verformung des Untergrundes unter der Inntaldecke bekannt. Hier ist die Jungschichtenhülle des Hauptdolomites der Lechtaldecke zu einer nach Norden stirnenden, in die Kreideschiefer tauchend eingepreßten, liegenden Falte mit einem gegen Süden hin ausdünnenden Stiel abgerollt worden – Abb. 64.

Südlich der Ruitelspitz-Gruppe stößt das Röttal-Halbfenster, wie die durch die Erosion in der Taltiefe entstandene Struktur genannt sei, ein Stück gegen Osten vor, in seinem Rahmen weiterhin eindeutig die Deckennatur der Inntaldecke beweisend. Im Abschnitt der Alblitalm SE der Torspitze im Hintergrund des Halbfensters stößt die Inntaldecke mit einer Reihe von steilen, gegen Norden überkippten Mulden von Kössener Schichten im Hauptdolomit gegen den im Westen durchziehenden Hauptdolomit der Unterlage, der hier Hauptbestandteil des Röttal-Halbfensters ist (geol. Kt. M. SARNTHEIN, 1962, Taf. 9). SARNTHEIN (1962, S. 167) hat hier allerdings an einen Zusammenhang zwischen dem „Hauptdolomit-Antiklinorium“ (eben dieser und der südlich anschließenden Faltenzone) der Inntaldecke und der mächtigen, juraführenden Freispitzmulde der Lechtaldecke im Westen geglaubt, damit ebenfalls den hier noch gut erfaßbaren Deckenbau negiert, obgleich ihm die Gegensätze der verbundenen Elemente offenbar klar waren, wie der Hinweis auf einen solchen „unglaublich raschen“ Übergang ausdrückt. Die Prüfung der Stelle aber hat gezeigt, daß kein Übergang besteht, sondern daß ein etwa N-S-ziehender, im Gelände im Hauptdolomitzug SW der Alblitalm scharf markierter Bruch, an dem die Decken mit steiler Grenze gegeneinander versetzt sind, kurzfristig anstelle der sonst flach liegenden Überschiebungsgrenze die Trennung der Einheiten übernimmt (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 120 ff.; 1971 a, S. 333 f., Abb. 42). Die Verhältnisse sind trotz dieser Bruchüberlagerung eindeutig, da sowohl im Bereich der Bruchzone glücklicherweise noch gerade dort, wo sie eine Strecke nur durch Hauptdolomit verläuft, ein Juraspan der Lechtaldecke emporgeschleppt ist, als auch unmittelbar südlich des Bruches sich wiederum mehr und mehr Jungschichtglieder der gegen Osten abtauchenden Lechtaldecke SW der Streichampenalnhütte einstellen.

Besonders lange diskutiert wurden die Grenzverhältnisse im Raum der Memminger Hütte östlich des Parseiertales. Hier hat R. SCHÖNENBERG (1955, S. 67 ff.; 1959, S. 8) wiederum nach Spezialaufnahmen einen Zusammenhang zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke gewährt und an ein Ausheben der Freispitzmulde gegen Osten über den Hauptdolomit der Inntaldecke geglaubt. Daß diese Auffassung nicht zutrifft, zeigt aber schon der Blick von der Memminger Hütte gegen die Oberlahmspitze, wo der mächtige Jungschichteninhalt der Freispitzmulde ganz eindeutig und in der Landschaft großartig aufgeschlossen unter dem Hauptdolomit der Inntaldecke, der von SE her gerade noch bis auf den Gipfel der Oberlahmspitze emporreicht, verschwindet (geol. Kt. O. AMPFERER, 1932; M. SARNTHEIN, 1962, Taf. 9) – ebenso wie bei der Memminger Hütte selbst. Eine Überschätzung der Bedeutung des E-W-Schubes hat bis jüngst wiederholt zu Fehldeutungen geführt (J. WESTRUP, 1970, S. 132). Auch M. SARNTHEIN (1962, S. 161) erfaßte im Raum der Memminger Hütte nicht den Deckenbau der Region, obwohl er gerade für diesen untertauchenden westlichen Bereich selbst das ESE-gerichtete, den Großfaltenstrukturen parallele Faltenachsenabsinken unter die zur Inntaldecke zu stellende Einheit

erkannt und verzeichnet hatte (Taf. 9 a) und auch die sekundäre, jüngere Überlagerung der ja allenthalben in den Alpen ausgebildeten, in ihrer Bedeutung für den Überschiebungsbau aber gänzlich zurücktretenden Querachsen beschrieben hatte.

Ist derart die Struktur nördlich der Memminger Hütte durch die einfachen Züge noch sehr gut überblickbar, so bietet der Abschnitt SE davon schwieriger durchschaubare Verhältnisse. Hier stellen sich wiederum eine Reihe steiler, eindrucksvoller Falten östlich der Memminger Hütte mit Rhät und Lias-Einpressungen im Bereich der Inntaldecke ein, andererseits schiebt sich der Jungschichteninhalt der Lechtaldecke, unzweifelhaft mit dem Hauptkörper dieser Decke verbunden, gegen Osten bis zum Seeköpfe vor (Abb. 64). Den Schlüssel zum Verständnis gibt der Hauptdolomitlappen im Alplig 400 m SW der Memminger Hütte, der als offensichtlicher Bestandteil der Inntaldecke früher als Sattelkern der umgebenden Jungschichten der Lechtaldecke gedeutet worden war (M. SARNTHEIN, 1962, S. 153). In Wahrheit aber ist dieser Hauptdolomitzug eingewickelt und lagert diskordant dem Jungschichten-Untergrund auf (M. SARNTHEIN, 1962, Taf. 10, Prof. 1; A. TOLLMANN, 1970 b, S. 123; 1971 a, S. 336, Abb. 43). Am Südrand dieses Hauptdolomitziuges verläuft gegen Osten hin im Kar der Memminger Hütte weiterhin die Grenze der Inntaldecke.

Die größte Schwierigkeit für eine befriedigende Deutung des SW-Randes der Inntaldecke lag in diesem Raum aber auf der Strecke SE der Memminger Hütte im Bereich des Hauptkammes. Da sich seit O. AMPFERER als Südgrenze der Inntaldecke die weit durchlaufende Störungslinie im Lochbachtal über das Silberjoch und den Starckenbach zum und über den Inn angeboten hatte, war immer wieder – anfangs auch vom Verfasser – versucht worden, eine tektonische Grenze in dem aus der Inntaldecke nach SW herausstreichenden Hauptdolomitziugs zu finden, der sich über die Seescharte bis zur antiklinal gebauten Hauptdolomitmasse der Griesßspitze westlich des Parseiertales, also einem sicheren Bestandteil der Lechtaldecke, scheinbar ohne Unterbrechung hinüberzieht. Daß hier trotzdem kein normaler Zusammenhang möglich sein kann, ergibt sich zwingend aus den geometrischen Verhältnissen des Raumes, da die hier von der Stirn bis zur Memminger Hütte eindeutig in einer Breite von 7 km primär nordvergent überschobene Inntaldecke nicht sprunghaft im Untergrund verwurzelt sein kann, sondern um mindestens eben diesen Betrag bei der Abwicklung nach Süden zurückgenommen werden muß, was zum Durchlaufen der Deckengrenze in diesem engeren Bereich östlich der Memminger Hütte zwingt. Vom Verfasser selbst wurden in neuerer Zeit mehrere Möglichkeiten ins Auge gefaßt (1970 b, S. 124; 1970 d, S. 144; 1971 a, S. 337 f., Abb. 49). Begehungen durch den Verfasser, zum Teil gemeinsam mit M. SARNTHEIN, haben das meiner Meinung nach am besten heute mit den Einzelbeobachtungen übereinstimmende Bild dieser Region geformt (A. TOLLMANN, 1973 a) – Abb. 64, 65; Taf. 6, Fig. 9. Hierbei ist die Fortsetzung des Hauptdolomitziuges der Griesßspitze der Lechtaldecke östlich vom Parseiertal knapp unter der Bärenscharte nördlich der Parseierspitze durch die hier neu erfaßte durchgehende Griesßmutterkopfschubfläche in Form der Seeschartenkopfschuppe kilometerweit in jüngster, tertiärer Phase nach Norden über die dort schon befindliche Inntaldecke mit der Seeschartenspitze und dem Kleinbergkopf aufgeschoben worden, so daß der Südrand der Inntaldecke darunter mit der Kleinbergspitze und den wilden Falten östlich der Memminger Hütte eingewickelt ist. Diese Griesßmutterkopfstörung ist keine steile Blattverschiebung im

Sinne von J. WESTRUP (1970, S. 100 f.), sondern eine gegen Norden mittelsteil aushebende Überschiebungsfäche mit nordvergentem, kleintektonisch belegbarem Bewegungssinn.

Eindrucksvoll ist in dieser Region die Mehrphasigkeit des Geschehens: Nach der primären nordvergenten ersten Phase mit Bildung der Decken und der großen, engen, steilen Längsfaltenelemente folgt eine zweite Phase mit Quersfaltung, die schöne Querstrukturen im Klein- und Großbereich erzeugt, dann ein dritter Schub, der die Böden der Längs- und Quersynklinalen an der erneut bewegten Inntaldeckenbasis in bedeutendem Umfang abhobelt, es folgt eine südvergente Überschiebung in südrandnahen Zonen (Beispiel: Südschub des Schwarzkopfes – vgl. A. TOLLMANN, 1972 a, S. 130) und schließlich als letzte (vierte oder fünfte Phase) nochmaliger Nordschub an neu angelegten Bahnen, die quer durch die seiger stehenden Serien durchreißen und die z. B. durch die oben erwähnte Griesmuttekopf-Überschiebung samt begleitenden Schubbahnen dokumentiert werden.

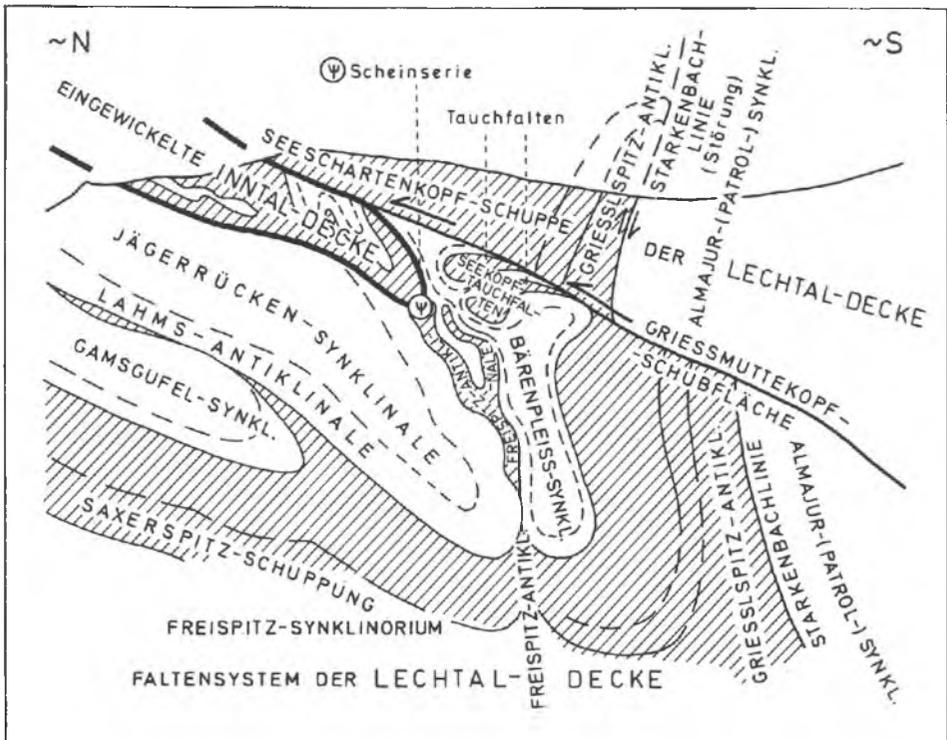


Abb. 65: Schematisches Profil zur Verdeutlichung der tektonischen Verhältnisse am SW-Rand der Inntaldecke im Raum der Memminger Hütte nördlich der Parseiergruppe. Das Bild zeigt die mehrphasig entstandene Verfaltung und die Einwicklung des Südrandes der Inntaldecke unter das Falten- und Schuppensystem der Lechtaldecke im Bereich des Seeschartenkopfes (A. TOLLMANN, 1973 a, Beil. 18, Abb. 2).

3 b) Der Südrand der Inntaldecke. Die Lochbach-Silberjoch-Starkenbach-Linie galt, wie oben erwähnt, die längste Zeit bei den Deckentektonikern als Südrand der Inntaldecke, da hier eine durchgehende, weithin verfolgbare Störung zwischen dem Hauptdolomitmkörper im Norden und der Jungschichtenzone im Süden davon angegeben worden ist. Einwände gegen eine solche Deutung hat allerdings jüngst J. WESTRUP (1970, S. 107 ff.) erhoben: Die südvergente Knickfaltung der Jungschichtenzone, und zwar der Kreide des Mittelrückens NE der Parsierspitze, spräche gegen einen nordvergenten Einschub der nördlich davon folgenden, einst zur Inntaldecke gerechneten Obertrias. Ferner besteht weiter im Osten ein normaler Kontakt der ehemaligen Inntaldeckentrias mit dem Nordschenkel des Muldeninhaltes der Jungschichtenzone, besonders am Silberjoch.

Mit der Erkenntnis der Einwicklung des Südwestzipfels der Inntaldecke ergab sich zugleich eine neue und besser begründete Südbegrenzung dieser Decke gegenüber der Lochbach-Starkenbach-Linie (A. TOLLMANN, 1973 a, S. 370 ff.; Taf. 18, Abb. 3): Die Südgrenze der Inntaldecke verschiebt sich ein Stück gegen Norden. Diese Grenzlinie, die östlich der Memminger Hütte mit dem Hauptdolomit der Inntaldecke gegen die Jungschichtenzone des Vorderen Seekopfes der Lechtaldecke abstößt und dort gegen Osten hin tunnelartig unter dem jungen, sekundär überschobenen Lappen der Seeschartenkopfschuppe untertaucht (Abb. 64), kommt jenseits dessen in gleicher Art wiederum NW der Oberlochalm hervor – die Zusammengehörigkeit der Elemente beiderseits des Seeschartenspitzkammes hat ja bereits M. SARNTHEIN erkannt und mit Nachdruck betont. Von hier an aber läuft eine durchgehende Schubfläche gegen Osten, früher als inneres Element der Inntaldecke gedeutet: Hauptdolomit im Norden liegt hier weithin über Jungschichten des Südens, die Linie verläuft nördlich der Oberlochalm, nördlich der Plankenspitze, nördlich der Medriolalm, über das Vileitjoch (bereits auf der Karte von M. SARNTHEIN, 1962, erfaßt), dann als „Spießrutenspitz-Wildkarle-Störung“ nach J. WESTRUP (1970, Taf. 1) gegen Osten weiter, erscheint auf der Senfterbergalm wieder und knüpft an die von L. RENATUS (1968) neu erfaßte Störungslinie einer „unteren Schuppe“ unter der Larsennscholle an, die sich bis in den Raum SW Imst verfolgen läßt. Jenseits der dortigen quartären Talverhüllung erscheint diese Linie genau in Fortsetzung der bisherigen Richtung, in der von W. GROTTENTHALER (1968) neu erfaßten bedeutenden Längsstörung im früher als Gewölbe aufgefaßten Tschirgant, die bislang keine sinnvolle Deutung erfahren konnte. Dort lagert über dem Faltenland mit Hauptdolomit und Karn im Süden tektonisch eine mächtige Masse mit Muschelkalk und höherer Mitteltrias im Norden auf – eben die neu abgegrenzte Inntaldecke. Im Osten läuft die Linie unter die Quartärverhüllung des Inntales ein, unter der sie bis zu ihrem Wiederauftauchen weiter im Osten verbleibt.

Einige Anmerkungen sind noch zum Verlauf dieser neuen Südgrenze der Inntaldecke nötig, die demnach auf einer Strecke von 30 km um 1 bis 4 km weit gegen Norden, ins Innere der bisherigen Inntaldecke verlegt worden ist. Der Haupteinwand gegen die Natur der neuen Linie als Deckengrenze der Inntaldecke wäre in einer Mitteilung von J. WESTRUP (1970, S. 122) zu sehen, wonach der Abschnitt Spießrutenspitz-Wildkarle-Störung gegen Süden bewegt sei. Die kleintektonische Prüfung der Grenze aber hat hier und auch im westlich anschließenden Raum allenthalben durchgehend nordvergente Formung erkennen lassen, die zur Auffassung des Einschubes der

auflagernden Hauptdolomitmasse von Süden her zwingt (A. TOLLMANN, 1973 a, S. 373). Die Grenze ist streckenweise auch in der Landschaft sehr instruktiv gestaltet, so etwa im Medriolgebiet, wo M. RICHTER (1930, S. 33) die Unterlagerung der Fleckenmergel der Lechtaldecke unter dem Hauptdolomit der Inntaldecke bereits als ein Fenster angesprochen hat („Medriolfenster“). Da aber die Trias des Südrahmens dieses im Norden überschobenen Jungschichtenvorkommens mit dem südlich anschließenden Lechtaldeckenstreifen in normalem Verband steht, handelt es sich um kein Fenster, sondern nur um eine im Norden durchziehende Überschiebungsgrenze zwischen den beiden Haupteinheiten. Die neue Deckengrenze vermeidet also die von J. WESTRUP (1970, S. 107 ff.) geschilderten Gegenargumente gegen eine Deckengrenze im Raum Lochbachtal-Starkenbach-Linie.

Nun erst werden auch die Verhältnisse im Abschnitt der Larsennscholle W Imst verständlich (Taf. 6, Fig. 8). In dieser herrscht eine dem Tschirgant der Inntaldecke vergleichbare Wettersteinkalk-Wettersteindolomit-Entwicklung, die bei der ungeklärten Stellung der Scholle an eine autochthone Herleitung aus dem unterlagernden Inntaldecken-Abschnitt denken ließ. Durch die Entdeckung weiterer Schollen in Position der Larsenscholle, die eindeutig ein höheres Deckenstockwerk als die Inntaldecke, nämlich jenes der Krabachjochdecke belegen, war aber jüngst eine Herleitung auch der Larsenscholle von Süden nicht mehr zu umgehen gewesen (vgl. S. 190), obgleich sich ja in der Inntaldecke in alter Begrenzung im Süden keine fazielle Anknüpfungsmöglichkeit an die dort im Bereich Imsterau herrschende Partnachschicht-Fazies ergeben hatte. Mit der Nordverlagerung der Südgrenze der Inntaldecke an die Störungsfläche hart unter der Überschiebungsbasis der Larsenscholle aber fällt diese Schwierigkeit weg, da Krabachjoch-Deckschollen dieses Raumes von dem faziell passenden, nun unmittelbar benachbarten Inntaldecken-Südrand bezogen werden können und die weiter im Süden folgende Partnachschicht-Entwicklung ja bereits der tektonischen Unterlage, der Lechtaldecke, angehört. Durch die Neufestlegung der Inntaldeckengrenze fallen ferner die Schwierigkeiten fort, die sich bei der Abgrenzung südlich des Inn im Bereich zwischen Starkenbach und dem Raum SE Imst ergeben haben (vgl. O. SCHMIDEGG, 1953, S. 374; 1959, S. 373; W. HEISSEL, 1958, Taf. 1; M. SARNTHEIN, 1962, S. 165; J. WESTRUP, 1970, S. 75; A. TOLLMANN, 1970 a, S. 126; 1970 b, S. 143).

Die Nordfront der Inntaldecke verläuft unproblematisch und geradlinig vom Ruitelspitzmassiv im Westen über den Pfafflarer Abschnitt und die Heiterwandfront im Osten durch. Über die Verfolgung der Jungschichten der davorliegenden Gramaiser Mulde der Lechtaldecke wurde S. 133 kurz berichtet. Während im Westen im Ruitelspitzmassiv Hauptdolomit die Überschiebungsfäche erreicht, vervollständigt sich gegen Osten auch in der Stirnregion genauso wie am Südrand die Schichtfolge der Inntaldecke gegen unten hin. Die Heiterwand liegt als normal gelagerte Schichtplatte vom vererzten Muschelkalk aufwärts über gegen Süden auskeilenden Partnachschichten und über Wettersteinkalk im Hauptkamm und Obertrias im Süden des Kammes steil der Gramaiser Jungschichtenzone aufgeschoben (O. AMPFERER, 1932 a, Taf. S. 80). Östlich der Heiterwand erscheint an der Deckengrenze weithin ein stark beanspruchter Hauptdolomitspan, der im Sinne von E. CLAR (1929, S. 337) und O. AMPFERER (1932 a, S. 80) als ein vom Südflügel der Mulde der Lechtaldecke losgerissener und verschleppter Span gedeutet worden ist, was J. KROLL (1965, S. 42) durch die Entdeckung von redu-

zierten Kössener Schichten im Liegenden des Hauptdolomites bestätigt hat. Somit stellt dieser schmale, fast 8 km lange Span einen Schürfling aus dem Untergrund dar, ähnlich wie an vielen anderen Abschnitten der Basis der Inntaldecke zu beobachten.

3d) Der Hauptkörper des Westabschnittes der Inntaldecke (Taf. 6, Fig. 8). So wie in der Ruitelspitz-Halbklippe eine Faltung im Hauptdolomit sichtbar ist, stellen sich auch im Pfafflarer Vorderabschnitt Längsfalten ein und zieht eine längere Mulde südlich der Heiterwand dahin. Das zentrale Element aber bildet die längsorientierte Muttekopf-Gosaumulde, die im Osten durch eine mittlere Antiklinale innerhalb der Gosau zweigeteilt ist. Wie H. WOPFNER (1954, S. 74) ausführte, wurde die Gosau in eine bereits prägosauisch vorhandene Hohlform eingelagert. Die riesigen Schollenbrekzien des unteren Komplexes der rund 670 m mächtigen Serie sind berühmt. Der Schichtumfang der Mulde umfaßt Sedimente des Santon bis Maastricht/Dan (Bd. 2, S. 423 f.). Die Transgression über schon gefaltetem Hauptdolomituntergrund zeigt die Wirksamkeit vorgosauischer Phasen in diesem Raum an. Gegen Westen hin reicht die Gosabeckenfüllung über das Galtseitjoch und die Hanauer Hütte bis zur Kogelseespitze hinüber. Durch die nachgosauische Tektonik sind die Ränder steil aufgerichtet (O. AMPFERER, 1932 a, Taf. S. 84; H. WOPFNER, 1954, Beil.-Taf., Prof. 2), die Gosau erreicht hier mit dem Muttekopf in 2777 m die höchste Position innerhalb der Kalkalpen.

Der südliche Teil der Inntaldecke im Bereich der Lechtaler Alpen zeigt eine starke Einengung. Das tragende Grundelement ist weiterhin der hier 1000 bis 1500 m mächtige Hauptdolomit (der im Ostteil der Inntaldecke im Karwendel sogar bis 2200 m Mächtigkeit erreicht!), in welchem die Antiklinalen nur durch ihre Struktur, die Mulden durch schmale, eingezwängte Züge von Rhät und Allgäuschichten markiert werden. Besonders gegen den jetzigen Westrand der Decke hin drängt sich eng dieser steile Faltenbau zwischen Landschaftseck und Alblit mit zusätzlichem Schlingenbau im Norden und dem Faltensystem östlich der Memminger Hütte im Süden (Taf. 1). Über die geologische Karte von O. AMPFERER (1932) hinaus liegen neuere Aufnahmen dieses SW-Abschnittes des Inntaldeckenkörpers von M. SARNTHEIN (1962, Taf. 9–10) und J. WESTRUP (1970, Taf. 1–8) vor (Abb. 66).

Östlichere Abschnitte des angrenzenden Südteiles der Inntaldecke sind von L. RENATUS (1968) und im Raum des Tschirgant von W. GROTTENTHALER (1968) detailliert neu aufgenommen worden. Die Hauptstruktur des Tschirgant stellt, wie oben erwähnt, die große Überschiebungsfäche des Inntaldecken-Südrandes über der Obertrias des Südens dar. Mit Reichenhaller Rauhwacke und Muschelkalk an der Basis setzt hier die Inntaldecke ein. Im auflagernden Wettersteinkalk der Inntaldecke ist in diesem Abschnitt die Riffkern- und Riffschuttfazies im Süden, die Lagunenfazies im Norden entwickelt und teilweise dolomitisiert. Jenseits des karnischen Bandes schließt dann im Simmeringzug nördlich des Tschirgant eine einförmige, gefaltete Hauptdolomitmasse an.

#### 4. Der Ostteil der Inntaldecke östlich von Nassereith

Die Nordgrenze der Inntaldecke verläuft in diesem Raum (Taf. 2) von der Heiterwandfront beim Hinterbergjochl über die Fernpaßsenke nördlich von Nassereith, nördlich vom Wanneck zum Marienbergerjoch, springt dann mit der Sonnenspitz-

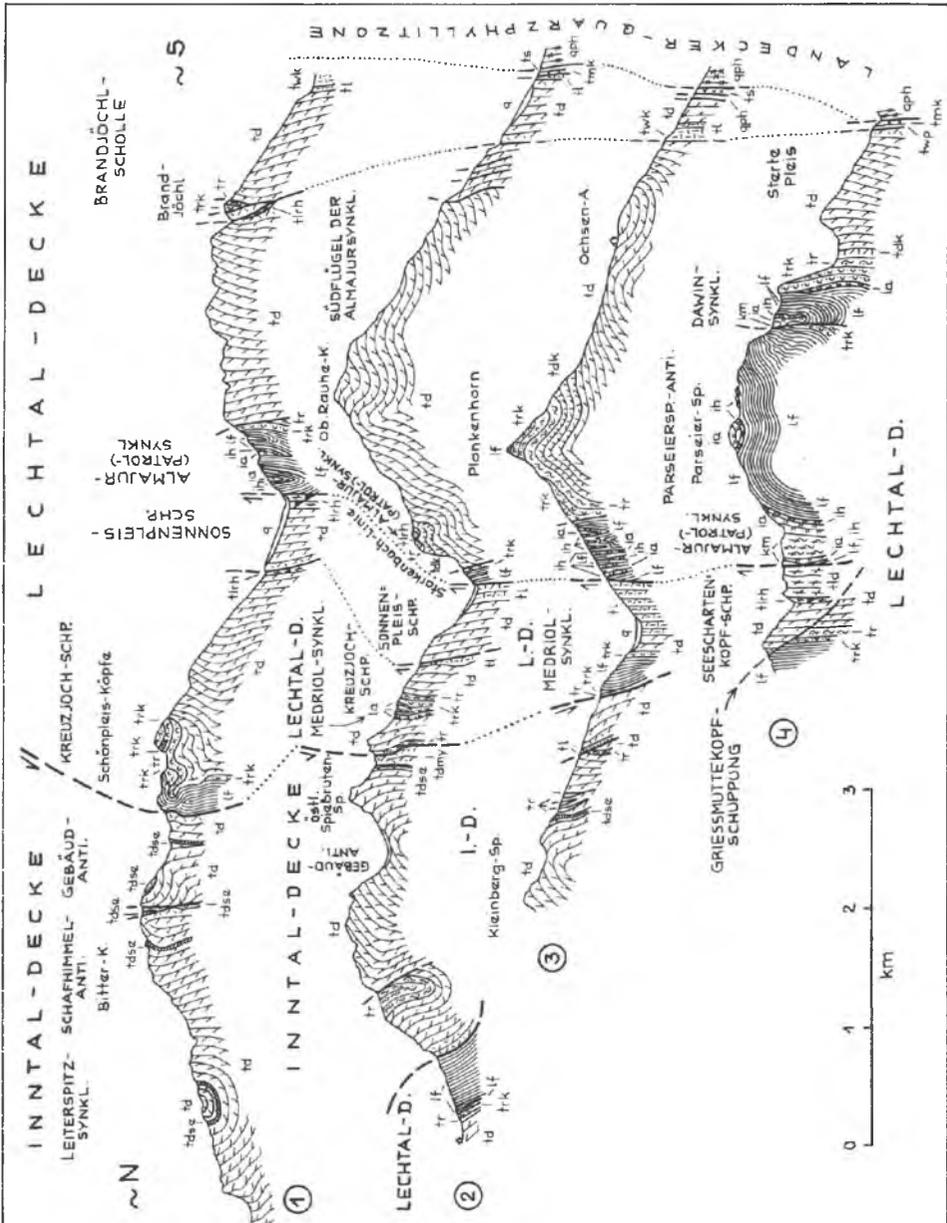


Abb. 66: Profile durch die südlichen Lechtal- und Inntalalpen von der Parseierspitze gegen Osten hin nach J. Westrup (1970, Taf. 2) unter Eintragung der Deckengrenzen. Die enge Pressung dieses Abschnittes des Kalkalpen-Südrandes kommt sowohl in der Inntaldecke als auch in der südlich anschließenden Lechtaldecke zum Ausdruck.

gruppe gegen Biberwier nach NW vor, schwenkt nun gegen Osten über den Issentalsattel und vor die „Vorbergzone“ südlich der Puitentalmulde, wird hierauf von der Arnspitzgruppe übernommen, quert nördlich der Scharnitzer Klause und verläuft an der Front der Hinteren Karwendelkette gegen Osten, wo sie sich dann in der östlichen Karwendelgruppe durch die Auflösung der Inntaldecke in Deckschollen zersplittert.

**Großgliederung:** Der Deckenkörper der Inntaldecke gliedert sich in diesem Raum in drei große, vorwiegend durch Wettersteinkalkzüge repräsentierte Längsantiklinalen. Der nördliche Zug ist in der sogenannten „Karwendelstirnschuppe“ tektonisch in gewissem Maß selbständig geworden und umfaßt die „Vorbergzone“ im Westen und die Hintere Karwendelkette im Osten. Südlich davon folgt, durch die Gaistal-Hinterautal-Mulde aus Hauptdolomit getrennt, der zentrale Antiklinalzug, vom Mieminger Gebirge im Westen und der Gleierschkamm-Bettelwurf-Kette (Antiklinale) im Osten gebildet. Jenseits der Gleierschalmulde schließt sich im Süden endlich noch die Solsteinkette-(Antiklinale) als drittes Element an, das gegen Westen rasch durch den jungen Vorstoß des Ötzkristallins unterdrückt und überfahren wird (Taf. 6, Fig. 6).

4 a) Mieminger Gebirge und „Vorbergzone“. Mit dem Mieminger Gebirge und der nördlich davon gelegenen sogenannten Vorbergzone steht der Mittelabschnitt der Inntaldecke – durch die im Norden hinziehende Lermooser Synklinale und Puitental-Jungschichtenzone getrennt – der Wettersteingruppe gegenüber. Über die Bedeutung der Puitentalzone als beidseitig durch tektonisch ungleichwertige Rahmen zugeschobene Beutelmulde mit langer Erforschungsgeschichte wurde schon S. 148 berichtet. Südlich dieser Jungschichtenmulde erscheint zunächst im Vorbergzug ein nur 1 km breiter, aber lange südlich des Wettersteingebirges hinziehender Streifen aus Wettersteinkalk, Raibler Schichten und wenig Hauptdolomit im Norden – mit dem Issentalköpfel 5 km ESE Ehrwald im Westen beginnend und über Hochwanner, Predigtstuhl und Roßberg zur Gehrenspitze NE Ober-Leutasch ziehend. Die Struktur der Vorbergzone erinnert an den Nordflügel einer Antiklinale mit steiler, nordfallender Trias, auf die Puitentalmulde aufgeschoben (Taf. 6, Fig. 7). In der Ostfortsetzung kehrt sich das Schichtfallen in Gehrenspitze und Arnspitzgruppe, also noch vor Erreichen des Isartales, um, die Serie fällt mit Muschelkalk und vorwiegend Wettersteinkalk gegen Süden ein, weiterhin durch eine steile tektonische Trennungsfläche als Bestandteil der Karwendelstirnschuppe vom Hauptkörper der Inntaldecke im Süden getrennt. Eine Unzahl von SW-NF-streichender Blattverschiebungen des Loisach-Störungssystems durchsetzt den Vorbergzug, wobei die jeweilige Ostscholle um Beträge von durchschnittlich über 200 m gegen NE vorversetzt wird (P. ENDER, 1967, S. 44).

Der Hauptkamm der Mieminger Kette folgt der gegen Westen achsial ansteigenden Mieminger Antiklinale aus Wettersteinkalk, so daß im Westen, besonders an den zahlreichen Störungen, der Muschelkalk des Gewölbekernes an die Oberfläche kommt. Herrschen in der Vorbergzone die SW-NF-orientierten Schrägstörungen, so dominieren im Ostteil des Mieminger Gebirges und der Fortsetzung bis hinüber zur Seefelder Quersenke, die im Hauptdolomit liegt, große SE-NW-ziehende Schrägstrukturen. Dabei zeigen die östlicheren den Charakter von Blattverschiebungen; die westlicheren im Bereich der Hohen Munde, der Niederen Munde und die von Telfs gegen Nordwesten emporsteigende Breitenkopfstörung sind steile nordvergente

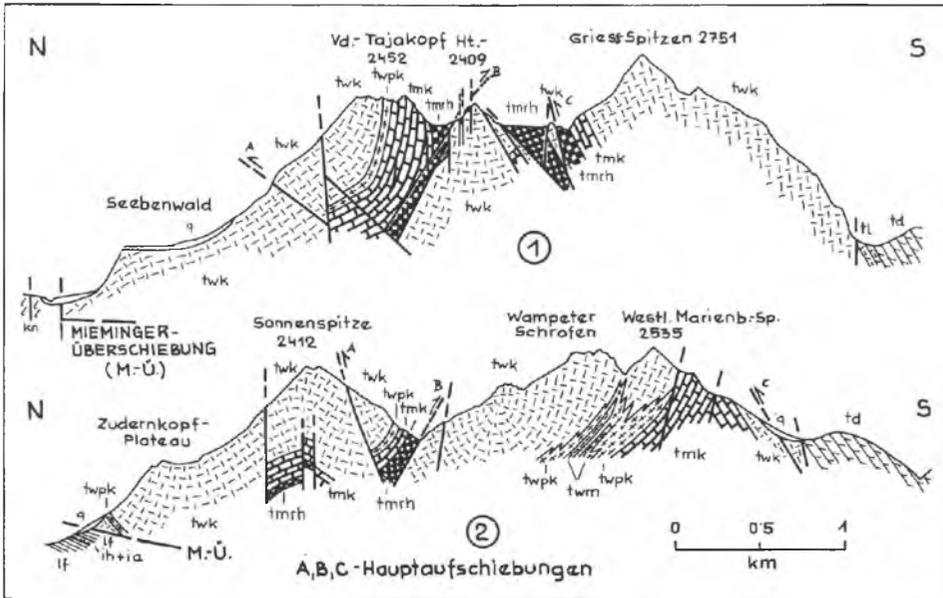


Abb. 67: Profil durch den Westteil der Mieminger Berge nach H. MILLER (1963, Taf. 33), das die starke Zerrißung dieser Berggruppe in steil gegen Norden oder Süden aufbrechende Längsschollen zeigt.

Aufschüben an etwa  $80^\circ$  steil südfallenden Flächen. Sie werden wohl ebenfalls gleichermaßen ursprünglich als Blattverschiebungen des gleichen Großsystems angelegt und bei der weiteren Einengung in jüngerer Phase als Aufschübensflächen verwendet worden sein. Eine besonders starke und kleinräumige Gliederung hat der Westteil des Mieminger Gebirges erfahren. H. MILLER (1962, S. 74 und Taf. 33) unterscheidet hier drei Teilsättel und – von kleineren Störungen abgesehen – drei längsorientierte steile Aufschüppungen, die teils gegen Osten enden (Griesßspitzschuppe im Südteil dieses Gebirgsabschnittes), teils gegen Süden (Thajakopf weiter im Norden) gerichtet waren – Abb. 67.

4b) Karwendel-Stirnschuppe im Osten. Das vorderste Element der Inntaldecke im Karwendel stellt die Karwendel-Stirnschuppe dar, die in ihrem geschlossenen Verlauf nördlich des Karwendeltales in der Hinteren Karwendelkette hinzieht und im Osten die Hauptmasse der großen Deckschollen SW des Achensees umfaßt (Taf. 2; Taf. 6, Fig. 5–7). Die Fortsetzung der Nordrandüberschiebung der Arnspitze, zugleich Überschiebung der Karwendel-Stirnschuppe, ist östlich vom Isartal durch die Karte von H. JERZ & R. ULRICH (1966, mit Prof.-Taf.) im einzelnen geklärt. Durch Zufall wird der die Karwendel-Stirnschuppe im Kamm der Südlichen Linderspitze und Westlichen Karwendelspitze einleitende Muschelkalk sogar zu leichter Antiklinale gefaltet und über den hier ebenfalls aus Muschelkalk bestehenden, darunterliegenden Antiklinalkern des Scharthkopfsattels der Lechtaldecke überschoben, so daß eine ideale Scheinserie entsteht (A. TOLLMANN, 1972 b, S. 432 f., Abb. 1). Diese Scheinserie ist

aber bereits von den genannten Autoren klar erkannt worden, Schürflinge an der Deckengrenze aus Kössener Schichten und Neokom (westlich der Kirchlspitze, 2,5 km NE des Scharnitzpasses, und in analoger Position auf der Westseite des Isartales ebenso weit NW des Passes) helfen bei der Erkennung der Fernschubfläche mit. So kommt im Kirchlkar-Halbfenster 4 km NE der Porta Claudia Muschelkalk als Fensterinhalt unter dem Muschelkalk als Fensterrahmen hervor – Abb. 76 in Band 1 dieser Monographie. Im Ostteil der Karwendel-Stirnschuppe zeigt die Hintere Karwendelkette eine schöne Stirneinrollung (O. AMPFERER, 1928, Taf. 5, Prof. 2; E. SPENGLER, 1953, S. 45). Die hintere südliche Begrenzung dieses zusammenhängenden Teiles der Karwendel-Stirnschuppe ist auf der ganzen Strecke durch eine steile Aufschiebung gegeben. Daß trotzdem eine bedeutende Förderweite in dieser Bewegungsbahn steckt, zeigen die verschiedentlich hochgerissenen Schürflinge aus Jungschichten der demnach hier im Untergrund vorhandenen Lechtaldecke. Solche Schürflinge trifft man nördlich vom Scharnitzpaß, aber auch westlich vom Karwendelhaus beim Hochalmsattel.

Gegen Osten hin reicht die Karwendel-Stirnschuppe über das östliche Karwendelgebirge hinaus bis jenseits der Achenseedepression zum Ebnerjoch (Vorderer Spitz) hinüber, wo eine Wettersteinkalkmasse mit Reichenhaller Schichten an der Basis über die Gosau beim Schichtenhals aufgeschoben ist (K. KUCKELKORN, 1964, Taf. 1, 3) – vgl. Taf. 2. Der durch die Erosion stark zerfressene Ostteil der Inntaldecke und ihrer Stirnschuppe läßt gut den Baustil der Stirnschuppe und die Art der Überschiebung auf den aus Lechtaldecke bestehenden Untergrund im Stanserjochgebiet erkennen. Das ist ja die klassische Lokalität für den von O. AMPFERER (1925, S. 35) geprägten Begriff der Reliefüberschiebung, die dieser Forscher 1928 (S. 241 ff.) begeistert schildert, dabei aber in erster Entdeckerzeit zu stark überbewertet, da ja nach seiner Auffassung eine bis 2000 m betragende Reliefenergie durch Überschiebung überwunden hätte werden sollen. M. RICHTER (1930, S. 40; 1937, S. 11, 102), E. SPENGLER (1951 a, S. 344 f.; 1953, S. 42) und O. AMPFERER selbst (1942, S. 7) haben das Ausmaß der Reliefüberschiebung bedeutend reduziert, E. KRAUTER (1968, S. 23) nach Neuuntersuchung noch immer im Stanserjochgebiet Reliefunterschiede zur Zeit der Überschiebung von 280 m angenommen, der Verfasser (1971 b, S. 377 ff., Abb. 11) hat schließlich gezeigt, daß auch bei diesem verbleibenden Betrag noch nicht die jüngere sichtbare Bruchtektonik berücksichtigt worden ist, so daß die Bedeutung der Reliefüberschiebung nach wie vor auch an der Typlokalität noch zur Debatte steht. Besonders hingewiesen wurde ferner vom Verfasser (1970 d, S. 137; 1971 b, S. 376) darauf, daß das Erscheinungsbild des zu Schollen zerrissenen tektonisch ausdünnenden Hinterteiles der Karwendel-Stirnschuppe am Stanserjoch, das ja zur Anschauung der Reliefüberschiebung geführt hat, ganz dem Bild der tektonischen Moräne vom Hahnenkamm bei Reutte gleicht, wo ebenfalls das ausdünnende Hinterende einer Stirnschuppe, dort der Vilsener Stirnschuppe, unter der Last des nachrückenden Deckenhauptkörpers zerrissen und mit dem Untergrund verspießt wurde.

Der Hauptzug der Karwendel-Stirnschuppe ist auch noch im östlichsten Karwendelabschnitt nach der Unterbrechung im Lalidertal als ein zusammenhängender, mehrere Kilometer breiter Streifen im Zuge Schaufelspitze-Dristkopf-Zwölferkopf-Ebnerjoch vorhanden. Dieser Teil der Karwendel-Stirnschuppe war, wie seine Fortsetzung westlich des Lalidertales, wohl nie ganz vom Deckenhauptkörper überwältigt worden, sondern frei gelegen gewesen, und enthält daher mangels Abquetschung im

Hangenden auch noch neben den Reichenhaller Schichten und dem Muschelkalk einen mächtigen Wettersteinkalk- und Wettersteindolomitkomplex. Gegen Süden hin aber dünnt die aus Mitteltrias bestehende Stirnschuppe offenbar zufolge der einstigen Überschiebung durch den Hauptkörper rasch aus, ist im Bereich der großen Halbfenster des Stanserjochzuges eben nur mehr in Form der zerrissenen Schollen von vorwiegend tieftriadischen plastischen Gesteinen erhalten und endet primär noch vor Erreichen des 4 km weiter südlich imposant aufragenden zusammenhängenden Zuges des Inntaldecken-Hauptkörpers mit Nisselspitze und Laliderspitze. Wir können hier durch die zahlreichen, bis auf die Trias der Lechtaldecke eingesenkten Fenster, wie Stanserjoch-Halbfenster im Osten, Gamsjoch-Streifenfenster im NW, Engalm-Halbfenster im Süden und Laliderfenster im Westen – wie die einzelnen Fensteraufschlüsse bezeichnet sein sollen –, die Verhältnisse der Tiefe erkennen, wie sie gleichermaßen unter der Stirn der Inntaldecke verdeckt weiter im Westen herrschen werden: Der Hinterteil der Karwendel-Stirnschuppe wird rasch auf die tieftriadischen Glieder ausgequetscht und endet gegen Süden, aus dem Untergrund aber werden bei Vorschub des Hauptkörpers Schürflinge aus der Lechtaldecke entnommen und auf den Rücken der Stirnschuppe aufgefacht. Aus westlicheren Abschnitten wurden die Jungschichtenspäne an der inneren Grenze zwischen Stirnschuppe und Hauptkörper der Inntaldecke schon erwähnt. Hier im Osten sind es die zahlreichen Schürflinge aus Raibler Schichten und Hauptdolomit, die in einer früher unerklärlichen Mechanik vom Rizuel-Schürfling im Süden und der benachbarten Rappenspitze an bis zum Gebiet der Bärenbaderalm, also im Osten bis 6 km weit von ihrem Ursprungsgebiet, wegtransportiert worden sind (Taf. 2; Taf. 6, Fig. 5).

Zur Erklärung dieser Verhältnisse nahm man allgemein einen sekundären und mehrphasigen Transport durch Schub aus dem Untergrund nach der Hauptdeckentektonik an (O. AMPFERER, 1942, S. 32, 38, 91; 1944, S. 27; W. HEISSEL, 1950, S. 31 f.; E. SPENGLER, 1953, S. 43). Man deutete die Schollen als aktiv aus der unbedeutenden Rappenspitzzschuppung des Untergrundes ausgeschoben (E. KRAUTER, 1968, S. 58) – aber

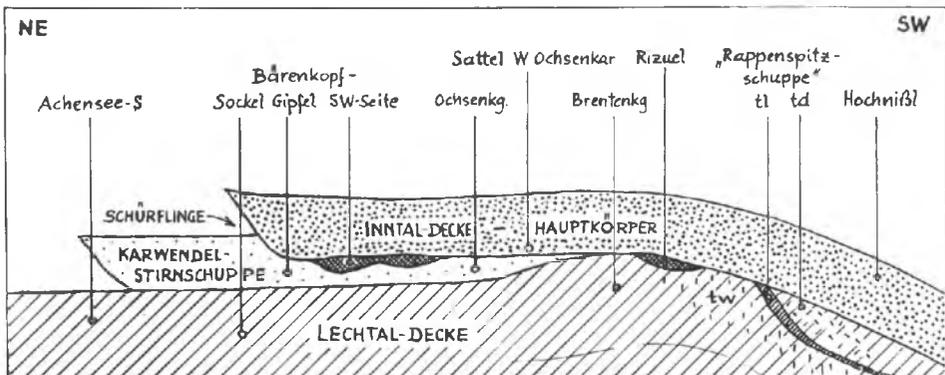


Abb. 68: Schematische Darstellung des Baues des östlichen Karwendels, die die Herkunft der Obertrias-Schürflinge (kariert) zwischen Karwendel-Stirnschuppe und dem Hauptkörper dieser Decke zeigen soll (A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 9).

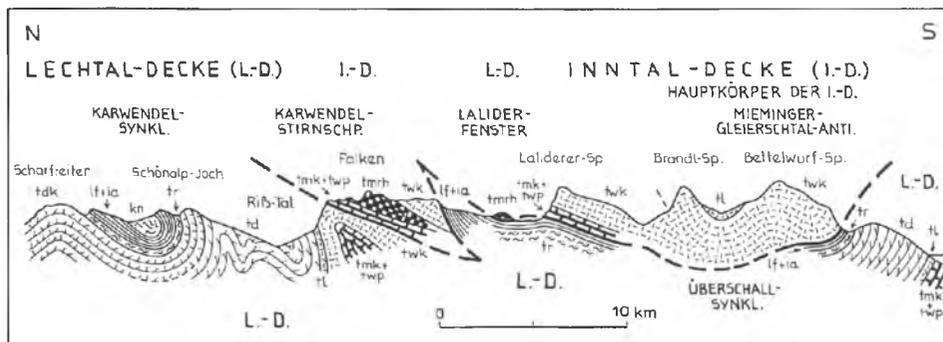


Abb. 69: Profil durch den Ostabschnitt des Karwendelgebirges nach P. SCHMIDT-THOMÉ, 1950. Die Stirnschuppe der Inntaldecke ist unter dem hochgeschürften Inhalt des Lalider-Fensters, das der Lechtaldecke zugehört, eingewickelt.

hier ist der auch von Westen her sichtbare Mechanismus als verschleppte Schürflings-späne durch ein und dieselbe Bewegung unter der Last des Hauptdeckenkörpers wesentlich einfacher zu verstehen (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 138 f.; 1971 b, S. 374 f., Abb. 8-9) – vgl. Abb. 68.

4c) Der Hauptkörper der Inntaldecke im Karwendel. Die Gliederung der Hauptmasse des Karwendelgebirges ist einfach, wie schon eingangs kurz skizziert, und außerdem seit der den heutigen Anforderungen nicht mehr entsprechenden Aufnahme von O. AMPFERER & W. HAMMER (1899) nicht mehr neu kartiert. Eine Profiltafel über das Karwendelgebirge aus dieser Aufnahmeperiode stammt von O. AMPFERER (1904, Taf. 9).

Von Norden gegen Süden lösen einander ab (Taf. 6, Fig. 6): Die Ödka r - A n t i k l i n a l e im Wettersteinkalk und zwei steile nordvergente Aufschuppungen im gleichen Gesteinskomplex im Norden, die Ü b e r s c h a l l m u l d e mit Raibler Schichten und Hauptdolomit im Kern vom Lafatschertal im Westen zum Vomperloch im Osten unter Ausheben der jüngsten Schichtglieder ansteigend, die B e t t e l w u r f - A n t i k l i n a l e wiederum im Wettersteinkalk im Westen unter nordvergenter aufpressender Durchsicherung und Unterdrückung des antiklinalen Nordschenkels im Gleierschalt-Sattel fortsetzend, der auf die Mieminger Antiklinale zielt, die G l e i e r s c h a l t m u l d e mit Raibler Schichten und sich rasch verbreiterndem Hauptdolomit erst ab der Region NW vom Hafelekar, schließlich die S o l s t e i n - A n t i k l i n a l e mit den imposanten Wettersteinkalkklötzen der Nordkette und noch eine kleine Mulde mit Raibler Schichten nördlich hinter der Martinswand, die Z i r l m ä h d e r - S y n k l i n a l e – Abb. 69.

Ganz allgemein senken sich mit gegen Westen zunehmender Intensität die Großfaltenachsen westwärts zur großen, altbekannten S e e f e l d e r Q u e r e i n m u l d u n g, die ganz im Hauptdolomit liegt. Gegen Osten aber streichen die einzelnen Elemente schräg am erosiven Deckensüdrand aus. In weiten Teilen des Süd- und Nordrandes stellen sich, vom Vomperloch abgesehen, gegen die Überschiebungsfäche hin Muschelkalk, Reichenhaller Rauhwacke und auch Buntsandstein ein. Im Haller Salzberg ist ausnahmsweise auch hier nochmals Anhydrit und Salz führendes Haselgebirge unter der Wildangerspitze im Halltal erhalten geblieben (O. SCHMIDEGG, 1951, S. 181 ff.). Dieses

Vorkommen liegt rekurrenzartig weitab von dem übrigen zusammenhängenden Haselgebirgsstreifen, der erst im Salzburgerischen gegen Osten hin einsetzt.

Im Osten schließlich hebt die Inntaldecke in vorbildlicher Weise achsial über der Jungschichtenzone der Karwendel-Hauptmulde der Lechtaldecke an der zur Zeit der Jahrhundertwende von O. AMPFERER erkannten Karwendelüberschiebung aus. Südvergente Prägung des Südrandes, wie wir sie in den unterlagernden Schuppen der Lechtaldecke sehen, scheint untergeordnet auch noch am Inntaldecken-Südrandstreifen NW Innsbruck wirksam gewesen zu sein. Die noch nicht erfaßte Bruchtektonik schließlich mit NW-gerichteter rechtssinniger Blattverschiebung im Westteil des Karwendelgebirges schließt an die besser bekannten großen analogen Störungen des östlichen Mieminger Gebirges an.

### 5. Die Krabachjochdecke

Die von O. AMPFERER (1914, S. 322) auf Grund der Krabachjoch-Deckscholle und der Larsenn-Deckscholle bei Imst aufgestellte Ultradecke der westlichen Kalkalpen war die erste Einheit, die der Umdeutung des Deckenbaues durch C. W. KOCKEL, 1954, zum Opfer fiel. Dies war der historische Auftakt zu einer großräumigen ausgreifenden Umdeutung des Deckenbaues der Kalkalpen auf autochthon, die später von Epigonen bis zur Einziehung von Hengstfenster und Ödenhoffenster am Ostrand der Kalkhochalpen ausgedehnt wurde. Ursache für die Umdeutung war der Umstand, daß bereits von M. RICHTER (1937, S. 76) die Larsenscholle nicht als Krabachjochdecke, sondern als normale westliche Fortsetzung des damals zu Unrecht als Gewölbe gedeuteten Tschirgant aufgefaßt worden war und vor allem, daß an ihrer Basis schon bei der Darstellung durch O. AMPFERER (1932, geol. Kt.) der Rand der in der Hauptsache aus einer Wettersteindolomitmasse und jüngeren Schichtgliedern bestehenden Larsenscholle durch ein sehr konstant eingezeichnetes Band von Raibler Schichten einen scheinbaren Übergang vom Wettersteindolomit der Scholle zum unterlagernden Hauptdolomit bildete, so daß hier gute Aussichten auf die Umdeutung zu einer Pilzfalte bestanden. Bei der Neukartierung der Larsenscholle durch C. W. KOCKEL (1954, S. 525, Abb. 1) wird diese Darstellung von O. AMPFERER weitgehend übernommen, nur die Scholle als Ganzes breit zum Tschirgantgewölbe im Sinne von M. RICHTER verbunden und als autochthoner Doppelsattel gedeutet. Bald darauf wurde durch K. KOCH (1958, S. 206) auch die Krabachjoch-Deckscholle selbst im Sinne der gebundenen Tektonik gedeutet, so daß damit die Krabachjochdecke als Ganzes einbezogen erschien.

Da die Verhältnisse in der Krabachjochmasse unter Umständen noch durch eine Teilung lokalerer Art innerhalb der Inntaldecke erklärt werden könnten – wogegen S. 165 Gründe geltend gemacht worden sind –, ist die Situation im Larsenngbiet besser überschaubar, so daß die Bestätigung oder Widerlegung der Krabachjochdecke von hier ihren Ausgang nimmt.

5 a) Die Larsenscholle wurde durch L. RENATUS (1968) unter dieser Fragestellung einer detaillierten Neukartierung 1 : 10.000 unterzogen. Dabei ergaben sich beträchtliche Unterschiede im Kartenbild zu früheren Darstellungen: Die Scholle ist kleiner als einst gezeichnet, da sich der von O. AMPFERER und C. W. KOCKEL im Larsenntal als Wettersteindolomit kartierte Dolomit als Hauptdolomit des Sockels erwies, ebenso der

von O. AMPFERER als Wettersteindolomit angesprochene Südteil des „Verbindungsstreifens“ zum Tschirgant bei Gungelgrün SW Imst. Die Scholle selbst ist allenthalben basal an tektonischen Störungen begrenzt und setzt überall, soweit erschlossen, mit Muschelkalk ein. Beweise für eine Autochthonie wurden daher durch diese Neukartierung nicht erbracht, vielmehr wird die Scholle in Wahrheit durch eine aufrechte, mit Muschelkalk einsetzende Folge aufgebaut und zeigt keinen verkehrten Schenkel.

Die Deutung aus diesen Fakten allein aber war noch immer schwierig, da eigenartigerweise der Muschelkalk häufig auf Raibler Schichten des Untergrundes aufruht und ferner rein faziell der Wettersteindolomit der Scholle gut zu dem bereits teilweise in Wettersteindolomit übergehenden Wettersteinkalkzug des Tschirgant passen würde, bei Abwicklung hinter den einstigen weit im Süden angenommenen Südrand der Inntaldecke, die dort schon in Partnachschicht-Fazies vorliegt, aber kein fazieller Anknüpfungspunkt an den dortigen Südrand gegeben wäre. So blieb das Problem trotz der neuen Kartierung letztlich offen (A. TOLLMANN, 1970 b, S. 127; 1970 d, S. 142), da ja trotz Widerlegung der angeblich verbindenden verkehrten Serie noch die erwähnten Gesichtspunkte für die autochthone Möglichkeit verblieben. In jüngster Zeit aber wurde von W. MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, Taf. 2) nochmals dieses Gebiet der Larsennscholle und Umgebung durch Neuaufnahme unter besonderer Berücksichtigung der Obertriasgliederung erfaßt. Hiebei wurde nun das noch verbliebene Hindernis einer klaren Schollentrennung weggeräumt: Die bisher die Scholle unterlagernden Raibler Schichten fehlen nämlich am West- und Südrand, die Scholle liegt mit ihrem Muschelkalk hier bereits dem Mittleren, teils dem Unteren Hauptdolomit auf, nur im NW und SE treten vorübergehend Raibler Schichten ebenso wie die anderen Horizonte der Obertrias an den Schollenrand heran, allerdings keinerlei Verbindung bewirkend. So ergibt sich aus dieser letzten Neuaufnahme noch offensichtlicher der Deckschollencharakter der Larsennscholle (Taf. 6, Fig. 8).

Mit der Neukartierung des nahe benachbarten westlichen Abschnittes aber hat sich ein weiteres, grundlegendes neues Moment ergeben, das die Existenz der Krabachjochdecke beweist: J. WESTRUP (1970, S. 126 und Taf. 1–2) und W. MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, S. 275 und Taf. 2) haben in 2 km und 3 km Entfernung vom Westrand der Larsennscholle weitere Schollen von Wettersteinkalk entdeckt. Während

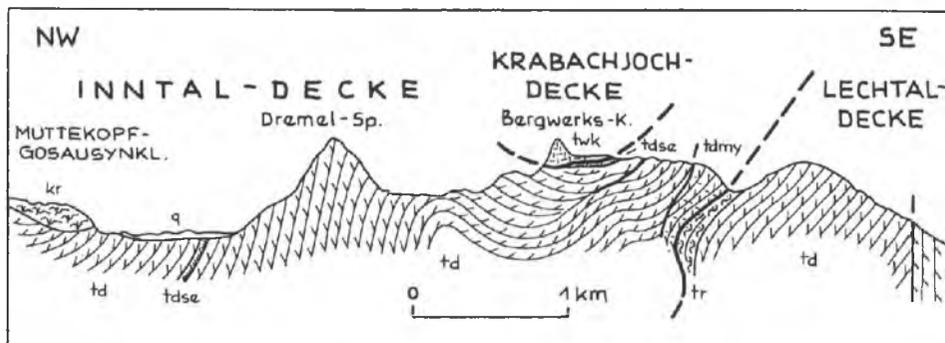


Abb. 70: Profil durch die Bergwerkskopf-Deckscholle in den Lechtaler Alpen nach J. WESTRUP (1970, Taf. 2) unter Eintragung der hier verwendeten tektonischen Bezeichnungen.

die östlichere dieser beiden Schollen im Gebiet des Tagkares nach der Profildarstellung (l. c., Taf. 2, Prof. 1) und nach dem Eindruck in der Natur an Brüchen abgegrenzt ist, und so über die Beziehung zum Untergrund nichts ausgesagt werden kann, gibt die am Gipfel des Bergwerkskopfes aufruhende Deckscholle aus Wettersteinkalk endlich den Schlüssel zur Lösung der Frage (l. c., Taf. 2, Prof. 1 und Textabb. 24) – Abb. 70. Der Wettersteinkalk liegt nämlich mit aufrechtem Geopetalgefüge einer gut überblickbaren Hauptdolomitmulde auf, die Schiefer an der Grenze sind verschmierte Seefelder Schiefer des Hauptdolomites und keine Raibler Schichten, die freie Lage als Gipfelkappe beweist die Deckschollennatur eindeutig. Hier kann man nicht mehr mit Pilzfalten arbeiten. Obgleich J. WESTRUP noch mit dem ja damals überwiegend geltenden Konzept der Nichtexistenz eines Deckenbaues die Frage der Herkunft offen läßt, ist mit der Entdeckung der Fortsetzung der Mitteltriasschollen von der Larsenscholle gegen Westen im Verein mit der eindeutigen und im Gelände gut überblickbaren Position der Bergwerkskopf-Deckscholle die Existenz einer höheren Schubmasse über der Inntaldecke, eben der Krabachjochdecke AMPFERERS, bewiesen (A. TOLLMANN, 1971 a, S. 348 ff.).

Mit der oben (S. 179) gegebenen neuen Deutung des Südrandes der Inntaldecke, der sich vom Raum südlich des Inn hier an die Senfterberglinie und ihre östliche Fortsetzung nach Norden verschoben hat, ist aber zugleich das Faziesproblem der Anknüpfung der Wettersteinkalk-Fazies der Krabachjoch-Deckschollen dieses Raumes gelöst: Sie schließen an den hier ja auch in Wettersteinkalkfazies entwickelten neuen Inntaldecken-Südrand an und werden nicht durch eine zwischenliegende neuerliche Einschaltung von Partnachschichten gestört, wie sie in dem einst zum Inntaldecken-Südrand gerechneten Raum südlich Imsterau auftreten.

Daß auch die Krabachjoch-Deckscholle östlich des Flexenpasses zu einer höheren Einheit als der (in Form der Rüfspitz-Deckscholle unterlagernden) Inntaldecke zuzuordnen ist, wurde bereits S. 165 ausgeführt. Nach dem erneuten Nachweis der Existenz dieses höheren Stockwerkes im Osten ergibt sich auch für die Krabachjoch-Deckscholle des Flexengebietes die AMPFERERSche Deutung als ungezwungenste Lösung. Die Krabachjoch-Deckscholle besteht trotz mancher interner Komplikationen im großen aus einer Schüssel mit aufrechter Schichtfolge von maximal Buntsandstein bis zum Hauptdolomit (K. KOCH, 1966, Taf. 5–6) – Abb. 61.

Gerade auf Grund der individuellen Entwicklung der Mitteltrias der Krabachjochscholle ist von einer Reihe von Autoren auch in neuerer Zeit der allochthone Charakter dieser Deckscholle gegenüber dem Untergrund betont worden, so von O. REITHOFER (1956, S. 215) und F. HIRSCH (1966, Fig. 4, S. 16; Fig. 7, S. 32). Gleiches ergab sich auch nach Untersuchung des Karn: Die bedeutende Mächtigkeit von 220 bis 250 m in der Krabachjoch-Deckscholle paßt nicht zum Untergrund, der gerade im weiteren Umkreis von Lech eine Untiefe mit geringer Karnmächtigkeit zeigt, so daß eine autochthone Deutung auch von W. HARSCH (1968, S. 21, 23, 29 f.) aus diesem Grund abgelehnt wird.

## 6. Das Tirolikum östlich vom Inn

Östlich des Inn löst sich mit der steilen Aufschuppungslinie an der Nordseite des Buchberges und Miesberges im Vorland des Kaisergebirges das Tirolikum vom Südteil der Lechtaldecke ab und erlangt gegen Osten hin tektonische Selbständigkeit, während im

Streifen südlich des Kaisergebirges Lechtaldecke und Tirolikum seitlich ineinander übergehen.

6 a) Dieser Südstreifen der Kalkalpen besteht zunächst aus einer breiten Zone von Buntsandstein im Raume Söll-Scheffau-St. Johann und östlich und ist durch die aus dem Liegenden stammende nachschiebende Grauwackenzone lokal noch überschuppt (südlich Scheffau) und ferner im Inneren durch kleine Antiklinalen und durch Mulden mit Saalfeldener Rauwacke bzw. durch wohl südgerichtete, bald im Streichen auslaufende Schuppungen gegliedert. Mit dem Zug des Pölven und den Hintersteiner Bergen schließt nördlich der weiten Buntsandsteinzone im Rückland des Kaisergebirges eine mehrfach untergeordnet südvergent geschuppte Zone an, in der eine normale, gegen Norden hin aufsteigende Triasserie mit mächtigem Wettersteinkalk und Hauptdolomit folgt, von Jura und Kreide im Raum von Eiberg mit seinen großen Zementsteinbrüchen 5 km südlich Kufstein überlagert.

6 b) Kaisergebirgsscholle. Die interessanteste Struktur des Raumes östlich von Kufstein aber bildet das Kaisergebirge, das zu einer allseits tektonisch begrenzten Scholle geformt ist, über deren allochthone („Kaisergebirgsdecke“) oder autochthone („Kaisergebirgsscholle“) Herkunft eine lange Diskussion geführt worden ist. Für die Deutung als Decke analog der Juvavischen Schubmasse oder der Inntaldecke hatten sich O. AMPFERER (1921, S. 159), L. KOBER (1923, S. 156) und W. HEISSEL (1951, S. 114; 1958, S. 103, Taf. 1) entschlossen. Mehr Gründe aber scheinen für eine autochthone, beiderseits gerichtete Auspressung aus dem tirolischen Untergrund zu sprechen, wofür ein Großteil der Forscher, von F. F. HAHN (1913, S. 267) und K. LEUCHS (1926, S. 90) bis zu L. KOBER (1938, S. 114; 1955, Taf. 1), E. SPENGLER (1956, S. 21) und A. TOLLMANN (1969 c, S. 146), plädierte. Eine endgültige Entscheidung ist allerdings noch immer nicht gefallen, da wir ja bisher nur die nachgosauischen tertiären Bewegungen registrieren konnten und über einen allfälligen vorgosauischen Herantransport als Decke noch immer nichts Sicheres aussagen können.

Folgende Argumente sprechen für die zweitgenannte Lösung im Sinne relativer Autochtonie: Die Scholle ist am Nordrand dem Alttertiär, am Südrand streckenweise der Gosau aufgeschoben. Wir kennen in den Kalkalpen keine so weiten vergleichbaren tertiären Deckenschübe mehr. Bei Annahme von Deckentransport müßte man auf alle Fälle die Decke vorgosauisch herangeschafft denken, um sie dann nachgosauisch nord- und südvergent zentrifugal auszuschuppen. Die von O. AMPFERER (1921, S. 161) einst als weitere Deckenzugen in der weiteren Umgebung der Kaisergebirgsscholle angeführten Deckschollen existieren allesamt nicht in dieser Form, wie unter Zitierung der neuen Literatur vom Verfasser 1969 c, S. 146 f., des näheren ausgeführt worden ist. In tertiärer Zeit jedenfalls ist keineswegs mehr mit einem Fernschub der Scholle zu rechnen, da das auflagernde Tertiär in Einzelheiten mit jenem des Sockels von Häring, also der näheren Umgebung, übereinstimmt (W. HEISSEL, 1957, S. 63) – betreffs der Stratigraphie des Inntal-Tertiärs vgl. Bd. 2, S. 451 ff.

Der Bau der Scholle zeigt muldenförmige Struktur mit den eindrucksvollen Gebirgsketten im Wettersteinkalk des Zahmen Kaisers im Nordflügel und des Wilden Kaisers im Südfügel, jeweils durch schmalen Muschelkalk-Basisstreifen unterlagert, und mit dem Muldenkern in der Kaisergebirgs-Synklinale (K. LEUCHS, 1907, S. 53), deren Ostteil jüngst durch K. JAKSCH (1961, S. 28) beschrieben worden ist – Abb. 71 und

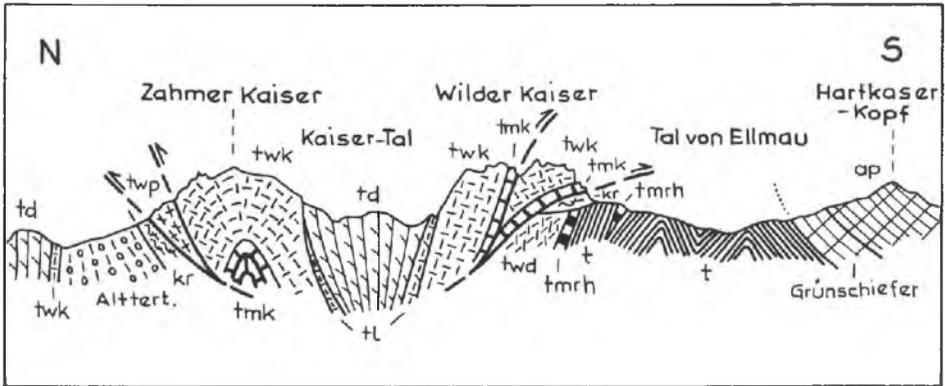


Abb. 71: Profil durch das Kaisergebirge nach O. AMPFERER (1933 b, Abb. 11). Die diskordante Basalabscherung in der Tiefe der Kaisergebirgsscholle, die von O. AMPFERER als eingeschobene Decke betrachtet worden ist, ist aus Gründen der Unsicherheit nicht eingezeichnet.

Taf. 6, Fig. 3. Dieser Muldenkern besteht im zentralen Teil nur aus Hauptdolomit, nimmt aber durch eine beiderseitige Achsendepression vom zentralen Sattel der Stripsen-Aufwölbung gegen Westen und Osten hin („gesattelte Mulde“, A. FUCHS, 1944, S. 364) jüngere Schichten, besonders im Osten, auf.

Der Nordrand der Kaisergebirgsscholle läßt eine kräftige nordvergente nacholigozäne Bewegung erkennen, die das Tertiär des Kössener Beckens noch betroffen hat. Im Habersauer Halbfenster 3 km SE Waldsee (Taf. 3) ist eine Überschiebungsweite von 1,5 km abzulesen. Auch Stirnschuppen und nordvergent eingerollte Stirnfalten sind NE der Pyramidenspitze zu beobachten. Ebenso groß ist die Überschiebung, die am Südrand in den bis 1,5 km weit vorgelagerten Deckschollen des Treffauer Kaisers und westlich davon festzustellen ist. Die Bewegungsrichtung wird hier durch südvergente Antiklinalen im Muschelkalk der Regalspitze, schon von O. AMPFERER (1933, S. 56 und Fig. 48, S. 119) beschrieben, bekundet. Diese Bewegungen sind ebenfalls nachgosauisch, vielleicht sogar gleich alt mit jenen nachoberoligozänen im Norden. Ein Ausläufer der Scholle setzt als steiler Kalkzug in Form der Unterangerberger Trias noch über den Kufsteiner Wald gegen WSW fort. Dieser Ausläufer wird je nach der Beurteilung der Stellung der Kaisergebirgsscholle als von oben her eingepreßt (W. HEISSEL, 1958, S. 103) oder als „Schollenwurzel“ gedeutet. Den Ostrand der Kaisergebirgsscholle bildet das Kohlental-Überschiebungsblatt (O. AMPFERER, 1933, S. 126, Fig. 54; A. TOLLMANN, 1970 d, S. 29), das in der Hauptstörung und in weiteren Parallelstörungen südlich von Schwendt durch die herrschende horizontale Striemung die meridionalen Verschiebungen zwischen Scholle und Rahmen anzeigt.

6 c) Der Abschnitt des Tirolikums zwischen Kaisergebirgsscholle und Berchtesgadener Decke zeigt östlich des Kohlentales den ruhigen Bau einer an der Oberfläche vorwiegend von Hauptdolomit eingenommenen Platte, die nach zwei dem Kohlentalstörungssystem parallelen N-S-Brüchen, an denen jeweils die Westscholle abgesunken ist, vom Fellhorn an in Richtung Unken-Lofer die Form einer längsschüsselförmigen, ganz flachen Großmulde, der Unkenener Synklinale, annimmt – Abb. 72 und Taf. 6, Fig. 2. In

ihrem Kern liegen zunächst söhlig Lappen von Plattenkalk, dann ab dem Meridian von Waidring die jüngeren Schichtglieder der Obertrias mit dem berühmten, in neuester Zeit so gründlich erforschten Oberrät-Riffstock der Steinplatte, mit der Juraschichtfolge östlich vom Scheibelberg und den Kreideschiefern, Sandsteinen und Brekzien des Muldenkernes, mindestens bis zum Barréme (F. F. HAHN, 1913 a, S. 19; H. BÖGEL, 1971, S. 10) emporreichend. Nach den klassischen Studien von F. F. HAHN (1910), der den stratigraphischen Bau dieser Mulde im großen sowie in zahllosen Details erfaßt hat, ist die Schichtfolge vom Hauptdolomit aufwärts in neuerer Zeit wiederholt Grundlage für die fundamentalen und richtunggebenden sedimentologischen Arbeiten von A. G. FISCHER (1964) über die alpine Obertrias sowie einer Reihe weiterer Autoren bezüglich des Jura geworden – vgl. einschlägige Abschnitte in Band 2 der Monographie.

Der Nordflügel dieser weiträumigen Unken Mulde zeigt nur am Innen- und Außenrand abschnittsweise Komplikationen. Am Innenrand ist es vor allem das seit F. F. HAHN (1910, S. 658 ff.) erfaßte Saalach-Westbruch-System mit zahlreichen Einzelstörungen in WNW-ESE-Richtung im Raum nördlich von Unken und Vordergöll. Der Saalach-Ostbruch HAHNS hat sich hingegen als Überschiebungsfläche der Berchtesgadener Decke gegen ihre Stirnschuppe hin erwiesen (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 113; H. BÖGEL, 1971, S. 11) und kann daher nicht als vergleichbares Element daneben gestellt werden (siehe S. 321) – Abb. 72.

Nahe dem Stirnrand des Tirolikums sind im Nordflügel zwei verschiedenartige Einfaltungen vorhanden. Die ältere Faltung erfaßte im Rauschberg-Gschößwand-Kienbergzug auch die basale Mitteltriasplatte und faltete Raibler Schichten in langer stirnnahe Mulde ein – Taf. 6, Fig. 2. Eine zweite Einmuldung weiter im Westen stellt die von Westen her ebenfalls in WSW-ENE-Richtung bis östlich von Reit im Winkel hinüberstreichende Kössener Tertiär-Synklinale dar, die mit den diskordant dem Mitteloligozän auflagernden oberoligozänen Angerbergsschichten schließt und nacholigozän eingefaltet worden ist.

Der Südflügel der Unken Großmulde setzt noch in der mit gebanktem Dachsteinkalk regional gegen Osten abtauchenden Schichtplatte der Loferer Steinberge südlich von Lofer fort, wird dann im Süden aber durch die Antiklinale im Hochsäl, die eine Ramsaudolomitzone gegen Osten entsendet, von der an den Kalkalpen-Südrand gerückten Gruppe der Leoganger Steinberge mit ihren Gipfeln im Dachsteinkalk getrennt. Eine normale Schichtfolge bis zum Permoskyth (H. BARNICK, 1962; H. MOSTLER, 1972 a) in transgressiver Lagerung auf der Grauwackenzone nimmt den Kalkalpen-Südrandstreifen bei Leogang ein. Lokale Ab- und Überschuppungen an der Grenze zur Grauwackenzone sollen nicht zur Auffassung eines generellen tektonischen Kontaktes im Sinne von W. HEISSEL (1958, S. 121) zwischen Tirolikum und Grauwackenzone führen.

Ein eigenartiges System von NW-SE-ziehenden Störungen in zweierlei Ausbildungsarten durchzieht den Innenteil des Südflügels der Unken Großmulde südlich bzw. SW der Berchtesgadener Decke. Zunächst eine Schar von Ammerstörungen, an denen sich vertikale Versetzungen bemerkbar machen, die im Inneren des Tirolikums (Hochkalter), der Berchtesgadener Decke und auch bei beiden Einheiten zusammen (Almwaldstörung) zu registrieren sind. Des weiteren aber kommt hier eine starke west- bis WSW-wirkende junge Quereinengungs-Komponente vielfach zur Aus-



lösung, so daß man nördlich und südlich vom Paß Strub im Westen von Lofer, weiter im Süden bei Weißbach und im Raum der Hochkranz-Deckscholle, besonders aber in der langen Hundstod-Aufschuppung, die von der Berchtesgadener Decke weg bis ins Steinerne Meer reicht (W. BARTH, 1968, S. 158 f.), zahllose WSW-gerichtete Aufschuppungen im Südfügel der tirolischen Schüssel beobachten kann.

## b) Der Ostteil der Kalkalpen ab dem Einsetzen des Juvavikums im Raum von Lofer

### L TIEFBAJUVARIKUM

#### 1. Die Cenoman-Randschuppe

Die Cenoman-Randschuppe erleidet im Zusammenhang mit dem großen tirolischen Vorstoß im Mittelabschnitt der Kalkalpen im Salzburger Raum und darüber hinaus ebenso wie das Bajuvarikum als Ganzes eine weitgehende tektonische Reduktion. Nach den oben erwähnten umfangreichen Vorkommen westlich des Inn ist die Cenoman-Randschuppe östlich dieses Quertales nur auf einen Streifen aus Oberjurakalk und Cenoman südlich von Bergen und Eisenärzt beschränkt, setzt dann im Salzburger Raum auf rund 50 km weit aus und erscheint – nach bisheriger Kenntnis – erst wieder in der vom Autor (1969 c, S. 129) als Rest der Cenoman-Randschuppe aufgefaßten Serie von mergeligem Apt und sandig-mergeligem Cenoman zwischen der Flyschzone im Norden und Juraspänen des Hochbajuvarikums bzw. der tirolischen Wettersteinkalk-Front nördlich der *Drachenwand*, 3,5 km westlich vom Westende des Mondsees (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 42, Taf. 1).

Weitere Vorkommen der Cenoman-Randschuppe stellen sich gegen Osten hin erst wieder in Scharnstein östlich des Almtales in Oberösterreich am Kalkalpen-Nordrand ein. Der von G. GEYER (1917, S. 72) zwischen Flyschzone und Kalkalpen westlich des *Traunsees* als Cenoman taxierte Brekzienstreifen, noch bei A. TOLLMANN (1967 a, Taf. 2) im Sinne von P. SOLOMONICA (1935, S. 108) und G. ROSENBERG (1952 a, S. 208) zum Tiefbajuvarikum, zur Cenoman-Randschuppe gestellt, ist nach W. JANOSCHEK (1964, S. 204) im Abschnitt östlich des Steinbaches 1,5 km nördlich vom Vorderen Langbathsee transgressiv mit dem Hauptdolomit der *Langbathscholle* verbunden, die ja Bestandteil des Hochbajuvarikums darstellt. Diese säumende Serie aus Brekzien, Sandstein und Mergel ist aber nach einer Reihe anderer, in der erwähnten Arbeit zitierten Autoren eher als Gosau anzusehen. Für die Fixierung ihrer Stellung wäre noch eine spezielle Untersuchung des Alters und der Lagerung der Serie nötig. Sie kann daher derzeit nicht als Cenoman-Randschuppe gewertet werden.

Dicht aneinandergereiht hingegen sind die Lappen der Cenoman-Randschuppe wiederum im oberösterreichischen Abschnitt zwischen *Scharnstein* und südlich von Obergrünburg. Umfangreiche Späne trifft man hier bei Scharnstein, westlich Steinbach/Ziehberg, bei Heiligenkreuz westlich Micheldorf und hinüber bis zum Westrand des

Steyrtales. Der Bestand der Cenomanrandzone westlich des Kremstaales umfaßt außer den an Exotika reichen Konglomeraten auch Sandsteine und mergelig-feinsandige Bildungen, keine anderen Glieder. Für ihr Alter wird zu Recht zuerst von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940, S. 428) Cenoman angesetzt. Ihre Stellung als tiefbajuvarische Randzone (G. ROSENBERG, 1953 a, S. 208) blieb in den Arbeiten von S. PREY (1950, S. 155: Gerölle von unterostalpinem Habitus), T. GATTINGER (1953, S. 55 ff.) westlich des Kremstaales trotz der erwähnten Zuordnung von M. RICHTER noch offen. Im Abschnitt zwischen Krems und Steyrfluß wurde diese an Exotika reiche Schollenreihe von F. BAUER (1953, S. 115 f. und Taf. 1) erfaßt und durch den Vergleich mit der Cenoman-Klippenzone LOEGTERS aus dem Bereich der Weyerer Bögen tektonisch zutreffend eingeordnet. Neben Cenoman wurde hier am Kalkalpenrand, 2,5 km NW Schloß Leonstein, mikrofossilreiches Alb erfaßt (R. NOTH, 1951, S. 9 ff.), dessen Zuordnung zur tiefbajuvarischen Randschuppenzone durch F. BAUER und besonders durch G. ROSENBERG (1953 a, S. 209) klargelegt worden ist. Die jüngste Revision dieses Cenoman-Randstreifens geht auf H. MAURER (1972, S. 153 ff.) zurück, der einen Schichtumfang vom Neokom bis zum Turon in der Cenoman-Randschuppe östlich von Kirchdorf ermittelte.

1,5 km westlich vom Buchdenkmal im Raum des Pechgrabens nördlich der Weyerer Bögen beginnt dann nach der Kartendarstellung von H. LOEGTERS (1937 b, Abb. 3, S. 384; Abb. 11, S. 407; Kt.) und F. ABERER (1951, Taf. 3) der zusammenhängende Streifen der Cenoman-Randschuppe wieder. Jenseits der tektonisch nötigen Trennung SE vom Buchdenkmal reicht er gegen Osten zunächst bis südlich vom Pechlerkogel, 5 km östlich Ma. Neustift. Außer der Grundmasse von Mittelkreide enthält die Zone hier auch Unterkreide, Jura und Obertrias in Form von Kössener Schichten und Hauptdolomit (H. LOEGTERS, 1937 b, S. 411; F. ABERER, 1951, S. 25 ff.). Während die tektonische Selbständigkeit der Cenoman-Klippenzone von Ma. Neustift mit ihren langen Zügen von kalkalpinen Gesteinen zwischen der Grestener Klippenzone im Norden und der deutlich überschobenen Frankenfesler Decke im Süden nach der Darstellung von F. ABERER (S. 63 ff.; Taf. 1) unzweifelhaft ist, nach J. LÖCSEI (1970, S. 64) aber noch abgesichert gehört, hat G. ROSENBERG (1953 a, S. 213; 1955 a, S. 153) die Abtrennung des Westteiles dieser Zone im Abschnitt Walkenmauer-Rabenreitwegkogel südlich des L. Buch-Denkmales von der Ternberger Decke in Abrede gestellt, da hier die Grenze zum „Nordast der Losensteiner Mulde“ (= Stiedelsbachmulde) mit ähnlichem Jungschichteninhalt teils innerhalb des Cenomans, teils gegen Unterkreide verläuft. Diese Auffassung wird von J. LÖCSEI (1970, S. 66) und H. KLAUS-GOTTSCHLING (1969, S. 100; 1971, S. 99) bestätigt.

Keineswegs könnte natürlich eine zur Cenoman-Randschuppe gehörige Scholle südlich des Buch-Denkmales mit dem Ma. Neustifter Streifen zusammenhängen, da ja zwischen beiden die große Trennung der Weyerer Bögen durchläuft. Eine große miteingedrehte Scholle der Randschuppe vor der Frankenfesler Decke findet sich im Ostflügel der Weyerer Bögen rund 10 km weiter südlich des Buch-Denkmales im Abschnitt von Brunnbach, wo der Hauptdolomit der Frankenfesler Decke des Heckenbergzuges am Westrand über einer 6 km langen N-S-streichenden schmalen Neokom- bis Mittelkreidezone aufgeschoben ist, die ihrerseits über den aufrecht lagernden und nicht muldenförmig gebauten Laussa-Raminger-Gosaustreifen (A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957, S. 223) des Westflügels der Weyerer Bögen aufgeföhren ist. Die Situation wird im Profil auf Abb. 14

bei H. LOEGTERS (1937 b, S. 425) dargestellt. Nach J. LÖCSEI (1970, S. 45 f.), der den Unterhalb-Anteil des Sandstein-Mergel-Streifens mikrofaunisch belegt hat, ist allerdings der älteren Kartendarstellung von G. GEYER (1912) gegenüber H. LOEGTERS (Kt. 1937) in der Abgrenzung dieses Spanes der Vorzug zu geben, da die Gosau noch bis über den Plaißabach gegen Osten reicht und so ein Westsaum des „Mittelkreidestreifens“ als Gosau wiedererkannt ist.

Nach einem kurzen, noch nicht neu aufgenommenen Stück am Kalkalpenrand konnte weiter gegen Osten hin die Cenoman-Randschuppe, hier nur auf den Kreideanteil beschränkt und frei von älteren Begleitgesteinen, wiederum zwischen Grestener Zone im Liegenden und der mit Hauptdolomit überschobenen Frankenfelscher Decke im Hangenden durch die Kartierung von W. SCHNABEL (1967, S. 77; 1970, S. 173 ff., Kt. Taf. 5) auch im Abschnitt südlich von Konradshaim, Waidhofen und bei Gstadt erfaßt werden. W. SCHNABEL sieht darin eine kalkalpine Einheit, vermeint aber nach bestimmten Schwermineralgehalten auch Übergänge zum Flysch zu sehen. Altersmäßig ist die vorwiegend aus Sandstein und nur untergeordnet aus Mergel und aus exotikahaltigen Konglomeraten bestehende Serie mikropaläontologisch als Cenoman bis obere Unterkreide eingestuft. Durch den hohen Gehalt an karbonatischen (besonders dolomitischen) Komponenten in den Sandsteinen ist die Trennung vom ähnlich alten Reischberger Sandstein der Flyschzone deutlich. Karbonatische Komponenten sind ja auch für die Mittelkreide-Sandsteine im Inneren der Frankenfelscher Decke bezeichnend. Die von Flysch und Kalkalpen abweichende Zusammensetzung des Schwermineralspektrums des Randcenomans in diesem Abschnitt mit einerseits reichlich Granat (wie in der Flyschzone), andererseits aber Zirkon und Chromit (wie in den Kalkalpen) ist bemerkenswert. Wo die Grenze zu den Grestener Durchspießungsklippen ausnahmsweise aufgeschlossen ist (z. B. südlich vom Rettenbach 5 km WSW Waidhofen), stellen sich stark gestörte Buntmergel ein. Gegen SW hin scheint sich die Zone in einem großen Kreidehalbfenster (Ribersberg) SE vom Elmkogel fortzusetzen, wo einst F. ABERER (1951, Taf. 1–2) noch eine Mulde der Frankenfelscher Decke gezeichnet hat.

Für die Zuordnung dieses Abschnittes des Randcenomans im Waidhofener Gebiet zur kalkalpinen Cenoman-Randschuppe spricht neben der Position klar der Gehalt an Dolomitsand in den Sandsteinen und das Auftreten gleicher exotischer Gerölle wie im Tiefbajuvarikum. Von den dagegensprechenden Argumenten mag der Gehalt an Granat im Schwermineralspektrum keine so eminente Bedeutung haben, da an der Zusammensetzung des Schwerminerale liefernden Rückens durchaus einmal auch granatführende Gesteine beteiligt sein konnten: Glimmerschiefermassen als Exotika sind ja von J. LÖCSEI (1970, S. 134; 1974, S. 32) gerade in dieser Zone beim Gehöft Gröft 5,3 km ESE Waidhofen entdeckt worden. Ein anderer Einwand gegen Zuordnung zur kalkalpinen Deckenserie liegt in den von W. SCHNABEL (1970, S. 183) beschriebenen großen Querbrüchen des Kalkalpenvorlandes (Finkengraben- und Neuhausergraben-Bruch), die das Randcenoman hier noch in bedeutendem Umfang miterfassen, nicht aber mehr in die Frankenfelscher Decke eintreten. Dadurch würde ein wesentlich früherer, selbständiger Herantransport dieser Randcenomanzone belegt sein, die dann mit den übrigen subalpinen Zonen ein Ensemble bildete, nicht aber mit den Kalkalpen. Bei der Betrachtung der Fortsetzung der Zone gegen Osten im Raum Ybbsitz zeigt sich aber durch die Neukartierung durch G. LAUER (1970, Taf. 3), daß hier die großen Querbrüche gleicher Anordnung aus dem

Flysch-Helvetikums-Raum doch auch noch durch die Cenoman-Randschuppe bis in die Frankenfelder Decke eindringen (östlich Grestenberg), daß andererseits aber auch innere Blattverschiebungen der Lunzer Decke (östlich vom Gaisberg 4 km WSW Ybbsitz) noch an der Überschiebungsfäche dieser Decke abgeschnitten werden und eine Weiterbewegung dieser Fläche nach der bruchtektonischen Formung anzeigen. Das Argument der regional-geologischen Einordnung nach der bruchtektonischen Formung ist daher bei so verschiedenen Gegebenheiten nicht zwingend. Einen weiteren Bestandteil der Cenoman-Randschuppe stellt die sogenannte „Liegendschuppe der Frankenfelder Decke“ von W. SCHNABEL (1970, S. 181) dar, die in einer kleinen Oberjura-Unterkreide-Scholle SW Waidhofen und im Halbfenster des Untergrasberges auftritt.

Im Abschnitt um Ybbsitz kommt der Cenoman-Randschuppe größere Bedeutung zu, als bisher angenommen. Wie 1967, S. 235, vom Verfasser ausgeführt, sind nämlich auch die exotikaführenden Konglomerate und Sandsteine mit ihrem reichen kalkalpinen Schuttgehalt südlich vom Urlbach, 3 km nördlich Ybbsitz, nach ihrer lithologischen Ausbildung als kalkalpines Cenoman zu betrachten, das als Bestandteil der Randschuppe weit vorgeschoben über Flyschuntergrund auflagert. Durch die Arbeit von G. LAUER (1970) wurde das mittelmittelkretazische Alter dieser Serie mikrofossilmäßig bestätigt. G. LAUER (1970, S. 109) betrachtete diese von ihm als „synorogene Mittelkreide“ bezeichnete Serie aber als eine – nach der Fernüberschiebung der Kalkalpen auf die Grestener Klippenzone – über kalkalpinem Untergrund und zugleich über die südlichen Grestener Klippen primär-transgressiv aufgesetzte Ablagerung, er nahm ferner an, daß der Reischberger Sandstein und andere echte Schichtglieder der Flyschzone dann noch darüber transgredierte. Wir wissen heute aber aus zahllosen Obertagsbeobachtungen besonders in den subalpinen Zonen, daß das kalkalpine Alb-Cenoman (Losensteiner Schichten [„synorogene Mittelkreide“]) in einem anderen Sedimentationsraum gebildet worden ist als die ja faziell abweichende und eigenständige Buntmergelserie der Grestener Klippen bzw. ebenso der Kreideflysch des einst dazwischen eingeschalteten Flyschtroges. Der von G. LAUER als Beweis für seine Auffassung angeführte Aufschluß am Spiegel 2 km WNW Ybbsitz hat nach Revision eine ganz andere Deutung, und zwar als kalkalpine Deckscholle (W. SCHNABEL, 1972, S. A 74), erfahren müssen. Eine sedimentäre Bindung der kalkalpinen Mittelkreide an die Grestener Zone ist nicht sichtbar. Ebenso ist die sedimentäre Bindung der Flyschdecke an die übrigen tektonischen Elemente dieses Raumes östlich von Ybbsitz nicht belegbar.

Die tektonische Deutung des Abschnittes nördlich von Ybbsitz geht hingegen in Übereinstimmung mit den übrigen Verhältnissen am Kalkalpen-Nordrand dahin, daß neben dem unter der Frankenfelder Decke an und südlich des Kleinen Ybbstales erscheinenden Streifen von Jura und Kreidegesteinen der Cenoman-Randschuppe auch noch eine Reihe von Deckschollen am Hubberg und an dessen Nordseite entlang des Urlbaches aufliegen, die auch dort wie im Nachbarraum mit dem Untergrund weiter verfalzt und verschuppt sein können. W. SCHNABEL (1972, S. A 74) bestätigte erneut die weite Ausdehnung des Randcenomans in diesem Raum. Er fand außerdem, daß die vielen als Einzelschollen kartierten Klippen der Frankenfelder Decke im Bereich des Hubberges auf weiten Strecken zusammenhängen. Diese Deckschollen liegen mit wenigen Ausnahmen auf Gesteinen des Cenoman-Turon der Cenoman-Randschuppe tektonisch auf, so daß im Ybbsitzer Raum einerseits eine wesentlich weitere Verbreitung der Cenoman-Randzone

als bisher beobachtet ist, andererseits die auflagernden Deckschollen aus Nor-Neokom bereits der Frankenfelder Decke angehören. Auch W. SCHNABEL (1971, S. A 81) kommt auf Grund neuer Beobachtungen im Raum Ybbsitz zur Auffassung von einer weitgehenden, aber nicht vollständigen Abscherung der Buntmergelhülle der unterlagernden Klippen und einer tektonischen „substitution de couverture“.

Bereits im Ybbsitzer Raum gewinnt der liassische Kieselkalk am Aufbau der Cenoman-Randschuppe an Bedeutung. Gegen Osten hin ist er stellenweise ein so charakteristisches Element dieser Randschuppe, daß sie dort von den Lokalbearbeitern oft auch im Sinne von P. SOLOMONICA (1931; 1934) als „Kieselkalkschuppe“ bezeichnet worden ist. Solche kieselkalkführende Späne säumen den Kalkalpenrand z. B. im Haselgraben 4 km NE Ybbsitz und setzen dann ab 4 km östlich von Scheibbs zu einer zunächst unterbrochenen, dann vom Raum Plankenstein an zusammenhängenden, über 20 km weit als Randschuppe durchverfolgbaren Einheit fort. Der Beweis für die Selbstständigkeit dieser oft angezweifelte Randschuppe wurde neuerdings auch in der Bohrung Urmannsau, 9 km SSW Scheibbs, im Inneren der Kalkalpen erbracht, wo man an der Basis der Kalkalpen über dem Flysch zwischen 1850 m und 1990 m die Serie vom Kieselkalk bis zur Mittelkreide als tektonisch isolierte Schuppe wieder antraf, mit einem Jura aus dunklen fleckigen Schiefen, sandigen Kalken mit Hornsteinführung und Spatkalken sowie mit höher-unterkretazischen Sandsteinen (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, S. 347).

Die Cenoman-Randschuppe südlich von Plankenstein wurde von J. HARTL (1950 a, S. 104 und Prof. 10; 1950 b, S. 14) unter der Bezeichnung „Randschuppe der Frankenfelder Decke“ als aufrecht lagernde, aus Kössener Schichten, Liaskieselkalken und Fleckenmergeln und bunten, malmischen Jura-Hornsteinkalken beschrieben. Sie bildet einen schmalen Stirnsaum unter der mit Opponitzer Rauhwacke an der Überschiebung einsetzenden Frankenfelder Decke und erscheint im Gressingfenster 2 km SW Plankenstein als innerer Fensterrahmen unter der hier im Frontabschnitt nur aus obertriadischer Rauhwacke und Hauptdolomit bestehenden Frankenfelder Decke. In dem durch Quereinengung im N-S-Richtung gestreckten Fensterinhalt kommt unter diesem inneren Rahmen aus Cenoman-Randschuppe mit ihrem Liaskieselkalk und den Jura-Crinoidenkalken noch neben Flysch auch Buntmergelserie und Aptychenkalk der Grestener Decke hervor.

Die Fortsetzung dieser schmalen Randschuppe trifft man unter Einbeziehung von Neokom-Aptychenkalken ebenso im Abschnitt westlich des Pielach-Quertales (H. SCHWENK, 1949, S. 90 ff., Prof. 15–19), sie wurde von P. SOLOMONICA (1934, S. 221 ff.) und von W. FISCHAK (1949, S. 18 ff., Prof. 19) mit gleichen Schichtgliedern, aber mehrfach verschuppt und mit angeblich verkehrten Elementen (bei allerdings nicht zureichend gesicherter Einstufung der Kieselkalke und Hornsteinkalke) beschrieben. Nach einer Unterbrechung von mehr als einem Dutzend Kilometern wurden Späne dieser Art unter der Frankenfelder Decke erst wieder im Raum Hainfeld/Gölsen unter der Bezeichnung „Hornstein-Decke“ (W. NADER, 1952, S. 46 ff.) gemeldet, da sie dort reich an jurassischem Hornstein sind. Die östlichsten Kieselkalk- und Cenomanschollen der Cenoman-Randzone liegen mit geringem Umfang am Kalkalpenrand zwischen Triesting und Schwechattal NW Alland (B. PLÖCHINGER, 1960, Abb. 5, S. 70). Noch weiter östlich existiert keine selbständige Cenoman-Randschuppe mehr: Die für den

Nordrand des Tiefbajuvarikums hier im Osten in ihrer Jurafazies sehr charakteristische „Kieselkalkzone“ (Begriff von A. SPITZ, 1910, S. 410 ff., 423 ff.), deren Eigenart besonders durch P. SOLOMONICA (1931; 1935) und G. ROSENBERG in zahlreichen Arbeiten herausgearbeitet worden ist, bildet hier im östlichsten Teil des Wienerwaldes bereits festen und wesentlichen Bestandteil der zusammenhängenden Frankenfelder Decke, auf die Herkunft dieser weiter im Westen isolierten, faziell gleichartigen Schollen hinweisend.

Die kalkalpine Natur der Cenoman-Randschuppe als Ganzes ist heute auf Grund ihrer Schichtglieder, dem Gegensatz zur Grestener Zone im Osten und zur Arosazone im Westen trotz mancher andersartigen Deutungsversuche der Vergangenheit nicht mehr zu bezweifeln.

## 2. Schürflingsfenster mit Elementen der Cenoman-Randschuppe bzw. des Tiefbajuvarikum-Vorderteiles im Kalkalpeninneren

Elemente mit charakteristischer tiefbajuvarischer Fazies im Jura und der bis ins Cenoman reichenden Kreide sind im Inneren der mittleren und östlichen Kalkalpen zwar schon seit alters mancherorts bekannt (z. B. Gunstberg bei Windischgarsten – F. F. HAHN, 1913 b, S. 452, Fußnote), wurden aber erst durch Arbeiten der jüngsten Zeit im Zuge der Entdeckung einer Reihe von Fenstern in größerem Umfang erfaßt und fossilmäßig belegt. Es handelt sich bei all den Vorkommen im Kalkalpeninneren um tektonische Absplitterungen der faziell eigenständigen Nordrandzone, die beim Fernschub der Kalkalpen an deren Basis als Schollenteppich liegen blieben und in sekundärer Bewegungsphase an inneren Schuppungsgrenzen oder an wiederbelebten Deckengrenzen aus der Tiefe emporgeholt wurden (G. HERTWECK, 1961, S. 69 ff.; A. TOLLMANN, 1970 c, S. 331), so daß gerade darin wichtige Zeugen für die Allochthonie der Kalkalpen zu erblicken sind.

a) Von der größeren Zahl von tiefbajuvarischen Schürflingen entlang der Wolfgangsee-Störung zwischen Schafberg- und Osterhorn-Tirolikum, die B. PLÖCHINGER (1964 a, Taf. 2) entdeckt hat, sind nach der Revision durch B. PLÖCHINGER (1971 c, S. 456 und Wolfgangseekarte 1972) sämtliche mit Ausnahme des Mozartweg-Schürflings, 1,3 km westlich von St. Gilgen (1964 a, S. 51, Abb. 4), wiederum zu streichen, da sie sich nur als abgesplitterte Schollen des Tirolikums erwiesen haben. Der Mozartweg-Schürfling führt Mergel, Quarzite und grobe Konglomerate des Randcenoman mit über kopfgroßen Quarzporphyr-Exotika, auch Gerölle voll *Orbitolina concava* LAM.

b) Entlang der ganz homolog angelegten Windischgarstener-Hengstpaß-Störung in Oberösterreich erscheinen vom Gunstberg NW Windischgarsten an bis in den Raum SW St. Gallen wiederum etliche tiefbajuvarische Späne in charakteristischer Fazies in Schürflingsfenstern. Die zum Teil seit alters bekannten (Gunstberg), zum guten Teil aber durch B. PLÖCHINGER neu aufgefundenen (Ostabschnitt der Hengststörung) Scherlinge dieser Art wurden jüngst zusammenfassend behandelt (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 182 f., Abb. 2, 3) – vgl. Abb. 166 in Band 1 dieser Monographie. Die große Scholle des Gunstberges knapp NW von Windischgarsten ist tektonisch in

zwei Schuppen zerrissen und wird aus tithonischen und neokomen Kalken und Schiefern und spärlichen Konglomeraten mit Exotika der Mittelkreide aufgebaut. Der Neokomkalk der Schollen des Windischgarstener Kalvarienberges, 0,7 km NW von der Ortsmitte gelegen, schließt im Osten als tiefbajuvarischer Span an. 2 km östlich von Windischgarsten erstreckt sich südlich vom Flyschfenster des Wuhrbauerkogels eine Serie aus tithon-neokomen Mergelkalken, aus Sandsteinen und Konglomeraten mit Exotika und anderen Schichtgliedern, die wohl ebenfalls dem Tiefbajuvarikum entstammen. Schließlich wurde im Windischgarstener Gebiet in der Salinen-Tiefbohrung 1 km SW des Ortes ein Mittelkreide-Schürfling im Haselgebirge angefahren (l. c., Taf. 1, Prof. 3) – vgl. Abb. 12.

Im östlichsten Abschnitt der Hengstlinie, im Vorland der Mürzalpendecke, SW von St. Gallen, sind weitere drei große tiefbajuvarische Schürflinge im Bereich des Störungsbündels der Hengstlinie durch die tirolische Deckenmasse emporgeschleppt worden. Sie erscheinen im 3 km langen **Kampertal-Schürflingsfenster** westlich vom Maierock rund 7 km WSW St. Gallen, im **Holzmeister-Fenster** östlich der Admonter Höhe und in einigen kleineren Schürflingen in der Zone nördlich vom Wh. Eisenzieher im Bereich des Buchaubaches (l. c., Abb. 3, S. 191 f.). Die Serie dieser Schürflingschollen umfaßt etwas Hauptdolomit, Liasfleckenmergel, bunte Liasknollenkalke, Jurahornsteinkalke, Mühlbergkalk, Haselbergkalk (Diphyakalk), Aptychenmergel, schwarze Mergel der Tannheimer Schichten und bis 300 m mächtige Mergel und Sandsteine des Cenoman der Losensteiner Schichten. Die Serien dieser Fenster sind durchwegs steil bis senkrecht unter enger Pressungstektonik emporgekommen – vgl. Abb. 12.

c) Eine weitere Reihe von tiefbajuvarischen aufgeschuppten Schollen hat B. PLÖCHINGER (1971, S. A 44) östlich der Weyerer Bögen in ihrem Wurzelgebiet nördlich von Weissenbach bei St. Gallen entdeckt, wo 3 km hinter der Front der Lunzer Decke noch zwei derartige N-S-streichende Späne am Westrand der Reiflinger Scholle erscheinen, nämlich die vorwiegend die Gosau durchspießende **Laussabauern-Fensterscholle** aus Aptychenschichten und Cenoman sowie die nördlich davon fortsetzende **Platzl-Fensterscholle** an der Laussa aus steilstehendem Tithon-Aptychenkalk.

d) Eine nächste Gruppe von Schollen, die namentlich aus faziellen Gründen von der Stirnzone des Tiefbajuvarikums abgeleitet werden kann, liegt in den niederösterreichischen Kalkvoralpen in weiterem Bereich des **Wiener Raumes** von der Reisalpe im Westen bis zum Alpenostrand, an der Basis der verschiedenen voralpinen Decken aufgeschleppt (Taf. 5). Diese Schollen sind besonders seit A. SPITZ (1920, S. 42 ff., 51 ff.) bekannt und sind ursprünglich als Fenster von Lunzer Decke unter der Ötscher-Decke gedeutet worden – auch von L. KOBER (1926, S. 57) und E. SPENGLER (1928 a, S. 109 ff., 114). Die Serie der an der Basis der Reisalpen-, Unterberg-, Peilstein- und Göllederdecke (Lindkogelschuppe) auftauchenden Schollen besteht aber, wie P. SOLOMONICA (1935, S. 111 f.) ganz richtig erkannt hat, aus Gesteinen der Frankenfesler Decke, also des Tiefbajuvarikums, so daß eine Ableitung aus der Lunzer Decke unmöglich ist. Er hat daher an ein fingerförmiges wiederholtes fazielles Eingreifen dieser Fazies von Osten her geglaubt. Bei E. SPENGLER (1959, S. 286) wird dann als nächster Schritt das Auftreten solcher tiefbajuvarischen Gesteinszüge tektonisch als Wiederauftauchen der Frankenfesler Decke unter den höheren Einheiten unter Abquetschung der dazwischenliegenden

Decken gedeutet. Die zutreffende Deutung und Erfassung einer großen Zahl weiterer solcher tiefbajuvarischen Schollen im Wiener Raum hat aber erst G. HERTWECK (1961, S. 69 ff.) gegeben, der darin Schürflinge eines Schollenteppichs an der Basis der Kalkalpen erkannte, die an sekundären, nachgosauischen Bewegungsbahnen der Decken an den Hauptüberschiebungsf lächen in verschiedene Stockwerke hochgerissen worden sind. Daß diese Schollen nicht von der Lunzer Decke, der Reisalpendecke, der Unterbergdecke, der Peilsteindecke und von tieferen Schuppen der Göllerdecke abgeschürft worden sein können, zeigt ihre Fazies mit Kalksburger Schichten und Fleckenmergel im Lias, während in all den genannten Decken im betrachteten Bereich Lias nur in Kalkfazies in Form von Hierlatzkalk, Adneter- oder Enzesfelder Kalk auftritt. Die Annahme von P. SOLOMONICA vom totalen Fazieswechsel, den man nach heutiger Kenntnis der Schürflinge achtmal hintereinander konstruieren müßte, ist nirgends durch fazielle Übergänge oder auch nur Anklänge im Lias wahrscheinlich gemacht.

Die Hauptvorkommen dieser tiefbajuvarischen, faziell ausgezeichnet individualisierten Schürflinge sind an folgende Deckenbahnen gebunden (siehe Taf. 5 und Abb. 50 in Band 1): Reisalpendeckebasis: Kleinzeller-, Nöstach-, Groisbach-Schürfling; Unterbergdecke: Hocheckgruppe; Peilsteindeckebasis: Further, Eberbacher, Mayerlinger, Heiligenkreuzer und Hinterbrühl-Schürfling westlich Mödling; Göllerdecke: Basis der Hohenwarter Deckscholle südlich Furth und der Lindkogelschuppe NW Rohrbach. Zur Kenntnis dieser Scherlinge haben in neuerer Zeit außer G. HERTWECK auch G. WESSELY (1967: Groisbach) und B. PLÖCHINGER (1964 c, S. 499: Hinterbrühl; 1970, S. 46 ff.: Rohrbach, Mayerling und Heiligenkreuz) beigetragen. In Verbindung mit diesen Schürflingen stellen sich auch wiederholt Quarzitschollen ein, die entweder im Sinne von G. HERTWECK (1961, S. 10 ff.) als skythische Werfener Quarzite der Kalkvoralpen oder aber als Keuper-Quarzite des tieferen tektonischen Untergrundes, nämlich der pienidischen Klippenzone, d. h. der Externzone (G. WESSELY, 1970, S. 47), anzusprechen sind. Im letztgenannten Falle würde man allerdings auch Schürflingsfenster der tektonisch zwischengeschalteten Etage, des Flysches, erwarten, während die jüngst von B. PLÖCHINGER (1970, S. 47 und Taf. 1) angenommenen Flyschfenster dieses Raumes keine Schollen der Flyschzone, sondern kalkalpinen Schutt führende, paleozäne kalkalpine Sedimente darstellen (H. FOBER in A. TOLLMANN, 1971 c, S. 120 f.). Weitere Beiträge zur Kenntnis der Verbreitung der Schürflinge im Wienerwald stammen von B. PLÖCHINGER (& S. PREY), 1974, S. 137, Beil. 2 und G. WESSELY, 1974, Taf. 1.

In tektonischer Hinsicht bedeutet das Vorkommen von tiefbajuvarischen Schürflingen bis 10 km weit vom Kalkalpennordrand ins Innere entfernt und bis zur Göllerdecke empor, daß man mit keiner allzu großen Überlagerungsbreite der kalkvoralpinen Decken zu rechnen hat, da die über die kalkalpine Gesamtüberschiebungsf läche tektonisch vom Vorderrand der Kalkalpen weg verzettelten Schollen noch an den inneren Hauptdeckenbahnen bis zu deren heutigen Vorderrändern emporgeschleppt worden sind. Das zeitliche Schema, das G. HERTWECK (1961, S. 72) für die Verteilung entworfen hat, nämlich vorcenomane Verzettelung des Materials, vorgosauische Einschleppung an Deckenbahnen und nachgosauischer Weitertransport, wäre für diesen Abschnitt der Kalkalpen möglich, da Cenoman selbst nicht mehr am Aufbau der Schürflinge beteiligt ist. Im Windischgarstener Raum hingegen sind die Schürflinge mit ihrem Cenomananteil aus-

schließlich nachcenoman, wahrscheinlich erst im Alttertiär, emporgestoßen worden: Sie liegen ja dort auch nicht an den Deckenschubbahnen, sondern an der jüngeren, steilen Windischgarstener Schrägstörung. Auf die Bedeutung des Schürflingsteppichs für die Allochthonie der Kalkalpen als Ganzes ist wiederholt verwiesen worden (vgl. S. 35).

### 3. Die Ternberger und Frankenfesler Decke

Als Frankenfesler Decke wurde von L. KOBER (1912 b, S. 360) die vordeste Teileinheit seiner das Bajuvarikum und Tirolikum umfassenden „Voralpinen Decke“ abgetrennt und von Wien bis in die Weyerer Bögen verfolgt. Die Position wurde damals wie folgt präzisiert: „Der Frankenfesler Zug liegt über der Klippenzone und wird längs der Linie St. Anton-Frankenfes-Kirchberg-Marktl von der Lunzer Decke überschoben.“ Für den westlichsten Teil wird damals (S. 161) und auch noch bei F. TRAUTH (1937, Taf. 1) GEYERS Weyerer Linie als Fortsetzung herangezogen, auch die Südabgrenzung des östlichsten Teiles im Wiener Raum wird erst später im einzelnen klargestellt.

Heute umfaßt die Frankenfesler Decke einen maximal 5 km breit freiliegenden, meist aber schmälere und an drei Stellen mehr oder weniger ganz durchgeschnürten kalkalpinen Nordrandstreifen, der von Wien bis in den Raum von St. Gallen rund 150 km weit verfolgt werden kann (G. ROSENBERG, 1957, Abb. 1; 1960, Abb. 1), tektonisch durchgehend durch Hauptüberschiebungen liegend und hangend begrenzt, in seiner Trias-Jura-Kreide-Fazies weitgehend vom Umland abgehoben („Frankenfesler Fazies“), am Westrand durch den nachgosauisch angelegten und ausgebauten „Weyerer Bogen“ fast 30 km weit ins Innere der Kalkalpen eingedreht und zugleich über den Laussa-Großraminger-Gosaustrifen gegen Westen überschoben – vgl. Taf. 4, 5 und Taf. 7, Fig. 1–9.

Ganz unzweifelhaft bildet die Ternberger Decke am Kalkalpenrand westlich der Weyerer Bögen die primäre, vorgosauische Fortsetzung der Frankenfesler Decke gegen Westen. Gute Analogien sind auf Grund verschiedener Merkmale von manchen Autoren erkannt worden (F. TRAUTH, 1937, S. 500). Die fazielle Gemeinsamkeit auf Grund der Kreide ist nach den Vorarbeiten durch H. LOEGTERS (1937) besonders durch G. ROSENBERG (1955 a, S. 541; 1959, S. 120; 1960, S. 98 f.) herausgestellt worden. Mit der Aufstellung der die Ternberger wie Frankenfesler Decke gleichermaßen umfassenden „Frankenfesler Fazies“ (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 171), beruhend auf Merkmalen in Trias, Jura und Kreide, ist die enge Verbindung noch deutlicher geworden. Der Nachweis eines primären, vorgosauischen Zusammenhanges der beiden Einheiten aber sowie der im Süden anschließenden nächsten Einheiten (Reichraminger und Lunzer Decke) untereinander über die heutige Eindrehung an den Weyerer Bögen hinweg – die noch von E. SPENGLER (1959, S. 241) für ursprünglich gehalten worden war – gelang unter anderem durch die Rekonstruktion des Gesamtfaziesraumes, bei dem im südlich anschließenden Abschnitt zwei größere Zungen von Nordtiroler Fazies mit Wettersteinkalk über die jetzige Naht hinweg in das Lunzer Faziesgebiet griffen und heute dort gleichermaßen eingedreht versetzt anzutreffen sind (A. TOLLMANN, 1964 d, S. 98 f.). Natürlich aber ist die Wiederauffindbarkeit auch aller tektonischen Hauptfalten- und Schuppenelemente beiderseits der eingedrehten Ränder ein ebenso wesentlicher Hinweis auf einstige direkte,

gerade durchlaufende Zusammenhänge (l. c., S. 99 ff.; P. STEINER, 1965, S. 281, Abb. 1) – vgl. Abb. 79.

Der Baustil der Ternberg-Frankenfelder Decke wird in der gesamten Länge durch enge, lange, überkippte bis liegende Falten geprägt. Die Frankenfelder Fazies ist, wie erwähnt, dem Gesamtraum eigen. Ihre Besonderheiten sind in Bd. 2, S. 490 ff. dargelegt worden. Gemeinsam ist auch der basale Schrägzuschnitt in der Stirnzone, der analog den Verhältnissen in der Allgäudecke stets bis an die oberkarnische Rauhwanne bzw. an den Hauptdolomit emporgreift, mit welchen Schichtgliedern diese Decke einsetzt: Von zahlreichen Autoren wurde mit Recht betont, daß man in diesem östlichen Nordrandelement das Wiedereinsetzen des bayrischen Tiefbajuvarikums, der Allgäudecke, erblicken kann.

a) **Ternberger Decke.** Der Sektor westlich der Weyerer Bögen westlich von Großraming hat durch F. TRAUTH (1921, S. 152) die Bezeichnung Ternberger Decke erhalten. Allerdings wurde diese Einheit bei der Aufstellung zu groß gefaßt, da Abschnitte jenseits der durchlaufenen großtektonischen Begrenzung mit einbezogen worden waren: Im Osten war zunächst die Südgrenze mit GEYERS MOLLNER Linie zwischen Reichraming und Molln gezogen worden (F. TRAUTH, 1936, S. 501), was bereits E. SPENGLER (1951, S. 349) auf Grund des Auslaufens dieser Linie im Westen und vielleicht auch im Osten abänderte und die Südgrenze der Decke zur Dirn-Überschiebung im Norden verschob – dies 1959, S. 199, aber wiederum im Zweifel zog. Auch im Westen war die Umgrenzung der Ternberger Decke lange umstritten gewesen: F. TRAUTH hatte sie zunächst (1937, S. 500 und Taf. 1) bis hinüber nach Micheldorf an der Krems gezogen, E. SPENGLER (1951, Kt.; 1959, S. 197) und F. BAUER (1953, Taf. 1) waren ihm darin gefolgt, obgleich sie bemerkt hatten, daß bei so weiter Fassung wiederum hier im Westen keine durchlaufende tektonische Südbegrenzung zu finden war, und behalfen sich durch Abänderung der Bezeichnung in „Ternberger Zone“.

Erst bei E. SPENGLER (1963, Fig. 1) taucht gegen Westen eine neue, quer zu den Micheldorfer Bögen an den Kalkalpenrand heraustretende Grenze auf, die aber auch noch in der Jura-Kreide-Mulde nördlich von Hambaum NW Leonstein verläuft. Eine klare tektonische Trennung aber ist am Westende der Ternberger Decke erst weiter im Norden gegeben, und zwar nördlich der markanten Reiflinger Kalk-Wettersteinkalk-Stirn des Gaisbergzuges und seiner westlichen Fortsetzung jenseits des Steyrtales südlich von Landsberg, wie der Verfasser 1964 d (S. 112, Taf. 7) und 1967 a (S. 245, Taf. 2) ausgeführt hat. Die Grenze im Steyrflußgebiet ist deshalb deutlich, da die Jungschichtglieder am Südrand der Ternberger Decke durch den Gaisbergzug der Reichraminger Decke scharf diskordant abgeschnitten werden. Die gegen Norden hin überkippten Faltenzüge westlich des Steyrflusses streichen quer an den freien Kalkalpenrand aus. Die Frankenfeld-Ternberger Decke fehlt hier am Kalkalpen-Nordrand gegen Westen hin auf einer Strecke von über 100 km bis in den Salzburger Raum, wo sie – nach Fazies, Baustil und Position – ganz unzweifelhaft in Form der Allgäudecke fortsetzt. Dieses Aussetzen ist nicht so sehr erosiv bedingt, als in erster Linie tektonisch, wie das Auftreten von Resten der noch tieferen Cenoman-Randschuppe am Kalkalpenrand zeigt, die als Schürflingsteppich den Untergrund der Kalkalpen tapeziert. Der Vorgang ist nur durch einen komplexen Mechanismus erklärbar: Nach erstem Vorschub der Kalkalpenplatte einschließlich des Tiefbajuvarikums wurde ein Teil des Tiefbajuvarikums im Mittelabschnitt

erodiert, Späne der Cenoman-Randzone blieben erhalten. Beim zweiten Nachschub wurde das Bajuvarikum im Mittelabschnitt der Kalkalpen an hinterer, innerer neuer Schubfläche amputiert, blieb liegen, wurde überfahren und die Innenzonen bekamen Kontakt mit den Cenoman-Randschollen, die weiter mitgeschleppt wurden.

Der Innenbau der Ternberger Decke wird durch drei Haupt-Antiklinalen mit Opponitzer Hangendrauhwacke oder Hauptdolomit im Kern beherrscht, durch die vier Muldenzüge getrennt werden (Taf. 4; Taf. 7, Fig. 9). Die mächtigste und am weitesten aushaltende Mulde ist die südlichst gelegene Losensteiner Mulde, deren Inhalt mit den Losensteiner Schichten bis in das an Exotika-Geröllen reiche Untercenoman aufsteigt (vgl. Stiedelsbachgraben-Profil östlich von Losenstein bei H. KOLLMANN, 1968, Taf. 1). Entgegen der Annahme von E. SPENGLER (1959, S. 199) vom normalen Zusammenhang dieser Jungschichten mit der südlich folgenden Reichraminger Decke, überschneidet letztere stets diskordant den Muldenzug. Dabei treten verschiedene innere Faltelemente der Reichraminger Decke schräg an deren Stirnrand heran. Die tektonische Zerwalzung des Kreideanteils am Muldensüdrand ist vielerorts eindrucksvoll erschlossen, auch z. B. beim schrägen Heranstreichen der Schobersteinmulde der Reichraminger Decke bei der Hintersteinermühle westlich des Großen Dirn – vgl. auch P. GAITANAKIS (1974).

Die Südgrenze des Ostabschnittes der Ternberger Decke liegt im Bereich des Schiefersteins NW von Großraming gegenüber der letzten Neuaufnahme von G. ROSENBERG (1959, Abb. 1, S. 105) wesentlich weiter im Norden, da der als Jura-Hornsteinkalk der Ternberger Decke signierte Südhang dieses Bergzuges noch Hauptdolomit der Reichraminger Decke darstellt. Über den Hauptteil der Ternberger Decke und ihren Südrand aber liegen nur die alten Aufnahmen von G. GEYER (1909; 1910) und seine geologischen Karten, Blatt Weyer (1912) und Kirchdorf (1913) vor. Neuere Beobachtungen über das schon von H. LOEGTERS (1937) markierte Ostende hat wiederum G. ROSENBERG (1955 a; 1964) beigebracht.

#### b) Die Weyerer Struktur im Bereich des Bajuvarikums

Die Eindrehung des Westrandes der Frankenfelder und Lunzer Decke entlang der Weyerer Bögen (Taf. 4) stellt eines der interessantesten tektonischen Phänomene der Nördlichen Kalkalpen dar und blieb zugleich bis E. SPENGLER (1959, S. 240) „das vielleicht schwierigste Abwicklungsproblem dieses Gebirges“. Reichen hier doch die Randeinheiten noch über die N-S-streichende Richtung hinaus eingedreht bis unmittelbar unter die Stirn der Mürzalpendecke, werden von dieser aber abgeschnitten und überfahren, ohne daß sich diese gewaltige Verdrehung in der hochalpinen Einheit noch geltend macht. Diese riesige Schollenzerreißung und Verdrehung hat demgemäß im Laufe eines Jahrhunderts zahllose und zum Teil sehr phantasievoll Theorien entstehen lassen.

Hiebei fällt in erster Linie das erstaunliche Faktum auf, daß der alte, aus der Zeit der Autochthonie entstammende Gedanke einer bereits ursprünglich bogenförmigen Anlage der Geosynkinaltröge sich bis in die jüngste Zeit erhalten konnte. E. SPENGLER schrieb noch 1959, S. 241, zur Annahme einer späteren tektonischen Eindrehung von ursprünglich W-E-verlaufenden Geosynkinalstreifen: „Eine derartige Annahme führt beim Versuch einer Rückgängigmachung dieser Bewegung zu so unge-

heuerlichen, die ganzen Kalkalpen betreffenden Ergebnissen, daß ich eine derartige Annahme ablehnen muß.“ Bei dieser Vorstellung spielt natürlich der auf F. v. HAUER (1853, S. 739) zurückgehende Gedanke eine wesentliche Rolle, daß der gerade im einspringenden Bogenstück unmittelbar vor den Kalkalpen aufragende Buchdenkmalgranit obertags eine Fortsetzung des „Spornes“ der Böhmisches Masse in Form eines N-S-ziehenden Rückens markiere. Dieses ragende Hindernis sollte teils die bogenförmige Anlage der Sedimenttröge bewirkt (G. GEYER, 1904, S. 366; 1907, S. 56), teils ein Einreißen der Kalkalpen beim Vorschub ermöglicht haben (F. TRAUTH, 1937, S. 563; A. THURNER, 1960, S. 25). Es war jedoch schon seit A. SPITZ (1916, S. 37), P. SOLOMONICA (1934 b, S. 208) und H. LOEGTERS (1937, S. 397 f.) die Schürflingsnatur dieser Blockklippen, zu denen weitere Beispiele im subalpinen Raum entdeckt worden waren, nachgewiesen und schließlich das allmähliche Absinken der Böhmisches Masse unter die verschiedenen Zonen nach Süden hin durch die ögeologischen Untersuchungen in der Randzone klargelegt worden (F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964, S. 68), so daß kein kristallines Hindernis mehr am Nordrand für die Entstehung der Weyerer Bögen verantwortlich gemacht werden kann.

Über die weiteren geäußerten Ursachen wie etwa ein rein erosives Bild durch den Queranschnitt nördlich getriebener Decken, gegen das aber die eingedrehten Faltenachsen sprechen oder eine zweiphasig getrennt zueinander gerichtete Einengung im Sinne von A. SPITZ (1919, S. 89), die ja nur ein Faltengitter hätte schaffen können etc., wurde vom Verfasser, 1964 d, S. 102 ff., berichtet. Als jüngste Theorie kommt noch die Darstellung von E. CLAR (1965, S. 20) hinzu, der auf Grund des ähnlich aussehenden Strukturmutters zwischen Weyerer Bögen, Grauwackenzonenknick und zentralalpinem Kristallin-Streichen eine gemeinsame Bildung dieser Muster vor dem Fernschub der Kalkalpen im Raum der Zentralalpen, vom Untergrund aus durchgreifend, angenommen hatte. Es wurde aber 1970 a, S. 41 ff., des näheren ausgeführt, daß gegen diese Auffassung unüberwindliche zeitliche Gegensätze der Formung von altgeformtem Kristallin und den Kalkalpen, die ja erst nachgosauisch (und nicht wie dort angenommen vorgosauisch) ihre Eindrehung über den nicht muldenförmig gebauten Gos austreifen Laussa-Großbraming des Westflügels erfuhren, auftreten, so daß die Strukturen bei genauerer Prüfung nicht homolog sind, sondern nur analog – wie auch weitere V-Strukturen im gleichen Meridian, etwa noch in der Böhmisches Masse, die unabhängig entstanden waren. Man kann nicht die Bogenform im steirisch-kärtnerischen Altkristallin als variszisch angelegt betrachten und davon die alpidische, noch dazu nachgosauisch gebildete Weyerer Bogenstruktur ableiten wollen, wie auch noch K. POLL (1972, S. 69 und Abb. 43) versuchte: Hierbei werden die Transportweiten der alpinen Deckenbewegungen und das Ausmaß der alpidischen Umgestaltung älterer Gebirgsreste bei weitem unterschätzt.

Es sind in der Literatur wiederholt auch Kombinationen über einen direkten Zusammenhang zwischen den Weyerer Bögen und der großen aufgefiederten Schrägstörung, die in Form der Lavanttal-Obdach-Pöls-Linie die Zentralalpen durchzieht, angestellt worden, z. B. durch J. STINY (1931), K. METZ (1958), P. BECK-MANNAGETTA (1960) etc. – Literatur und Diskussion vgl. A. TOLLMANN (1970 d, S. 65 ff.). Hierbei wurde diese Schräglinie als eine voralpidische, sehr alte Naht im Untergrund des Alpenkörpers gedacht, die sich in jüngerer Zeit durchgepaust habe. Dafür liegen keine Anhaltspunkte

vor. Inwieweit allerdings in alpidischer Zeit dieses so große und tiefgreifende Schrägstörungs-System mit einem Seitenast in nachgosauischer Zeit nach dem kalkalpinen Deckenbau auch die Nördlichen Kalkalpen durchschlagen hat und mit für die Uranlage der Weyerer Bögen verantwortlich ist, läßt sich schwer abschätzen. Das Fehlen einer durchgreifenden Querstörung im Bereich der Kalkhochalpen südlich der Weyerer Bögen spricht eher dagegen. Auch bei Betrachtung des Satellitenbildes dieses Raumes (vgl. Abb. 19) ist trotz Hineinreichen der Walder Linie in die Kalkalpen keine Verbindung von Weyerer Bögen und Obdacher-Pölsler-Linie zu sehen. Eine derartige Beziehung ist nicht zu belegen.

Man kann das alte Problem der Weyerer Bogenbildung unter Berücksichtigung aller derzeit vorliegenden Daten über Alter der überfahrenen Gosau, Faziesdetails der beiden gegenüberstehenden Flügel, Verdrehung der Faltenachsenlagen, Innenbau der Zonen, besonders auch der Kenntnis des Prinzipes des bruchtektonischen Geschehens im Raum der gesamten Kalkalpen und Ostalpen heute auf ganz anderer Basis als früher beurteilen.

Zur Klärung des Phänomens galt es erstens zu beweisen, ob die *Bogenform* ursprünglich oder erst tektonisch aus einst W-E-fortlaufenden Zonen entstanden waren. Hiezu ist zunächst wesentlich, daß nach Ausgliederung der bis in die Kreide typischen Frankensfelder Fazies im Norden (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 171) und der doppelten Verzahnung der Nordtiroler und Lunzer Fazies an zwei langen, mitteltriadischen Zungen, eingedreht über die heutige Weyererbogen-Struktur hinweg, ein klarer Hinweis auf *ursprünglichen direkten W-E-Zusammenhang* aller faziellen Teileinheit gegeben war (A. TOLLMANN, 1964 d, S. 97 ff.; K. POLL, 1972, S. 18 f.). Hinzu kam die auffällige Parallele aller Hauptstrukturelemente zwischen West- und Ostflügel, in letzterem im störungsnahen Raum eingedreht, die sich über weite Strecken nach Osten und Westen weiter verfolgen lassen (P. STEINER, 1965, S. 280 f., Abb. 1). Jüngst kommen noch die Beobachtungen von J. LÖCSEI (1970, S. 67) über die Homologie der Mittelkreide der südlichen Weyerer Bögen und von Losenstein in bezug auf Geröllzusammensetzung, Korngröße und Schüttungsrichtung hinzu. So konnte die erste Frage nach dem ursprünglichen Zustand des Raumes klar im Sinne der „großen Entstörungslösung“ (G. ROSENBERG, 1960, S. 101) entschieden werden.

Für die Lösung der zweiten Frage, jener nach dem *Zeitpunkt der Formung* und nach den *wirkenden Kräften*, war die Feststellung entscheidend, daß alle Hauptstrukturelemente und der Deckenbau schon *vorgosauisch* vorhanden waren, wie die Gosautransgression des Laussa-Großraminger Gosautreifens zeigt (Taf. 4), daß also der fertige Deckenstapel erst nachträglich bei einer sekundären nachgosauischen Weiterbewegung eingerissen und eingedreht worden ist. Hiebei muß im Gegensatz zur Auffassung einer phasenmäßigen Trennung von Längs- und Querschub (A. SPITZ, l. c.) eine *Gleichzeitigkeit der Vorwärtsbewegung und der Quereinengung* erfolgt sein, um als Resultante die eindrehende Einschleppung der vorgosauisch angelegten Faltenzüge beim nachgosauischen Vorschub erwirkt zu haben (A. TOLLMANN, 1964 d, S. 104). Dabei haben wir als glücklichen Vergleich für das Anfangstadium einer derartigen Ausgestaltung nur 30 km östlich davon den als Voraussetzung für das Eindrehen erforderlichen deckendurchsetzenden Großeinriß in Form der von P. STEINER (1965, S. 276) entschleierte Göstlinger Blattverschiebung noch im Stadium des Grenzblattes erhalten, als Muster der Ausgangsform dienend.

Ob bereits zur Zeit der Gosau im Raum der nachmaligen Weyerer Struktur eine Quermulde im Sinne von K. POLL (1972, S. 68) existierte, kann nicht aus der bloßen Existenz der heute naturgemäß in diesem nachgosauisch hinabgepreßten Querstreifen erhaltenen Gosau erschlossen werden, die hier gegenüber der angrenzenden Gosau von der Erosion verschont geblieben ist, sondern könnte nur durch eine vergleichende sedimentologische und mächtigkeitsmäßige Prüfung der Profile dieses Gosaustreifens erfaßt werden, die bisher noch nicht durchgeführt worden ist. Daß die Einrißstelle aber schon durch die Anlage einer Senkungszone vorgezeichnet war, wie an Hand von zahlreichen N-S-streichenden Abschiebungen von K. POLL (1972, S. 69) angenommen worden ist, trifft durchaus nicht zu: Die quer zum Kalkalpenrand verlaufenden Abschiebungen sind ja das jüngste Ereignis, das erst nach der Eindrehung der Weyerer Bögen, diese durchsetzend, erfolgte, wie klar die Skizze Abb. 41 bei K. POLL (1972, S. 67) zeigt.

Die letzte Frage (3) nach der Herkunft der Kraft, ihrer Quelle, Richtung und Auslösung, ist heute ebenfalls zu beantworten. Die Ursache liegt zum kleinen Teil in der bei jedem Deckentransport kausal nötigen, durch die Materialauswälzung und Längung entstehenden Querkraft, die vielfach Querstruktur und Querschuppung bewirkt, zum Hauptteil aber in der immensen Entstehung von Querkraften, die sich beim Einschub der Kalkalpen im konkaven Bogenstück am Übergang von den Alpen in die Westkarpaten vom breiteren Innensektor in den hier im Konkavstück engeren Außensektor ergibt (E. SPENGLER, 1959, S. 303, P. STEINER, 1968, S. 82; A. TOLLMANN, 1970 a, S. 43). Da besonders die Ansätze dieser Bogenstücke zugleich für Einrisse und Blattverschiebungen anfällig sind, auch hier außerdem noch der Hauptfazieswechsel in Längsrichtung sich einstellt (P. STEINER, 1968, S. 81), sprang der im Süden an der tiefgreifenden hochalpinen Überschiebungsfläche vor der Mürzalpendecke gelöste Ostflügel unter dem enormen westvergenten Druck aus und es kam durch den nun während des kalkalpinen Vorschubes in der pyrenäischen Phase zur Zeit des jüngsten Eozäns über Flysch- und Helvetikums-Untergrund in dem freien, gegen den Reibungswiderstand an der Basis erhöht anfälligen Ostflügel zur tiefgreifenden Eindrehung. Der Platzmangel im Inneren, in der südlicheren Region, wurde hiebei durch Herauspressen der Südwestecke des Ostflügels in Form der Reiflinger Scholle behoben.

Warum sich aber gerade hier als Ausgangspunkt für die Weyerer Bögen ein so tiefer Einriß in der kalkalpinen Stirnzone vollzog, mag nicht so sehr, wie bisher angenommen, auf den Faziesübergang von Westen nach Osten in diesem Raum zurückgehen, der ja allmählich verläuft, er wird nach A. HAMEDANI (1973) auf einen zunächst rascheren bogenförmigen Vorschub dieses kalkalpinen Sektors zurückzuführen sein, der in der äußeren Dehnungszone zwischen Traunseeblatt und Göstlinger Störung derartige, gegen Süden hin endenden Quereinrisse der Dehnungszone verursacht haben mag.

So läßt sich aus der Analyse der Einzelfakten unter Berücksichtigung der faziellen wie tektonischen Stellung dieses Abschnittes im Gesamttraum und durch Vergleich mit der Art der Wirksamkeit des übrigen bruchtektonischen Geschehens in den Ostalpen heute eine befriedigende Erklärung für Entstehung, Zeit und Lokalisation der Weyerer Struktur geben, und man muß nicht wie früher das Problem in den näheren oder ferneren kristallinen Untergrund verschieben, der nicht am Geschehen des zur Zeit der nachgosauischen Bildung der Weyerer Bögen mit Sicherheit vom Kristallin bereits gelösten kalkalpinen Deckenstapels beteiligt ist.

## c) Die Frankenfelsler Decke

Von den tiefbajuvarischen Schürflingen im Bereich der Wurzel der Weyerer Bögen abgesehen, setzt das Tiefbajuvarikum in Form der Frankenfelsler Decke als zusammenhängender, tektonisch stark ausgedünnter Streifen 1,5 km SW St. Gallen in der Steiermark an (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1958, Abb. 3). Über das enge und steil geschichtete Nebeneinander der Einheiten im gedrängten Wurzelstück der Weyerer Bögen SW St. Gallen gibt ferner das Profil der „Teufelskirche“ (G. ROSENBERG, 1958 b, S. 90 ff., Abb. 1) Auskunft, wo von Osten gegen Westen Gutensteiner Schichten der Großreiflinger Scholle, Hauptdolomit der Lunzer Decke, der Malm-Neokomzug der Frankenfelsler Decke und der Streifen der Laussa-Gosau, auf Hauptdolomit der Reichraminger Decke aufruhend, sich auf 1 km Breite drängen.

Auch NW St. Gallen setzt die Frankenfelsler Decke nur als schmaler, gepreßter, vorwiegend aus Juragesteinen bestehender Streifen fort. Die östlich davon im Grenzbereich zur Lunzer Decke von F. TRAUTH (1937, S. 508) als Pfarreralm-Deckscholle der Reiflinger Masse abgeleiteten Permoskythreste sind nach P. STEINER (1965, S. 285) als die aus dem Untergrund der Lunzer Decke aufgepreßte Deckenbasis zu deuten. Interessant ist das Auftauchen von tiefbajuvarischen Schürflingsfenstern 4 km NE hinter dem Stirnrand der Lunzer Decke in Form der jüngst von B. PLÖCHINGER (1971, S. A 44) entdeckten Platzl- und Laussabauern-Fenster nördlich vom Weißenbach vor dem Nordwestrand der Reiflinger Scholle bei Altenmarkt an der Enns.

Die Fortsetzung der nun nach Norden allmählich breiter werdenden Frankenfelsler Decke besteht nördlich von Unterlaussa vorwiegend aus Jura und Kreide (G. ROSENBERG, 1957, Abb. 1, S. 217). Dieser Streifen ist hier als Ganzes muldenförmig gebaut, über der im einzelnen durch J. LÖCSEI (1970, S. 26) analysierten Kreidemulde folgt der Jura im Osten als verkehrter Synklinalschenkel. Die Faltenachsen streichen N-S. Die Einheit ist hier und weiter im Norden im Gegensatz zur Darstellung von H. LOEGTERS (1937, Kt.) nach Westen über die normale und nicht muldenförmig gebaute Laussa-Gosau der Reichraminger Decke überschoben. Vom halbklippenartigen Vorsprung des Hauptdolomites des Faltrionkogels an (G. ROSENBERG, 1965 a, S. 2) stellen sich gegen Norden bzw. NE hin die steilen und engen Faltenzüge in der sich hier in dieser Richtung verbreiternden und die Schichtfolge gegen unten hin bis in die Opponitzer Rauhawacke vervollkommnenden Frankenfelsler Decke ein. Über G. GEYER (Kt. 1912) hinausgehende Beobachtungen aus dieser Region wurden von G. ROSENBERG, 1955 a, und mit tektonischer Übersichtskizze (Abb. 1), 1960, mitgeteilt.

Östlich von Großraming erreicht die Frankenfelsler Decke bereits rund 5 km Breite. Zwischen den Hauptdolomit-Antiklinalen sind drei lang hinziehende, gegen außen überkippte Mulden verfolgbar (F. ABERER, 1951, Taf. 1), deren Inhalt jeweils aber nur bis in das Cenoman emporreicht (J. LÖCSEI, 1970, S. 75 f.; 1974, S. 30). Besondere Breite erreicht die Rettenbachmulde im Ober-Neustiftgraben, die F. ABERER (l. c., Taf. 2) auf eine interne Faltung zurückführt. Der Ostteil dieses Abschnittes der Frankenfelsler Decke scheint durch ein tiefes Halfenster (Ribersberg-Halfenster) mit kretazischen Gesteinen der Cenoman-Randschuppe gegliedert zu sein, die südlich vom Elmkogel von der Cenoman-Randschuppe weg bis 5 km SW Konradsheim in den Hauptdolomitrahmen der Decke vorzustößen scheinen. Der Verlauf der Südgrenze dieses Deckenabschnittes wird bei der Ausgestaltung des Lunzer Decken-Stirnrandes besprochen.

Der Abschnitt der Frankenfelser Decke südlich von Waidhofen zeigt im Hauptkörper weiterhin gegen außen überkippte Falten mit regelmäßigen Mulden (Schnabelbergmulde, Obergrasbergmulde), die im Ostabschnitt schräg von der Lunzer Decke überschoben werden. Bei der Neuaufnahme hat W. SCHNABEL (1970, S. 181, Taf. 6) eine Zweiteilung der Frankenfelser Decke in eine „Hangendschuppe“ und „Liegendschuppe“ erfaßt. Die „Hangendschuppe“ stellt aber nichts anderes als den Hauptkörper der Decke dar, die „Liegendschuppe“ ist, wie oben erwähnt, Bestandteil der Cenoman-Randschuppe. Vom gleichen Autor wurden Deckschollen der Frankenfelser Decke SW Konradsheim aufgefunden.

Gegen Osten verschmälert sich die Frankenfelser Decke südlich von Ybbsitz stark, ja sie wird sogar abschnittsweise zwischen Lunzer Decke und der hier breit entwickelten Cenoman-Randschuppe ganz ausgequetscht.

Die Deckschollen aus kalkalpinen Gesteinen im Raum nördlich von Ybbsitz, am Hubberg und Umgebung, liegen fast sämtlich – wie W. SCHNABEL (1972, S. A 75) beobachtet hat – dem Cenoman-Turon der Cenoman-Randschuppe und nicht direkt dem Flysch auf. Sie gehören demnach der Frankenfelser Decke und nicht der Randschuppe an. Da sie einerseits wesentlich weiter verbreitet und ausgedehnter als bisher bekannt sind und außerdem nach W. SCHNABEL noch untereinander übereinstimmende tektonische Strukturen erkennen lassen, wird entgegen der Meinung von A. RUTTNER (1959, Vh. GBA, S. A 68), der an Gleitschollen jüngster Entstehung dachte, die Auffassung des Verfassers (1962 c, S. 198 ff.) bestätigt, wonach die Schollen Erosionsreste einer einst zusammenhängenden Frankenfelser Decke darstellen: Im östlich benachbarten Rahmen des Fensters von Brettl kann man die analoge, erosiv noch nicht so weit aufgelöste Situation studieren. Auf den Karten Taf. 4–5 konnte die größere Ausdehnung der Deckschollen noch nicht eingetragen werden, da die Kartierung von W. SCHNABEL noch nicht abgeschlossen ist.

Östlich von Gstadt ist wiederum eine Stirnschuppe nördlich des Kleinen Ybbstales lappenförmig vorgelagert. An der Grenze zwischen Frankenfelser und Lunzer Decke konnte W. LAUER (1970, S. 111, Taf. 3–4) eine verkehrt lagernde schmale Schuppe mit Lias-Fleckenmergel und Dogger-Crinoidenkalk in Frankenfelser Entwicklung („Hangendschuppe“) vom Hauptkörper der Decke (diesmal dort als „Liegendschuppe“ bezeichnet) abtrennen. Die außerordentlich starke interne Verfaltung dieser „Hangendschuppe“ am Prochenberg wurde in einer eigenen Studie von G. LAUER & L. WAGNER (1974, S. 158) dargestellt. Diese „Hangendschuppe“ stellt aber nichts anderes als den westlichsten Ausläufer der weiter im Osten bis zum Traisen-Halbfenster erfaßten und als Pielachschuppe (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 152) bezeichneten, verkehrt lagernden Zwischenschuppe dar, die nunmehr auch hier nachgewiesen werden konnte.

Östlich der großen Göstlinger Querstörung ist die Frankenfelser Decke im Raum südlich von Gresten, Scheibbs und Rabenstein wiederum in einer durchschnittlichen Breite von 4 km im freiliegenden Teil erhalten. Vier Fakten verdienen in diesem Raum bis hinüber zum Traisen-Halbfenster besonders hervorgehoben zu werden: Die Unterlagerung durch einen unterbrochenen Span von Kiesalk-Schuppe (Cenoman-Randschuppe), der innere Bau aus stark überkippten bis flach lagernden, weit gespannten, aber auch in der Längserstreckung anhaltenden Faltenzügen, die sich bis zu Faltenhaufen steigern können, die Überlagerung durch das erwähnte, unterbrochen

durchziehende, verkehrt liegende Element der Pielachschuppe und schließlich die wiederholte, erosive Durchlöcherung der kalkalpinen Randzone, die einerseits eine Reihe von Flysch- und Klippenfenstern bzw. Halbfenstern in der Frankenfesler Decke, andererseits Fenster mit Frankenfesler Gesteinen unter der Lunzer Decke bewirkt hat.

Im Abschnitt südlich von Gresten überrascht der breite, flache Faltenbau, der trotz Oberflächentektonik kilometerbreite, ausgewalzte Deckfalten mit jeweils aufrechter und verkehrter Serie vom Hauptdolomit über Rhät bis zum Liasfleckenmergel enthält. Hier herrscht nicht Schuppenbau, wie A. RUTTNER (1960, Taf. 8, Prof.) vom Goganz und Schwarzenberg im Rahmen des Brettlfensters zeichnete, sondern die verkehrten Serien lassen sich ebenfalls jeweils erfassen, den Faltenbau belegend. Die tiefere Schloßalpen- und die höhere Höllgraben-Deckfalte SW Gresten sind mit ihren symmetrisch gebauten tiefgreifenden Muldenzügen gerade noch am Ostrand der Karte von G. LAUER (1970, Taf. 3) enthalten. Im Goganz wird zufolge des Durchlaufens der liegenden Falten durch den ganzen Bergstock rundum die trennende Jungschichtenmulde freigelegt, so daß hier gleichsam eine Überfaltungsklippe vorliegt (Abb. 73).

Südlich vom Goganz wird durch Aufdomung einerseits, durch Erosion andererseits das Flyschfenster vom Brettlfenster eröffnet, mit seinem Inhalt aus Gaultquarzit, Reiselberger Sandstein und Zementmergelserie (A. RUTTNER, l. c., S. 228). Auch das tektonisch nächsttiefere Stockwerk, das Helvetikum, ist mit Radiolarit, Aptychenschichten und Pikrit der Grestener Serie sowie deren schmaler Buntmergelhülle in Form einer steil aufspießenden Klippe im SW des Fensters vertreten, so daß hiedurch ein Doppelfenster vorliegt. Das schmale Halbfenster von Kraxenreith, das NE vom

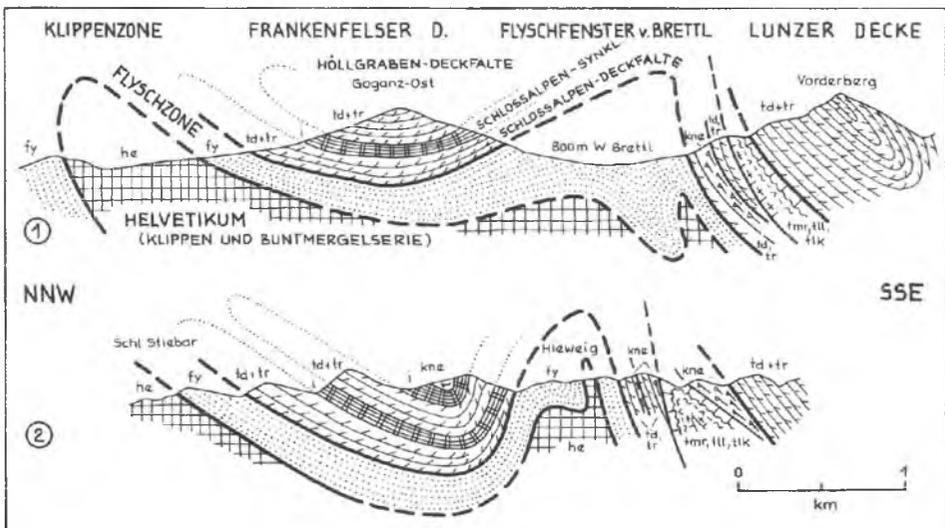


Abb. 73: Profile durch das Brettlfenster südlich von Gresten nach A. RUTTNER (1960, Taf. 8). Der Schuppenbau der Frankenfesler Decke wurde hier durch Nachweis der verkehrten Serien auf Faltenbau abgeändert. Als Inhalt des Fensters kommt nicht nur die Flyschdecke sondern auch noch die helvetische Klippenzone zum Vorschein.

Goganz tief in die Frankenfelser Decke hineinreicht, stellt fast eine Verbindung zwischen dem Vorland und dem Inhalt des Fensters vom Brettal dar. Die sichtbare Überschiebungsweite, gemessen am Fenster und der vorgelagerten Knoggl-Deckscholle, beträgt 3,5 km. Der Südrahmen des Fensters ist sehr kompliziert gebaut. Späne von Jura-Neokom lassen an eine Vertretung der Pielachschuppe denken, ein südlicher, schmal gepreßter, bei A. RUTTNER antiklinal gezeichneter Triaskeil aus Reifflinger Kalken und Karn wird wohl nach der Fazies mit Reifflinger Schichten, die der Frankenfelser Decke in der Bohrung Urmannsau fehlen, vielleicht doch besser als Splitter der Lunzer Decke denn als Frankenfelser Element, wie bisher (l. c., S. 232), anzusehen sein.

Das östlich des Brettal-Fensters folgende Teilstück der Frankenfelser Decke ist durch die von A. RUTTNER (l. c., S. 232) erfaßte Querstörung südlich von Kraxenreith getrennt, die gegen SE in die etliche Zehnerkilometer weit schnurgerade schräg ins Kalkalpeninnere ziehende Hochwärtstörung überleitet, welche im Satellitenbild so weit über die Kalkvoralpen hin verfolgt werden kann (vgl. S. 63, Abb. 19). Der vorwiegend aus Hauptdolomit und wenigen jungen Schichtgliedern bestehende, stark gefaltete und geschuppte Flügel der Frankenfelser Decke östlich dieser Störung ist in einer Art „Kleiner Weyerer Bogen“ bis in die N-S-Richtung eingedreht (H. GALLE, 1950, Taf. 2; A. RUTTNER, 1960, Taf. 8).

Nur 10 km vom Brettal-Fenster gegen Osten erscheint entlang der Erlaf südlich von Scheibbs abermals ein tiefes Flyschfenster, diesmal gegen Norden geöffnet, so daß man es als Erlaf-Halbfenster bezeichnen kann. Wiederum wird die flache Unterlagerung der Kalkalpen durch den Flysch deutlich, wiederum stellen sich unter dem Flysch – hier im Nordteil – die Grestener Klippen ein (F. TRAUTH, 1908, Taf. 4; H. VETTERS, 1928, S. 49; 1938, Abb., S. 69; E. PARLOW, 1950, S. 56 ff., Taf. 2, 4). Heute kann man die einst mit dem Flysch verbunden gedachte, lithologisch ähnliche Mittelkreide der Kalkalpen, die gerade an den Südrand des Erlaf-Halbfensters in der Fürtebener Mulde herantritt, auf Grund der Schwerminerale und der sedimentologischen Eigenheiten einwandfrei abtrennen.

Die flache SSE-gerichtete Queraufwölbungszone, die durch die Achse des Erlaf-Halbfensters angezeigt wird, bewirkt im Verein mit einer weiter im Süden gelegenen Decken-Längsantiklinale, nämlich der 1966 als Kienberg-Antiklinale bezeichneten Aufwölbung, das Auftreten von Frankenfelser Gesteinen in einem stirnnahen Fenster der Lunzer Decke südlich von St. Anton an der Jessnitz, 6 km SE Scheibbs. Hier erscheint die tiefere Kreide samt den Tannheimer Schichten und flyschähnlichen Sandsteinen im Jessnitz-Fenster unter einem doppelten Rahmen: Zunächst stellt sich wiederum mit verkehrter Schichtfolge die vorwiegend aus Juragliedern bestehende Pielachschuppe der Frankenfelser Decke ein, darüber ist die Lunzer Decke mit Muschelkalk überschoben (Abb. 149 in Band 1 dieser Monographie). Der zweite, höhere Rahmen ist im NE beiderseits des Hackstock-Loidl erosiv unterbrochen. Eindrucksvoll sind die exotikareichen Konglomeratlagen im Untercenoman im NW-Sockel dieses Bergstockes 1,3 km NE St. Anton an der Jessnitz aufgeschlossen (vgl. J. LÖCSEI, 1970, S. 85 f.; 1974, S. 34) – Abb. 74.

Besondere Bedeutung aber für das Verständnis des Deckenbaues der Kalkvoralpen und auch für die Allochthonie der Kalkalpen kommt dem 9 km SSW Scheibbs gelegenen Fenster von Urmannsau im Talgrund der Erlaf sowie der daselbst, 2,5 km SE

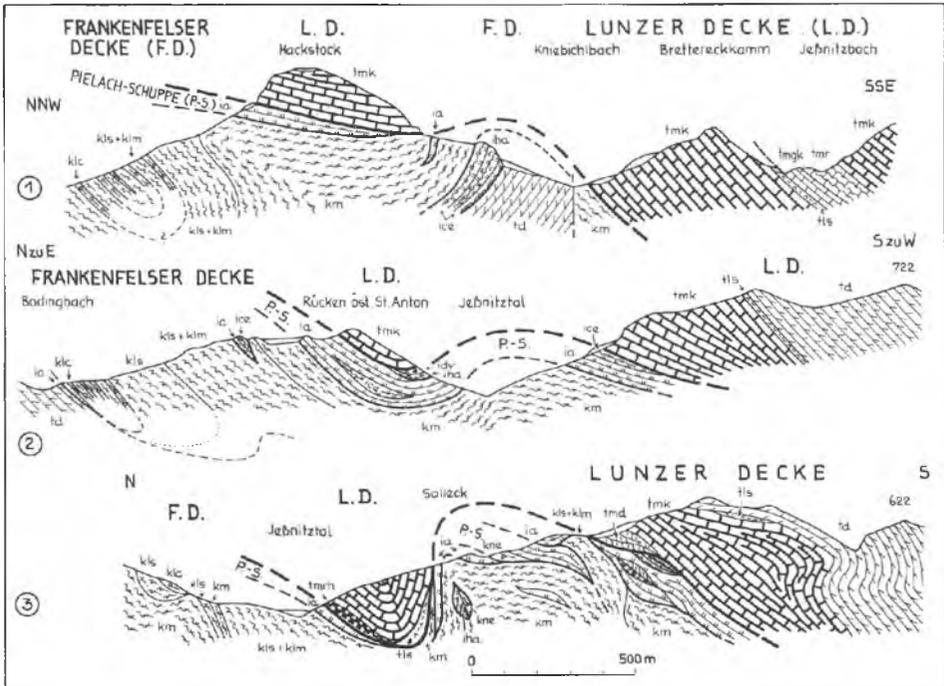


Abb. 74: Die Querprofile durch das Jessnitz-Fenster bei St. Anton in Niederösterreich zeigen die Frankenfelsener Decke mit mächtigem Jungschichtenanteil bei ihrem Untertauchen unter die mit Muschelkalk aufgeschobene Lunzer Decken-Stirn. Dazwischen erscheint die verkehrt lagernde Juraserie der Pielachschuppe, die vom Hinterrand der Frankenfelsener Decke abgeleitet werden kann.

Kienberg am Ausgang der Tormauer, von der ÖMV-AG abgeteufte Tiefbohrung Urmannsau 1 zu. L. KOBER (1923, S. 171, Abb. 80) hatte das fensterförmige Wiederauftauchen der Frankenfelsener Decke unter der rahmenden Lunzer Decke als erster erkannt. Die später bestrittene Fensternatur wurde durch A. RUTTNER (1963, S. 7 f., Taf. 1–2) bestätigt, seine Stellung im Gesamttraum durch die letztgenannte Untersuchung und durch Arbeiten des Verfassers (1966 a, S. 151, 168, Taf. 3; 1966 d, S. 241) präzisiert – Abb. 75; Taf. 7, Fig. 7.

Die 3033 m tiefe Bohrung Urmannsau 1, im Nordrahmen hart an der Fenstergrenze angesetzt, erbrachte nicht nur die Kenntnis der so tief ins Innere der Kalkalpen reichenden Unterlagerung durch Flysch, Buntmergelserie, Grestener Klippen und Molasse über dem Böhmischem Kristallinsockel, sondern auch eine detaillierte Kenntnis des kalkalpinen Baues dieses Raumes (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967). Von Hangend gegen Liegend sind bei Einordnung der Bohrergebnisse in die regionalen Zusammenhänge folgende Einheiten tektonisch übereinandergestapelt (Abb. 11): Die in diesem Meridian mit gegen Osten hin anwachsender Überschiebungsweite bereits 3 km weit sichtbar mit verkehrter Serie überschobene Sulzbachdecke bildet einen obersten, gegen Westen geöffneten Halbrahmen, unter dem zunächst die normale Serie der Lunzer Decke im



Cenoman-Randschuppe. Die Tiefbohrung hat die aus der Oberflächenkartierung schon bekannten tektonischen Grundzüge bestätigt und ergänzt. Mit dem Fenster von Urmannsau, das 4 km hinter dem Stirnrand der Lunzer Decke auftritt, wird eine Breite der ja obertags durchwegs nur schmal aufgeschlossenen Frankenfesler Decke von über 8 km sichtbar, wird ihre enorme tektonische Mächtigkeit (fast 1900 m) und Anschoppung in einem so weit hinten gelegenen Sektor erkennbar, was auf noch wesentlich weiteres Zurückreichen schließen läßt.

Im freiliegenden Hauptteil der Frankenfesler Decke zwischen Scheibbs und Traisen-Halbfenster ist zunächst die Verteilung von Hauptdolomit und Rhät auf den Nordteil, der Jungschichten auf den Südabschnitt auffällig. Die zentralen Hauptstrukturen der Decke bilden weithin die stark nordvergent überschlagenen Elemente der Kirchberger Mulde im Mittelstreifen, der südlich anschließenden Statzenberg-Antiklinale und das den sichtbaren Südrand der Decke begleitende Element der Frankenfesler Mulde – Taf. 7, Fig. 6. Das außerordentlich schmale, tiefe Zurückgreifen der stellenweise bis in die mittlere Kreide reichenden Kirchberger Muldenfüllung und der darüber folgenden schmalen Statzenberg-Antiklinale kommt abschnittsweise durch den morphologischen Anschnitt gut zum Ausdruck, z. B. in Fronberg nördlich von Kirchberg an der Pielach mit seiner Überfaltungsklippe (A. BITTNER, 1907, geol. Kt. St. Pölten; H. SCHWENK, 1949, geol. Kt.; Beil. 2, Prof. 6). Die Hauptmasse der bis in das Cenoman reichenden Kreide mit ihren schönen kompletten lückenlosen Abfolgen (J. LÖCSEI, 1970, S. 86 ff., Taf. 10) aber wird in der Frankenfesler Mulde dargeboten, die westlich des namensgebenden Ortes sich verbreitert (J. HARTL, 1950 a, b; geol. Kt.) und hier durch junge Querbrüche und Blattverschiebungen zusätzlich gegliedert ist. Die im geschilderten Abschnitt den Südrand im Hangenden der Mulde begleitende verkehrte Serie mit Kreide-Juragesteinen wird wohl im Hauptteil noch dem Verkehrtchenkel der Frankenfesler Mulde zugehören. Daneben aber sind Verkehrt-Elemente der Pielachschuppe durchaus möglich, eine Neukartierung steht noch aus.

Der Vorderabschnitt der Frankenfesler Decke beiderseits der Pielach zeigt folgende Ausgestaltung: Im Westen zunächst SW Plankenstein das Gressing-Fenster, von H. VETTERS (1928, S. 50) entdeckt, das unter einem im Norden auftretenden inneren Rahmen von Cenoman-Randschuppe (Kieselkalkschuppe) noch Flysch und Grestener Klippen sowie Buntmergelreste zeigt. Im Raum Kirchberg wird an einer frontnahen, schmalen, bis in den Lias reichenden Einmuldung die südliche Obertriaszone streckenweise als Kirchberger Schuppe mit Opponitzer Hangendrauhwacke an der Basis über diesen als Steinklammerschuppe abtrennbaren Nordsaum geschoben. Ab 3 km östlich vom Rabenstein schließlich wird der Stirnteil der Frankenfesler Decke in Form der Kaiserkogel-Deckscholle, auf Kieselkalkschuppe aufruhend, vom Hauptkörper erosiv getrennt (W. FISCHAK, 1949, S. 31 f., Kt.).

Bereits westlich der Traisen verschmälert sich die Frankenfesler Decke gegen Osten hin auf längere Strecke auf nur 1 km Breite. Nur durch das Traisen-Halbfenster (E. SPENGLER, 1928 a, S. 58, Abb. 1) zwischen Traisen im Norden und Martkl bei Lilienfeld im Süden, über welchem der Lunzer Deckenrahmen erosiv zurückspringt, wird sie nochmals in 3 km Breite sichtbar („Marktler Halbfenster“, W. NEUBAUER, 1949, S. 32, Taf. 1) – Taf. 5; Taf. 7, Fig. 5. Außer dem vorderen, eine Pseudo-

stirnfalte von Hauptdolomit bildenden Faltenzug werden hierin noch zwei weitere Längsfaltenzüge mit Opponitzer Kalken bzw. Hauptdolomit im Kern sichtbar. Besonders interessant sind die am Westrand des Fensters zwischen den beiden bajuvarischen Decken auftretenden Schollen aus Hauptdolomit und Jurakalken, bereits bei W. NEUBAUER zum Teil erfaßt, aber auch im Gebiet des Jungherrntales NW Lilienfeld weit verbreitet. Ein Aptychenkalkspan dieser Zwischenschuppe kommt am SW-Rand des Fensters auch noch isoliert als Stirnaufpressung innerhalb des Lunzer Decken-Rahmens nördlich vom Berghof westlich Lilienfeld zum Vorschein. Diese Serie tektonischer Linsen mit vorwiegend verkehrter Schichtfolge im Hangenden der Kreideschieferzone der Frankenfelser Decke bilden nach bisheriger Kenntnis die östlichsten Ausläufer des Reibungsteppichs der P i e l a c h s c h u p p e des Frankenfelser Systems (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 152).

Die Pseudostirnfalte der hier sehr schmalen und weiterhin eng gefalteten Frankenfelser Decke bleibt auch noch in der St. Veiter Gegend im Gölsentalbereich erhalten (F. PROKOP, 1951, Profiltaf.). SE Hainfeld/Gölsen wird die Decke schließlich vorübergehend unter der Lunzer Decke ganz abgequetscht (W. NÄDER, 1952, Taf. 2).

Vom Abschnitt der bajuvarischen Randzone vor der Reisalpen- und Gölle-Deckenfront zwischen Kaumberg und Alland fehlt eine durchgehende moderne geologische Neubearbeitung. Seit langem wird die tektonische Gliederung dieses Randstreifens diskutiert (L. KOBER, 1912 b, S. 360; P. SOLOMONICA, 1935, S. 102). Klarheit über die Abgrenzung der beiden bajuvarischen Decken schien erst wiederum die Arbeit von B. PLÖCHINGER (1960, S. 65 ff., Taf. 1) über den Kalkalpenrand bei Alland zu bringen, in der der Lunzer Deckenrand als von NE gegen SW zurückspringend bis an die Front der Gölle Decke zurückgeführt wurde, wo die Lunzer Decke vollkommen gegen Westen ausgequetscht schien, so daß der hier gegen Westen anschließende Randstreifen ganz der Frankenfelser Decke zugeschrieben werden mußte. Im gleichen Sinne hatte auch H. KÜPPER auf der geologischen Karte der Umgebung von Wien (G. GÖRTZINGER et al., 1952) die zuvor von ihm aufgestellte Gliederung der Altenmarkt-Kaumberger Randzone in die beiden Teildecken (1949, S. 123, Taf. 1) aufgegeben und hier eine einheitliche Randzone verzeichnet, die eben der Fortsetzung der Frankenfelser Decke des Raumes westlich von Alland zu entsprechen schien. Diese Darstellungsart wurde vom Verfasser (1967 a, Taf. 1) übernommen.

Später hat aber die Beobachtung von R. LEIN (1970, S. 19 f.) am Ölberg und Stierkogel westlich von Alland nahegelegt, daß die als auskeilendes Ende der Lunzer Decke betrachtete Serie aus Opponitzer Kalk und Hauptdolomit, welche der von B. PLÖCHINGER (1960, S. 68) zur Frankenfelser Decke gerechneten Ölbergmulde aufgeschoben sein sollte, nur den gestörten Südflügel der Ölbergmulde aus Hauptdolomit und Rhät darstellt und beide Elemente von gemeinsamer Cenoman-Transgression betroffen worden seien (l. c., Abb. 2) – Abb. 76. Die beiden Serien bei Alland gehören nach LEIN, auch auf Grund der Autobahnaufschlüsse NW des Ortes (R. LEIN, 1970, Abb. 2, Prof. 1) zu ein und derselben Einheit. Es erhebt sich nun die Frage, ob diese, praktisch hier die ganze Breite der bajuvarischen Randzone einnehmende Decke die Fortsetzung der Frankenfelser oder Lunzer Decke darstellt.

Für diese Frage sind folgende Gesichtspunkte von Bedeutung: 1. Nach der Kartierung des Gebietes am Mödlingbach bei Dornbach hat G. ROSENBERG (1970, S. 181 ff., Taf. 1) ein Vorspringen der Lunzer Decke gegen Westen an einer angenommenen Mödlingbach-

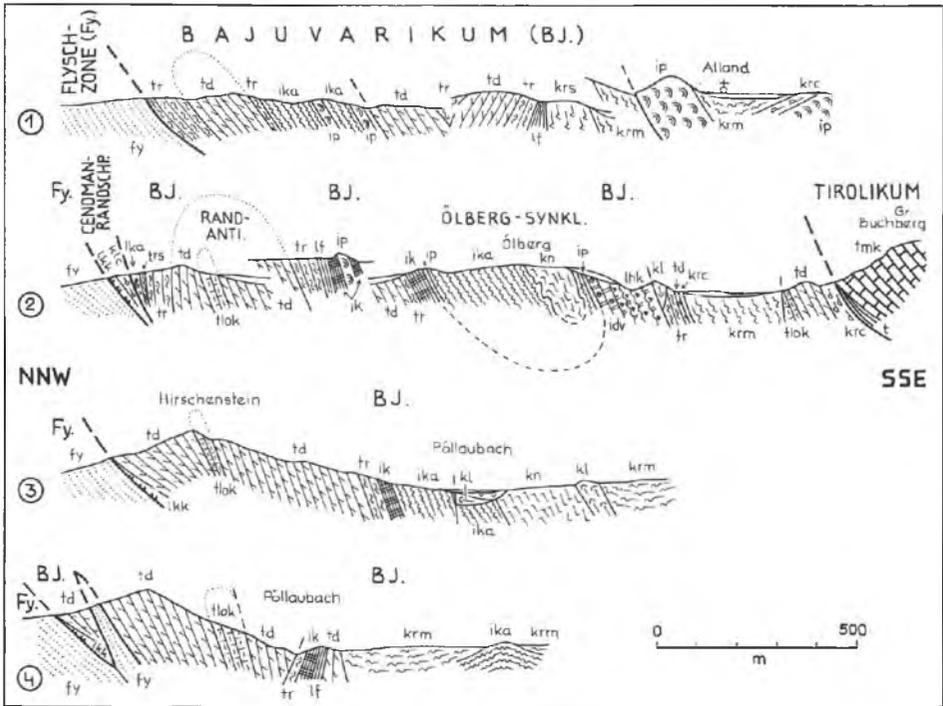


Abb. 76: Profile durch die bajuvarische Randzone bei Alland nach B. PLÖCHINGER (1960, Taf. 1), ergänzt nach R. LEIN (1970, Abb. 2). Die Art der Trennung zwischen Frankenfesler und Lunzer Decke ist in diesem Raum noch nicht gesichert. Die wohl der Frankenfesler Decke angehörige Randfalte mit der Randantiklinale und der Ölbergmulde sind weithin verfolgbar.

Störung vertreten, wodurch man mit der Front der Lunzer Decke westlich von Grub nahe an den Kalkalpenrand herankäme. 2. Die von B. PLÖCHINGER (1960, S. 62) als Vilser Kalke eingestuftes Spatkalke der Ölbergmulde wären nach älteren Fossilbelegen (P. SOLOMONICA, 1935, S. 43) Hierlatzkalke, die dem Tiefbajuvarikum in seiner ganzen Länge fehlen würden. Auch weiter im Westen, z. B. am Höcherberg 3 km SSW Alland, ist aus der bajuvarischen Randzone Hierlatzkalk bekannt (A. SPITZ, 1920, S. 40). Eine erneute Prüfung des Alters dieser Spatkalke wäre nötig. 3. Faßt man diesen Abschnitt der Randzone als Lunzer Decke auf, so wäre die darin nachgewiesene Gosau gut verständlich, während hingegen in der gesamten Längserstreckung des Tiefbajuvarikums vom Westrand der Allgäudecke angefangen bis zu diesem Abschnitt keine Gosausedimente das Allgäu-Frankenfesler Deckensystem erreicht haben. 4. SE Kaumberg sollen im Stirngebiet der Randzone noch Muschelkalke auftreten (H. KÜPPER, 1949, S. 118, Taf. 1, und in G. GÖTZINGER et al., 1952, Kt.). Muschelkalk aber wäre nur aus dem Hochbajuvarikum, nie aus der Allgäu-Frankenfesler Decke bekannt.

Zu diesen durchaus nicht immer eindeutigen Argumenten über die Zuordnung der bajuvarischen Randzone dieses Raumes zur Frankenfesler oder eher Lunzer Decke kommen nun nach Neuaufnahme des Abschnittes westlich von Kaumberg durch R. SAUER

(1975, S. 17 f., 36 ff.) gewichtige neue Gesichtspunkte: Zunächst fällt der Muschelkalk der Randzone bei Kaumberg weg, der als Rhät einzustufen ist. Sodann fällt in diesem Raum der Hierlatzkalk am Südrand der Zone für die Zuordnung des Gesamtgebietes zur Lunzer Decke weg, da er als tektonisch isolierter Span wohl Rest der Lunzer Decke sein wird, aber keine Rückschlüsse auf den Hauptteil der Randzone zuläßt. Nachgewiesen aber wurde in diesem Randstreifen durch R. SAUER (l. c., S. 23, Abb. 11) durch Orbitolinen das Exotika-reiche Cenoman der Losensteiner Schichten in großer Ausdehnung und – tektonisch im Gelände nicht trennbar – im Süden Untermaastricht der Gosau mit *Orbitoides apiculata grünbachensis* PAPP. Nach allem erscheint die Schlußfolgerung von R. SAUER (l. c., S. 36 f.), daß die gesamte Randzone dieses Gebietes – abgesehen vom Hierlatzkalkspan unter der Reisalpen-Deckenfront – der Frankenfelser Decke angehört und hier ausnahmsweise auch einmal Gosau in den Bereich dieser Einheit vordringen konnte, die plausibelste Lösung.

Überträgt man diese Auffassung auf den Randabschnitt weiter im Osten bis zum Raum von Alland, so wird man die Grenze der Lunzer Decke entweder im Sinne von G. ROSENBERG (1970) an einem verdeckten, angenommenen Querbruch im Mödlingbachtal weit an den Kalkalpenrand hinausziehen, oder man wird vielleicht auch ein von Kreideablagerungen und jüngeren Serien verdecktes Fortlaufen der Lunzer Deckenstirn im Raum NW von Sittendorf und damit ein Abquetschen der Lunzer Decke unter der Peilsteindecke erwarten, so daß dann der gesamte Randstreifen zwischen Alland und Kaumberg der Frankenfelser Decke angehören würde. Eine endgültige Klärung der Stellung dieses Abschnittes durch Neukartierung mit der gegebenen Fragestellung ist vorgesehen.

Die beiden Hauptelemente der Randzone westlich von Alland sind von A. SPITZ (1920, Abb. 3, S. 37) als Höcherberg-Antiklinale nahe dem Nordrand und Ölbergmulde als zentraler Jungschichten-Muldenstreifen bezeichnet worden. Transgressive Gosau hüllt besonders die südlichen Teile dieser Zone ein.

Blattverschiebungen stellen sich besonders am Kalkalpen-Nordrand östlich des Einschwenkens in die karpatische Richtung bei Altenmarkt ein, so z. B. das Pöllablatte NE Nöstach (A. SPITZ, 1920, S. 36), die Blattverschiebungsgruppe im Raum Alland (B. PLÖCHINGER, 1960, Taf. 1), die Mödlingtal-Störung (?) östlich von Dornbach (G. ROSENBERG, 1970, S. 183) und die erwähnte, gegensinnig arbeitende Langerram-Störung südlich von Kaltenleutgeben (P. SOLOMONICA, 1935, S. 104 f.; G. ROSENBERG, 1958 c, S. 108; 1961 a, S. 445, 460; 1965 b, S. 143 f.).

Der östlichste Kalkalpenrand-Abschnitt im Wiener Raum wurde bereits 1910 durch A. SPITZ in sorgfältiger Weise aufgenommen. Durch L. KOBER (1912, S. 360) erfolgte die grundsätzliche Abtrennung von Frankenfelser und Lunzer Decke, von F. MARINER (1926, Abb. 7, S. 92) wurde diese Gliederung im Wiener Raum realisiert. Durch die Neukartierung von G. ROSENBERG (1961 a, b; 1965; 1967) liegt eine moderne Neubearbeitung vor. Trotz der erwähnten Querstörungen können die beiden Hauptstrukturen, die Randantiklinale und die Liesingmulde, über den gesamten Ostabschnitt verfolgt werden – Taf. 7, Fig. 2. Durch die enge Pressung der Decke kommt es zu steiler Schichtung der Gesteinszüge, die bis zur Überkipfung der Deckensüdrandgrenze führt und in der Randantiklinale lokal Pilzfaltenstruktur erzeugt, wie etwa im Abschnitt der Himmelswiesenfalte nördlich von Kalksburg (G. ROSEN-

BERG, 1961 b, Taf. 6, Profil) – Abb. 157 in Band 1 dieser Monographie. Auch hier endet die Schichtfolge der mit dem Hauptdolomit einsetzenden Frankenfesler Decke mit dem Untercenoman, Gosau ist auf die Lunzer Decke und südlichere Einheiten beschränkt (Abb. 77).

Erwähnung soll schließlich noch die Entdeckung einer Diabas-Eruptivbrekzie noch innerhalb der Frankenfesler Decke, etwa 150 m vom Flyschrand entfernt, im Bürgerhospitalwald NE von Kaltenleutgeben finden (G. ROSENBERG & E. ZIRKL, 1963, Abb. 1), da dies das einzige „anstehende“ Vorkommen eines jungen Vulkanites im Bereich der nord-östlichen Kalkalpen darstellt, während in der angrenzenden Klippenzone im Flyschbereich das Vorkommen von Pikriten weithin bekannt ist (E. ZIRKL, 1951, S. 61 ff.; H. KÜPPER, 1968, S. 75 ff., 131 ff.). Ein Durchschlagen der wohl erst im Oligozän bis Miozän in diese Position gelangten Kalkalpenfront durch einen autochthonen Vulkanismus ist kaum zu erwarten, da der Schwerpunkt der Vulkantätigkeit in der ebenfalls noch fernverfrachteten piedinisch-helvetischen Randzone im Wiener Meridian in der Mittelkreide lag und sich der miozäne Vulkanismus im Karpatien des Wiener Beckens nur sehr untergeordnet in Tuffen und Andesiten in östlicher gelegenen Ausbruchszentren äußert (Bohrung Orth). Es ist hingegen viel eher anzunehmen, daß der nur wenig über ein Meter große Block hier am Kalkalpenrand als ein aus der tektonischen Unterlage, der Grestener Zone, entstammender Schürfling – vielleicht sogar samt den von den gleichen

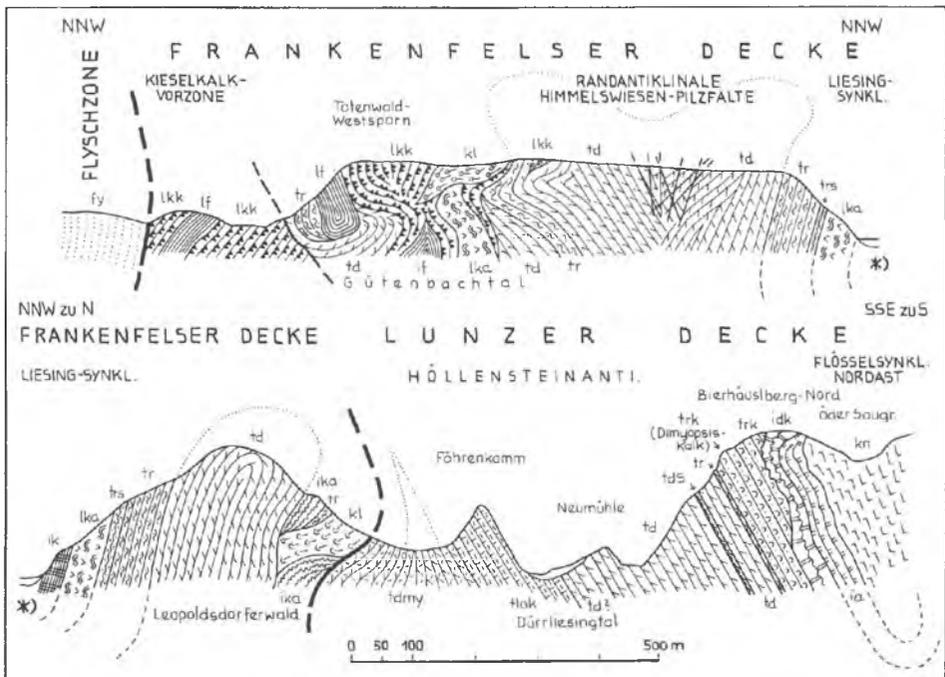


Abb. 77: Profil durch die bajuvarische Randzone der Kalkvorralpen bei Kalksburg nach G. ROSENBERG (1961 b, Taf. 6). Die sekundäre Steilpressung der Randzone führt zur Bildung steilstehender tiefreichender Faltenzüge, die sich bis zur Pilzfaltenbildung steigern können.

Autoren in diesem Raum der Kalkalpen erwähnten „echten Grestener Arkosen“ (l. c., S. 23) – an die Oberfläche gelangt ist.

Die Fortsetzung der Frankenfelsler Decke im Untergrund des Wiener Beckens ist durch eine Reihe von Tiefbohrungen bis zu Tiefen von über 6000 m erfaßt worden. Nach starker Verschmälerung erreicht die Frankenfelsler Decke nördlich der Donau im Raum knapp südlich von Matzen über 3 km Breite (J. KAPOUNEK et al., 1963, Abb. 4; 1964, Abb. 8) und zeigt hier im Feld Schönkirchen vor und unter der steil aufgeschobenen Lunzer Decke eine bedeutende Schuppung und Faltung in eine Reihe eng gepreßter, zum Teil verkehrt lagernder Elemente (J. KAPOUNEK & S. HORVATH, 1968, S. 398 ff., Abb. 2) – vgl. Abb. 5, 102; Taf. 7, Fig. 1.

## II. HOCHBAJUVARIKUM

### 1. Reichraminger Decke

Durch das kräftige Vordringen des Tirolikums im Mittelteil der Kalkalpen wird wohl unter Mitwirkung von Erosion in den Zwischentappen der Überschiebungsphasen das Bajuvarikum im Abschnitt zwischen Salzburg und Grünau weitgehend unterdrückt. Auf dieser Strecke bildet weithin der Tirolische Bogen die Kalkalpenfront, und es erscheinen nur abschnittsweise schmale Lamellen des Hochbajuvarikums, die nur in der Langbathscholle westlich des Traunsees größere Breite erreichen. Diese hochbajuvarische Randzone ist von R. WIMMER (1936, S. 224) auf Grund des Zusammenhanges von Langbathscholle und der schmalen bajuvarischen Vorzone vor Höllengebirge, Schafberg und Drachenwand als „Langbathdecke“ bezeichnet worden. Hier wird diese Einheit in erweiterter Form unter Einbeziehung der äquivalenten Schollen im Salzburger Becken und der Zirler Scholle östlich des Traunsees gefaßt und im Sinne von F. TRAUTH (1937, S. 501; Taf. 1) und E. SPENGLER (1956, S. 32) als Fortsetzung der Reichraminger Decke gewertet. Sie stellt zugleich die Fortsetzung der im Ruhpoldinger Becken verschwindenden Lechtaldecke dar. Diese Randschollenzone ist wiederholt als Äquivalent des Hochbajuvarikums betrachtet worden (F. TRAUTH, 1937, Taf. 1; W. DEL-NEGRO, 1960, S. 16; E. SPENGLER, 1956, S. 32; A. TOLLMANN, 1969 c, S. 129).

Das westlichste isolierte Wiederauftauchen des Bajuvarikums in den östlichen Nordkalkalpen nach Enden des Allgäu-Lechtal-Deckensystems liegt im Brachiopodenführenden Doggerkalk beim Schloß Staufeneck im Westteil der großen, von Pleistozän erfüllten Niederung von Salzburg vor (W. ERHARD, 1931; W. DEL-NEGRO, 1950, S. 75).

#### a) Die Schollenzone westlich des Höllengebirges

Im Stadtgebiet von Salzburg wurde die Langbathdecke in der Bohrung Kugelhof 700 m WSW der Stiegl-Brauerei (S. PREY, 1959, S. 217) ab 261 m Tiefe angetroffen, wo sie in Form eines Neokom-Schürlings in eine Alttriasfolge eingeschleppt ist. Obertags ist sie im Salzburger Gebiet als Neokomkeil unter dem Hauptdolomit des Tirolikums auf der Nordseite des Kapuzinerberges sichtbar (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 125).

Zahlreiche Vorkommen der Langbathdecke erscheinen dann ENE von Salzburg am Nordrand des Nocksteinzuges. Sie bestehen hier aus fossilführendem Neokom

und einer Gosau mit hierlatzkalkreicher Basalbrekzie (W. DEL-NEGRO, 1932, S. 125; 1950, S. 75 ff.; 1960, S. 16; R. OSBERGER, 1952, S. 799).

Nach Unterbrechung der Zone im Fuschlse-Vorland setzt die Langbathdecke mehrweniger zusammenhängend ab dem Nordsockel von Schober und Drachenwand westlich vom Mondsee ein (R. WIMMER, 1936, S. 224). Hier tritt unter dem Wettersteinkalk dieser markanten Felsabstürze ein stark verschuppter Zug von Hauptdolomit, Plattenkalk und Gosau auf, zu dem sich im Gebiet des Schober bunte Liaskalke bei der Ruine Wartenfels gesellen (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 42). Die Zuordnung zum Hochbajuvarikum wird von den meisten Autoren unter anderem auf Grund des Auftretens von Gosau statt der Mittelkreide vorgenommen, welche letztere für die hier nur in einem kleinen Splitter vor der Schatzwand erhaltene Cenoman-Randschuppe bezeichnend ist.

Der bajuvarische Abschnitt zwischen Mondsee und Attersee ist vorwiegend aus neokomen, gelegentlich sandigen Fleckenmergeln und Fleckenkalken sowie Ammonitenkalken des Neokom und untergeordnet jurassischen Crinoiden- und Knollenkalken aufgebaut (W. JANOSCHEK, 1970, S. A 33 f.). Auch der in seiner Abgrenzung neukartierte schmale Streifen der Langbathdecke unter dem Hauptdolomit der Höllengebirgs-Stirnfalte, der vom Abschnitt NE von Weißenbach am Attersee hinzieht, ist ganz aus den gleichen Elementen aufgebaut, also vorwiegend aus der neokomen Fleckenmergelserie, untergeordnet aus roten Jurakalken gebildet (W. JANOSCHEK, 1964, S. 202, Taf. 1).

#### b) Die Langbathscholle

Die starke Verbreiterung der Langbathdecke in der Langbathscholle kommt durch das Zurücktreten der Höllengebirgs-Stirn unmittelbar östlich des Hohen Spielberges zustande. Nun liegt das Hochbajuvarikum auf einer Länge von 10 km bis zur Traunsee-Blattverschiebung in 3 km Breite frei. An der hangenden Überschiebungsfäche bleibt bei der Verbreiterung weiterhin Neokom erhalten, gegen unten hin ergänzt sich die Schichtfolge der Langbathdecke nun aber bis zum Hauptdolomit. Der abrupte Wechsel erfolgt an der gleichen Querlinie, an der die Adlerspitz-Spielberg-Stirnfalte des Tirolikums um 1,4 km im Osten zurückgeblieben ist (vgl. J. PIA, 1913, S. 607 f.). Der Vorgang kann nur als verschiedenartige Anschoppung bzw. Ausdünnung an einer während des Transversalschubes wirksamen Blattverschiebung, dem Ht. Langbath-Grenzblatt (A. TOLLMANN, 1970 a, S. 25), verstanden werden. Das Profil der Langbathscholle östlich von dieser Störung zeigt neben Faltung eine schöne Stirneinrollung zur Liegendfalte (W. JANOSCHEK, 1964, Abb. 3, S. 203) – Abb. 78.

Der Hauptkörper der Scholle wird durch zwei Längsfaltenzüge gegliedert (Taf. 4), von denen der nördlichere in Form der aus Hauptdolomit im Kern bestehenden Rotensteiner Antiklinale randnahe und stirnbildend angeordnet ist, während der südliche Kern in der Langbath-Antiklinale das Rückgrat der Scholle bildet, in dessen zerschnittenem Scheitel lange unter Reliefumkehr das Langbathtal verläuft (G. GEYER, 1917, Abb. 1, S. 74). In dem bis ins Neokom reichenden Muldeninhalt ist die lokale Lückenhaftigkeit der Schichtfolge im Rhät und Jura auffällig (J. PIA, 1913, S. 582). Die Frage nach Alter und Stellung der klastischen Nordrandbildungen der Langbathzone – ob Gosau oder Cenoman – ist noch immer nicht endgültig geklärt (vgl. S. 195). Eine neuere Kartierung als jene von G. GEYER (1922) liegt noch nicht vor.

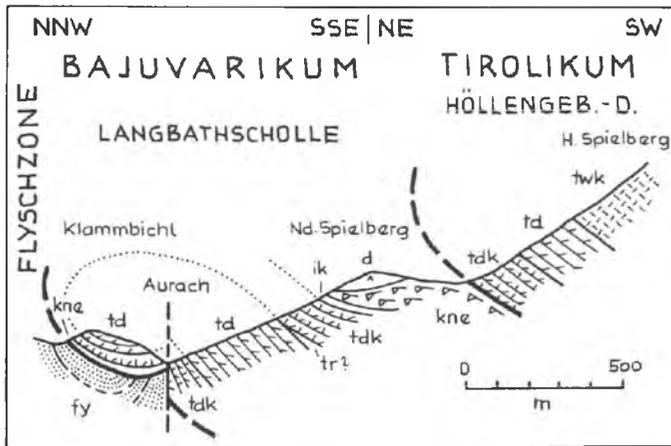


Abb. 78: Profil durch die Langbathsscholle mit der Faltenstirn im Meridian des Nd. Spizberges nach W. JANOSCHER (1964, Abb. 3).

### c) Die Zirler Scholle

Diese Scholle stellt die tektonisch reduzierte Fortsetzung der Langbathsscholle östlich des Traunsee-Grenzblattes dar. An letzterem ist noch während des Vorschubes der Kalkalpendecken eine verschieden starke Transversalbewegung und Faltung der beiden Flügel vor sich gegangen (G. GEYER, 1917, S. 97; A. TOLLMANN, 1970 a, S. 27 ff., Abb. 8). Die nur 3 km lange Scholle besteht aus einer in sich gestörten Serie vom Muschelkalk bis zum Neokom, über die der Traunstein mit seiner schönen tirolischen Stirnfalte aufgefahren ist (G. GEYER, 1917, Abb. 3, S. 87; S. PREY, 1951 b, Taf. 9, Fig. 2-3; F. WEBER, 1960, S. 312 ff., Taf. 1-2) – vgl. Bd. 1, Abb. 93. Interessant ist hier die am östlichen Traunseeufer gelegene kleine Hoisen-Scholle, ein Span aus Gutensteiner Kalk im Liegenden der Zirler Scholle, der tektonisch zur Gänze im Flysch eingewickelt ist (E. SPENGLER, 1924, S. 23, Fig. 1).

### d) Reichraminger Decke

Der Hauptkörper der Reichraminger Decke (F. TRAUTH, 1922, S. 121) setzt östlich des Almtales bzw. des Grünauer Flysch-Halbfensters in der Hochsalmgruppe ein. Von hier verbreitert sich die etwas über 40 km lange Decke im Osten bis an die Weyerer Bögen mehr und mehr. Die östlich der nachgosauischen Bogenstruktur gelegene Fortsetzung der Decke wird dort als Lunzer Decke bezeichnet. Lange hinziehende, mehrweniger nordvergent überkippte Faltenzüge kennzeichnen den inneren Aufbau der Decke – Taf. 7, Fig. 9. Im Streichen auslaufende Schuppungsflächen kommen hinzu. Mitteltrias in Form von Muschelkalk und Wettersteinkalk sind an den Nordrand der Decke bzw. an die innere Hauptaufschuppung an der Mollner Linie gebunden, Hauptvertreter des oberflächlich auftretenden Gesteins ist Hauptdolomit. Jura oder Jura und Kreide markieren mit faziellen Differenzierungen in N-S-Richtung die schwächtigen, im Süden besser erhaltenen Muldenkerne. Die internen Elemente sind im schmalen Westteil stärker zusammengedrängt, hier beträgt auch die Überschiebungs-

weite der nachdrängenden tirolischen Front im Windhagkogel mehr als 2 km. Gegen Osten hin läuft die Trennung des hier weniger nachschiebenden Tirolikums in der Sengsengebirgs-Antiklinale im Abschnitt vom Krestenberg schließlich ganz aus, so daß dort im letzten Dutzend Kilometer vor den Weyerer Bögen Reichraminger Decke und Tirolikum unmittelbar zusammenhängen.

Im westlichen Drittel des Deckenhauptkörpers kam es bei Micheldorf südlich von Kirchdorf zu einem markanten Knick des Sedimentstreifens samt aller Teilelemente. Ohne daß hier wie in den nahegelegenen Weyerer Bögen ein durch vorhergehendes Querdurchreißen gefördertes Ausheben und Eindrehen des Ostflügels möglich gewesen wäre, kam es durch den Querstau zu einem in der Stirnzone der Decke auffälligen Vorschleppen des Ostflügels, so daß die Faltelemente vom WNW-ESE-Streichen im Westen des Micheldorfer Knickes auf ENE-Streichrichtung im Ostflügel umgeschwenkt wurden. Die vorgosauische Anlage aller Hauptelemente der Decke wird durch die Transgression der Gosau im Gosastreifen von Laussa-Großraming am Ostrand der Einheit deutlich belegt. Dort lagert die Gosau diskordant und transgressiv den verschiedensten Schichtgliedern auf und kappt alle älteren Faltelemente. Nachgosauisch hingegen ist nicht nur die Entstehung der Weyerer Bögen, sondern sicherlich auch die vergleichbare Struktur der erwähnten Micheldorfer Scharung, mit der sich schon eine Reihe von Autoren befaßt hat (G. GEYER, 1910 b, S. 170 f., Abb. 1; E. KRAUS, 1944, S. 230; F. BAUER, 1953, S. 128; E. SPENGLER, 1959, S. 197).

Für die Ausgestaltung des Abschnittes der Reichraminger Decke westlich der Micheldorfer Scharung sind folgende Züge bezeichnend: Die Schichtfolge der Decke mit Muschelkalk bzw. Wettersteinkalk bis zum Neokom zwischen den Schollen der Cenoman-Randschuppe im Norden und dem Tirolikum, das mit umfangreicher Verkehrtserie im Stirnbereich zwischen Windhagkogel und Kremsmauer aufgeschoben ist, wurde zunächst gefaltet, dann an steilen Aufschuppungen geschuppt und dann noch im Gesamtverband des Kalkalpen-Vorderteiles unter kräftiger Basalabscherung über den Flysch transportiert, so daß man heute dank des tiefen Eingreifens des Grünauer Flyschhalbfensters an drei Seiten das Abschneiden der Decken-, Falten- und Schuppengrenzen an der Basis über der Flyschmasse sehen kann (J. PIA, 1943, S. 134, Taf. 7) – vgl. Taf. 7, Fig. 10. Die nördliche, schräg gegen NW an den Stirnrand heraustretende Gamsbergschuppe (E. SPENGLER, 1959, S. 196) zeigt weitere untergeordnete Längsschuppung im Bereich der dem Hauptdolomit eingelagerten Rhät-Lias-Mulde des Thurnhamberges (T. GATTINGER, 1953, S. 152; Kt.) – vgl. Abb. 88. Die südliche Rauchkogelschuppe, weiterhin mit Hauptdolomit als Hauptbaustein, enthält mit der Hochsalm-Halbmulde am Südrand eine kilometerweite überschlagene liegende, hangend abgescherte Mulde mit Neokom im Kern, die sich im Westen um die tirolische Deckenmasse vom Windhagkogel und Grünauer Becken herum verfolgen läßt (Taf. 4). Die letzte Kartierung dieses Raumes nach der ausführlichen Darstellung von J. PIA (1943) stammt von M. KIRCHMAYER (1957 a, Taf. 8, S. 104 – Westteil) und T. GATTINGER (1953, Kt. – Ostteil).

Von Micheldorf an gegen Osten stellt sich am Stirnrandsaum vor dem einförmigen Hauptdolomitgebiet im Inneren der Reichraminger Decke rasch eine eng verfaltete schmale Randzone ein, in der mehrere leicht schräg an den Kalkalpenrand ausstreichende Mulden mit vielfältigem Jura und Neokom zwischen Hauptdolomit-

kernen erscheinen (F. BAUER, 1953, Taf. 1; H. MAURER, 1972, S. 159 und Taf. 1). Querstörungen komplizieren das Bild. Die Zone gehört aber nicht der Ternberger Decke an, wie vielfach vermutet worden ist, sondern ist durch eine bis auf die Mitteltrias herabgreifende Überschiebung südlich des Gr. Landsberges von dieser getrennt (siehe S. 204). Die Fortsetzung der Frontüberschiebung der Reichraminger Decke über die Ternberger Decke wird durch die Schubfläche an der Basis der Mitteltrias des Gaisberges östlich der Steyr repräsentiert. Der Gaisberg ist demnach nicht, wie früher von etlichen Autoren angenommen, Deckscholle des Tirolikums, auch nicht Deckscholle der Reichraminger Decke (E. SPENGLER, 1928 b, S. 9; 1951, S. 349; F. TRAUTH, 1937, S. 500), sondern er kommt aus der Tiefe empor (F. BAUER, 1953, S. 129; E. SPENGLER, 1959, S. 199; A. TOLLMANN, 1964 d, Taf. 7).

An den W-E-verlaufenden Stirnrand des östlich folgenden Abschnittes streichen die verschiedenen tektonischen Elemente der Reichraminger Decke schräg heran und werden basal in verschiedenen Niveaus abgeschert: Die achsial gegen Osten tauchende Gaisberg-Antiklinale bringt im Hochbuchberg Hauptdolomit heran, die Schobersteinmulde stößt mit ihren Jungschichtgliedern an jene der Losensteiner Mulde, im Gr. Dirn schließlich wird wiederum Wettersteinkalk der Dirn-Antiklinale auf die letztgenannte Kreidemulde aufgeschoben - Taf. 7, Fig. 9. Der Kern der Dirn-Antiklinale läßt sich gegen WSW zwischen dem rahmenden Hauptdolomit ins Innere der Decke verfolgen: 4 km ENE Molln quert der Antiklinalkern mit Opponitzer Kalk die Krumme Steyring und tritt dort auch entgegen G. GEYER (1909, S. 136; 1913, Kt.) am Südufer auf, wo demnach kein zweiter Ast der Mollner Störung durchzieht. Auch westlich von Leonstein ist noch das Karn im Kern der weiter gegen Westen im Hauptdolomit fortsetzenden Dirn-Antiklinale aufgeschlossen.

Auffällig ist der Faziesumschlag innerhalb der Trias. Während der Kern der Dirn-Antiklinale noch im Wettersteinkalk der Traunalpen-Faziesregion liegt, stellt sich in dem NW von Reichraming damit verbundenen, südlich anschließenden Kern der Hamberg-Antiklinale bereits Muschelkalk und Raminger Kalk der Lunzer Faziesregion ein. Die südlich davon folgende, so lange im Streichen anhaltende Aufschuppung von Reiflinger Kalk an der Mollner Linie verläuft ebenfalls bereits ganz im Bereich der Lunzer Fazies. Die Mollner Linie GEYERS aber (1909, S. 136; 1910 a, S. 86, Abb. 3) ist nicht Deckengrenze, wie früher vielfach angenommen (E. SPENGLER, 1928, S. 7; F. TRAUTH, 1937, S. 501), sondern ist Aufschuppungsfläche innerhalb der Reichraminger Decke, die sicherlich durch den Materialunterschied der Faziesräume mitbedingt ist (Faziestektonik im Sinne A. TOLLMANN, 1964 d, S. 99). Gegen Westen läuft sie westlich von Molln aus, gegen Osten hin sollte sie nach E. SPENGLER (1959, S. 197) ebenfalls noch vor Erreichen der Weyerer Bögen enden. Dies ist aber durch die glaziale Verschüttung im Ennstal nicht belegbar. Es ist heute im Zusammenhang mit der Erkenntnis vom Durchreichen der östlichen Fortsetzung der Mollner Linie, nämlich der Weyerer Linie, bis an den Westrand der Lunzer Decke an den Weyerer Bögen (siehe S. 227) vielmehr ebenfalls wahrscheinlich geworden, daß die Mollner Linie bis an die Weyerer Bögen durchzieht - da man nun in Mollner und Weyerer Linie eine ursprünglich einheitliche, zusammenhängende Struktur sehen kann.

Der gefaltete südliche Teil der Reichraminger Decke südlich der Mollner Linie ist seit G. GEYER (Karten 1912; 1913) nicht mehr neu aufgenommen wor-

den. Über der Hauptdolomit-Grundmasse sind in verschiedenem Umfang und recht verschieden weit anhaltend Muldenfüllungen aus Rhät, Jura und Kreide erhalten. Den besten profilmäßigen Überblick über die Faltenstrukturen gibt der Schnitt 6 auf Taf. 2 bei G. GEYER, 1910. Da diese Mulden nur den abgerissenen Westteil des Falten-systems der Lunzer Decke westlich der Weyerer Bögen bilden, zeigen sie genau wie jene die charakteristischen Faziesunterschiede der Zonen von Norden gegen Süden: Hierlitzkalkfazies in der Schneeberg-Fahrenbergmulde (G. GEYER, 1910, S. 54; F. TRAUTH, 1922, S. 202; A. TOLLMANN, 1966 a, S. 147), Klauskalkfazies in der Anzenbachmulde und Radiolarit-reiche Fazies in der Ebenbachmulde (P. STEINER, 1968, S. 74). All die genannten Einheiten sowie die dazwischenliegenden Antiklinalen verschwinden gegen Osten unter dem transgressiven Gosaustreifen Laussa-Großraming, der als Ganzes nicht eine Mulde im Sinne von H. LOEGTERS (1937, S. 432) bildet, sondern ein im allgemeinen gegen Osten abfallendes Schichtpaket mit den ältesten Gliedern im Westen und den jüngeren am Kontakt mit der Frankenfelder Decke bzw. Cenoman-Randschuppe des Weyerer Ostflügels darstellt (A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1957, S. 223).

## 2. Lunzer Decke

Der Begriff Lunzer Decke wird hier gegenüber dem Erstgebrauch von L. KOBER (1912, S. 360) in eingengtem Sinne, wie bei A. TOLLMANN, 1966 a, S. 161 ff. ausgeführt, angewendet. Diese Einschränkung des Namens auf den nördlichen Hauptabschnitt der Lunzer Decke im alten Sinne war nötig geworden, da es sich mehr und mehr gezeigt hat, daß ein südlicher Lappen im Westen der Decke tektonische Selbständigkeit hat und unter der Bezeichnung „Sulzbachdecke“ (siehe unten) als eigene, höhere Einheit abgetrennt werden muß. Die Lunzer Decke in dieser neuen Fassung besitzt obertags eine Länge von 135 km, setzt aber gegen Osten hin im Untergrund des Wiener Beckens breit fort. Sie erreicht im Westen eine sichtbare Breite von 16,5 km, verschmälert sich gegen Osten hin allmählich, dann im Gebiet zwischen Ramsau und Kaumberg rapide auf eine im Osten im Durchschnitt nur 1 bis 2 km breite Zone und nimmt erst im engeren Wiener Bereich wiederum an Breite zu.

Die Lunzer Decke bildet ganz unzweifelhaft die nachgosauisch abgerissene und an der Weyerer Struktur eingedrehte Fortsetzung der Reichraminger Decke des Westens (Abb. 166 in Band 1 dieser Monographie). Lange ging die Diskussion über die Parallelisierung der Einheiten westlich und östlich dieser großen Querstörung. Heute kann man durch den mehr und mehr ins einzelne gehenden faziel-len und die Einzelstrukturelemente berücksichtigenden Vergleich, wie er zuletzt und am ausführlichsten von P. STEINER (1965; 1968) ausgeführt worden ist, mit Sicherheit die alten Zusammenhänge rekonstruieren. Abschließend betrachtet kann der Parallelisierung der Elemente beiderseits der Weyerer Querstörung im Sinne von G. GEYER (1910, S. 97 f.), E. SPENGLER (1928, S. 11), A. THURNER (1960, S. 25), P. STEINER (1965, S. 181, Abb. 1; 1968, Abb. 9), bei der der Wettersteinkalkzug Dirn-Ennsberg-Antiklinale innerhalb des Bajuvarikums im Norden und Sengsengebirge und Gamsstein als entsprechende Elemente des Südens einander homologisiert werden, der Vorzug gegeben werden gegenüber der Deutung von A. SPITZ (1919, S. 88), F. TRAUTH (1937, S. 502) und A. TOLLMANN (1964 d, S. 101) – Abb. 79.

Wir finden folgende fazielle Anknüpfungspunkte in den auch positionsmäßig homologen Elementen südlich der Deckenstirn (Taf. 4): Der Dirn-Antiklinale mit ihrem Wettersteinkalk inmitten der umgebenden Lunzer Fazies entspricht ganz die faziell gleichartige Ennsberg-Antiklinale. Der Mollner Linie des Westens entspricht die altbekannte, westlich von Weyer durchlaufende Weyerer Linie im Osten (G. GEYER, 1910, S. 91 f.; G. ROSENBERG, 1955 b, S. 527, 542; 1960 a, Abb. 1, S. 96; 1960 b, Abb. 1, S. 34; E. SPENGLER, 1959, S. 251). Diese Aufschuppungslinie stellt ein inneres Element des Hochbajuvarikums dar, das sich durch Faziestektonik dort bildete, wo die Traunalpenfazies durch die Lunzer Fazies mit ihrer dünn-schichtigen Mitteltrias, reich an Reiflinger Kalken, abgelöst worden ist. Über die Gründe, die für einen unmittelbaren ursprünglichen Zusammenhang von Mollner und Weyerer Linie sprechen, wird unten (S. 227) berichtet.

Das Paar Schneeb ergmulde (Westen) und Schrabach aumulde (Osten) wird durch die Hierlitzkalkfazies gebunden, die nächstsüdlicheren Hauptmulden Anzenbachmulde (Westen) und Oisbergmulde (Osten) durch die Klausalkfazies mit der auffälligen Schichtlücke im tieferen Jura. Das südlichste tektonische Element, das beiden Flügeln des Hochbajuvarikums gemeinsam ist, stellt die Kreuzeck-Antiklinale (Westen) bzw. Frenzberg-Antiklinale (Osten) dar, deren Kern im Westen nur aus Hauptdolomit besteht, während vom Frenzberg SW Gr. Hollenstein gegen Osten hin durch wachsende Aufpressung noch das gesamte Karn, schließlich auch der Muschelkalk an die Oberfläche kommen und in dieser Richtung die Antiklinale zuletzt von Süden her stark unsymmetrisch gestaltet wird (P. STEINER, 1968, Taf. 1). Während die partielle Abtrennung des Tirolikums von der

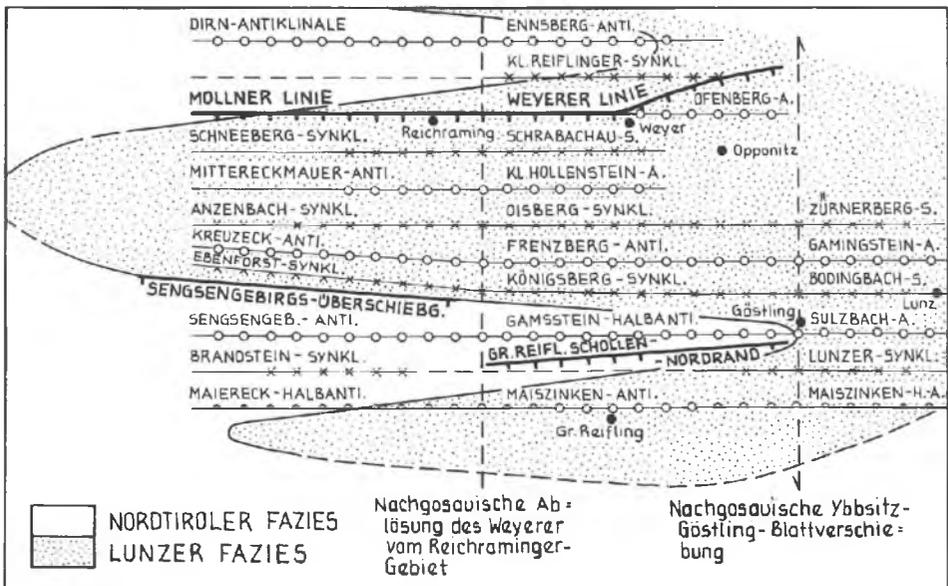


Abb. 79: Die ursprüngliche Faltenverbindung zwischen den Flügeln beiderseits der Weyerer Querstruktur unter schematischer Eintragung der Faziesverteilung nach P. STEINER (1968, Abb. 9). Die Lage der nachgosauischen Weyerer und Göstlinger Querstörung ist eingetragen.

Reichraminger Decke westlich der Weyerer Störung in den Nordschenkel der Sengsengebirgs-Antiklinale gegen die Ebenforst-Mulde hin zu liegen kommt, wird das Äquivalent dieser Radiolarit-reichen Mulde im Ostflügel, nämlich die Königsbergmulde gleicher Fazies, bereits mitten durchschert und überschoben, so daß der normale Schenkel dieser Mulde schon in der Tiefe verdeckt ist – vgl. Abb. 91. In der ebenso wie die Sengsengebirgs-Antiklinale des Westens wiederum im Wettersteinkalk liegenden Gamsstein-Halbantiklinale des Ostens sehen wir nach Klärung der Parallelisierung heute die Fortsetzung des Tirolikums östlich der Weyerer Bögen, so daß die hiezu gehörige Sulzbachdecke südlich der Lunzer Decke zum Tirolikum zu stellen ist, auch wenn weiter im Osten noch Lunzer Fazies in diese Decke hinein vorgreift.

Zur weiteren Charakterisierung dieses westlichen Teiles der Lunzer Decke seien noch einige Bemerkungen angefügt. Die Stirnzone der Decke ist im Abschnitt Stubau-Falkenstein NW Weyerer steil gefaltet, wie das Sammelprofil bei G. ROSENBERG (1960 b, Abb. 2, S. 35) zeigt. Interessant ist der Verlauf der Weyerer Linie als innere Schuppengrenze der Lunzer Decke östlich der Weyerer Bögen. Auf der Karte von G. GEYER (1912) läßt sie sich, durch den breiten Muschelkalk-Aufbruch gut markiert, aus dem Raum westlich von Weyer im Norden über den Abschnitt östlich von Kl. Reifling bis in das Gebiet der Schleiferklause NW von Altenmarkt gut verfolgen. Dort sollte nach allen bisherigen Angaben die Weyerer Aufschuppungsfläche innerhalb der Lunzer Decke enden. Die Neuaufnahme des Gebietes durch E. HERNDLER hat folgende, auch in gemeinsamer Begehung mit dem Verfasser geprüfte Lösung der Frage erbracht. Die Weyerer Linie endet im Süden nicht innerhalb der Lunzer Decke, sondern zieht über den Raum westlich der Schleiferklause und über das Gagerbachtalgehänge zunächst weiter nach Süden, wendet sich dann aber ebenso wie die im Süden folgenden Gesteinszüge gegen Westen und stößt beim Stummer an den Außenrand dieser Decke. Die Verhältnisse sind auf den Kartenblättern „Weyer“ (G. GEYER, 1912) und „Admont“ (O. AMPFERER, 1933) insofern mißdeutet, als diese Autoren den mächtigen Zug von Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk, Partnachschichten und Lunzer Schichten im Hauptdolomitgebiet auf der Westseite des Hochbrand nicht erfaßt hatten, der durch seine Aufschubung auf den westlich davon gelegenen, ebenfalls unbekanntem Jura und Aptychenmergel die Fortsetzung der Weyerer Schuppung gut trassieren läßt.

Mit der Erkenntnis aber, daß die Weyerer Linie nun doch mit Sicherheit bis zum Außenrand der Lunzer Decke verfolgt werden kann und andererseits auch die Mollner Linie nach einzelnen Aufschlüssen im sonst glazial verschütteten Ennstal von Reichraming im Westen zum Ostrand der Reichraminger Decke bei Gr. Raming durchzuziehen scheint, steht einer gedanklichen Verbindung von Mollner und Weyerer Linie zu einer vorgosauisch noch zusammenhängenden, durchgehenden, internen, faziestektonisch bedingten Aufschuppungsfläche des Reichraminger-Lunzer Deckensystems nichts mehr im Wege.

Der Abschnitt der Lunzer Decke im Südosten der Weyerer Linie zeigt mäßige und flache Gewölbe (Ofenberg-Antiklinale) mit breitem Auftauchen von Opponitzer und Lunzer Schichten im Kern, weiter im NE auch Muschelkalk zufolge des allgemeinen Achsenanstieges in dieser Richtung. Auch die Oisberg-

mulde ist noch seicht, aber gegen NW überkippt – G. GEYER (1910, Taf. 2, Prof. 2), O. AMPFERER (1930, S. 73, Fig. 30) – und verflacht gegen Osten hin. Auf die starke Einengung, Seigerstellung oder Überkippung der Elemente vom Deckensüdrand und der folgenden Sulzbachdeckenstirn wurde schon verwiesen (P. STEINER, 1968, Taf. 2).

Sämtliche Elemente der Lunzer Decke sowie die im Süden anschließenden höheren kalkvoralpinen Decken werden aber gegen Osten hin im Meridian von Göstling an der großen Göstlinger Blattverschiebung abgeschnitten und im Ostflügel gegen Norden versetzt. Die bedeutende Wirksamkeit dieser bruchtektonischen Querstruktur hat zum Teil bereits E. SPENGLER (1959, S. 255), besonders aber P. STEINER (1965, S. 276 ff., Abb. 1; 1968, S. 67) erkannt, der die Einzelelemente der voralpinen Decken beiderseits dieses Grenzblattes auf Grund von Fazies und Struktur mit guten Gründen parallelisierte und darauf hinwies, daß dieses Blattverschiebungssystem erst nach Vollendung des vorgosauischen Deckenbaues wirksam wurde und den gesamten Deckenstapel betraf und nicht nur dessen einzelne Elemente. Die genaue Kartierung des Störungssystems steht im einfach gebauten Nordabschnitt noch aus, der Abschnitt um Göstling, wo die Störung ab Kogelsbach gegen Süden in mehrere divergierende Äste zerschlagen ist, wurde von A. HAMEDANI (1973) analysiert. Die Hauptstörung versetzt hier im Raum Kogelsbach den Südrand der Lunzer Decke linkssinnig im Ostflügel 3 km gegen Norden. Ein Ost-, Mittel- und Westast treten in diesem Störungsbündel am deutlichsten hervor. Das Gebirge dazwischen ist durch weitere Störungen zerhackt, so daß im Raum südlich von Göstling einzelne schollenförmige Aufbrüche zustandekommen, die fast das Aussehen von Deckschollen annehmen können. Trotz der kleinräumigen Zerstückelung gelang es A. HAMEDANI, die ebenfalls linkssinnige Versetzung der inneren Elemente der Sulzbachdecke, nämlich die Lunzer Mulde und die gerade noch unter dem Stirnrand der Unterbergdecke hervorlugende Maiszinken-Halbantiklinale, über das Störungsbündel hinwegzuverfolgen (siehe Taf. 5) – vgl. S. 271.

Die vermutliche Fortsetzung der Störung gegen Süden ist bei A. TOLLMANN (1967 a, Taf. 1; 1970 a, S. 26 f.) angedeutet. Den Kalkalpen-Nordrand erreicht die Göstlinger Störung 3 km östlich von Ybbsitz, begleitet von zahlreichen anderen Querstörungen (G. LAUER, 1970, Taf. 3). Eine direkte Fortsetzung in der Flyschzone ist, wie diese Karte zeigt, gegenüber der ursprünglichen Annahme P. STEINERS nicht vorhanden. Die Zürnbergmulde bildet in der Lunzer Decke östlich der Querstörung die Fortsetzung der Oisbergmulde, die Gamingstein-Antiklinale jene der westlich gelegenen Frenzberg-Antiklinale.

Das Ostende der Gamingstein-Antiklinale bringt ESE Gaming im Kern der Aufwölbung die Frankenfesler Decke in Form einer gegen Norden überkippten Antiklinale im Fenster von Urmannsau zutage (siehe S. 212 und Abb. 11). Über der Frankenfesler Decke des Fensterinhaltes erscheint am Südrand noch ein Hauptdolomitspan der Pielachschuppe. Die den Rahmen bildende Lunzer Decke mit einer aufrechten Serie von Muschelkalk bis zum Hauptdolomit wird selbst noch an drei Seiten im östlichen Raum des Fensters von der verkehrten Serie der bis ins Neokom reichenden Sulzbachdecke überlagert, so daß hier über dem Fenster von Urmannsau noch das Steinwand-Halbfenster der Lunzer Decke südlich der Hochkogel-Halbklipe erscheint (vgl. A. RUTTNER, 1963, Taf. 1) – siehe Taf. 5 und Abb. 94, Fig. 4. Gegen Osten hin wird dieser Abschnitt der Lunzer Decke durch die etliche Zehnerkilometer weit

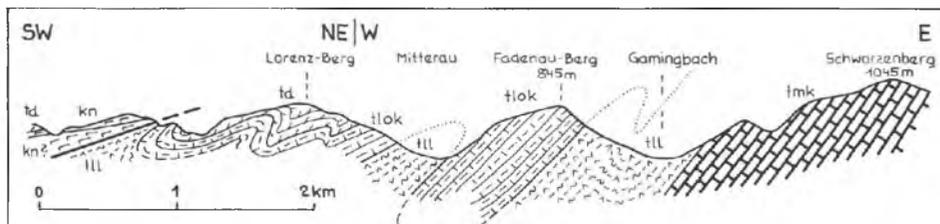


Abb. 80: Der Querfaltenbau in der Lunzer Decke südlich von Gaming nach A. RUTTNER (1949, Abb. 5).

schräg gegen ESE ins Innere der Voralpen durchziehende bedeutende Hochwart-Störung begrenzt, die an die Querstörungen am Ostrand des Brettfensters gegen ESE hin ansetzt. Sie fällt im Westabschnitt steil gegen SSW ein, ins Kalkalpeninnere läßt sie sich aus der Kartierung bis Gösing verfolgen (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 199), im Satellitenbild läuft sie bis ins Göllervorland weiter. Eine genetische Anknüpfung an das Brettfenster im Sinne von A. RUTTNER (1963, S. 14) ist denkbar, während das Urmannsaufenster eine südlichere, nach den Bohrungsergebnissen selbständige und von dieser Störung unabhängigen Struktur darstellt. Aus diesem Abschnitt westlich der Hochwart-Störung sei schließlich noch auf die Bedeutung der ostvergente Querfaltung in der Lunzer Decke südlich von Gaming aufmerksam gemacht, wie sie A. RUTTNER beschrieben hat (1949, S. 120) – Abb. 80.

Die fundamentale Studie über den Abschnitt der Lunzer Decke zwischen dem Ötschervorland im Westen und dem Vorland der Reisalpe im Osten stammt von E. SPENGLER, 1928, in welcher er nach Aufnahme des Kartenblattes Schneeberg-St. Ägyd auch eine erste detaillierte tektonische Übersichtskarte über die Kalkvoralpen des Gebietes der Traisen und Pielach gegeben hat (1928, Abb. 1, S. 60). Zuvor hatte bereits A. BITTNER (1896, S. 387) als Hauptcharakteristikum dieser Region der Lunzer Decke den regelmäßigen, über weite Strecken anhaltenden, durchgehend nordvergent überschlagenen Falten- und Schuppenbau hervorgehoben, wobei als älteste Gesteine der Antiklinalkerne meist der Muschelkalk, als jüngste Schichtglieder im Inneren der Mulden der tithon-neokome Aptychenkalk hervortritt. Vier Hauptschuppen unterschied E. SPENGLER, deren beide mittlere jeweils seitlich aus Antiklinalen hervorgehen: Loicher-, Hammerlmühl-, Hohenstein- und Schwarzenbach-Schuppe, welche letztere nach ihrem Auslaufen im Osten durch die im Traisentalgebiet neu ansetzende Taverner Schuppe ersetzt wird (E. SPENGLER, 1928, Taf. 1) – vgl. Abb. 95. Weit im Süden wird im Pielachursprung-Gebiet in einem Halbfenster unter dem Rahmen der Sulzbachdecke noch die Fuchsriegelschuppe als südlichstes Element der Lunzer Decke sichtbar. Nur gelegentlich verstellen Blattverschiebungen mit bis zu 1 km Förderweite den Verlauf der Mulden (E. SPENGLER, 1928, S. 71).

Zwei Halbfenster mit je 2 km Tiefe gliedern den Stirnrand des besprochenen Abschnittes der Lunzer Decke: Das Jessnitz-Fenster südlich von St. Anton und das Traisen-Halbfenster entlang des gleichnamigen Flusses bei Lilienfeld (siehe S. 215). In beiden kommt über den Jungschichteninhalt der Frankenfesler Decke nach einer verkehrt

lagernden Serie der zwischengeschalteten Pielachschuppe der vielfach mit Muschelkalk einsetzende Rahmen der Lunzer Decke zu liegen. Der aus Kreidesschiefern bestehende Inhalt des 4 km langen, W-E-verlaufenden Jessnitz-Fensters ist nicht zu liegender, sondern nur schwach gegen Norden überkippter Antiklinale geformt. Die den inneren Rahmen bildende Pielachschuppe besteht aus einer verkehrten Serie vom Vilsenkalk bis zum Haselbergkalk (Diphyakalk) und den Aptychenschichten, von Dolomitspänen begleitet. Die Struktur des Aufbruches bei St. Anton war bereits von L. KOBER (1912 b, S. 361, Prof. 4) als Fenster der Frankenfesler Decke unter der Lunzer Decke erkannt worden, war von H. VETTERS (1937 b, S. 36) wiederum zur Mulde umgedeutet, von E. PARLOW (1950, S. 100) aber erneut als Fenster bestätigt worden, der als Zwischenelement noch eine Liegendfalte annahm, während durch die Neubegabung durch den Verfasser darin die verkehrte Serie der Pielachschuppe erkannt worden ist – Abb. 149 in Band 1 dieser Monographie; Abb. 74.

Der Abschnitt an und östlich der Traisen einschließlich des Traisen-Halb-fensters wurde zuletzt von W. NEUBAUER (1949, Taf. 1–3) und F. PROKOP (1951, Taf. 1–2) durch Karten und Profile dargestellt.

Vom Abschnitt westlich von Kaumberg bis in die Region von Alland scheint die bajuvarische Randzone nach langer Diskussion auf Grund neuer Fakten doch eher der Frankenfesler Decke anzugehören, während die Lunzer Decke nur durch ganz untergeordnete vereinzelte Späne an der Front der Reisalpendecke angedeutet ist. Das Neuansetzen der Lunzer Decke wäre dann im Osten in den Raum zwischen Alland und Sittendorf zu verlegen. Die Diskussion über diese noch nicht endgültig entschiedene Frage wird S. 216 abgeführt.

Im NE-streichenden Abschnitt der bajuvarischen Randzone östlich von Altenmarkt, wo im Gebiet des Steinkampl eine Triasdeckscholle der Reisalpendecke aufrucht (G. HERTWECK, 1961, S. 35), sind in dem nicht so stark von Gosau verhüllten Nordteil der bajuvarischen Randzone die Höcherberg-Antiklinale mit Opponitzer Schichten und Hauptdolomit im Kern in randnaher Position und die sie begleitende südlich anschließende und bis in den Aptychenkalk reichende Ölbergmulde weithin verfolgbar (A. SPITZ, 1920, Abb. 3, S. 37). Diese Elemente sind durch die Blattverschiebung des Pöllablattes rechtssinnig versetzt (A. SPITZ, 1920, S. 88 ff. und Profiltaf. 3; B. PLÖCHINGER, 1960, S. 65 ff.). Besonderes Interesse erheischen in diesem Abschnitt die vor der Stirn der höheren Decken sekundär am Südrand der Randzone aus dem Untergrund noch über die Kreide aufgeschleppten großen Schürflingsmassen mit Gesteinen der Frankenfesler Decke im Raum Nöstach und Groisbach (A. SPITZ, 1920, S. 43 ff.; P. SOLOMONICA, 1934, S. 111; G. HERTWECK, 1961, S. 69). Bei diesen Scherlingen hat G. WESSELY (1967, S. 46 f.) – allerdings noch ohne zureichenden Beleg – auch mit einer Beteiligung von pienidischen Spänen des tieferen tektonischen Untergrundes der Kalkalpen gerechnet.

In dem östlichsten oberflächlich sichtbaren Teil der Lunzer Decke, der von Sittendorf an bis zum Wiener Beckenrand mehr und mehr an Breite gewinnt, herrscht ein regelmäßiger nordvergent überkippter Faltenbau, den zuerst A. SPITZ (1910, S. 406, Kt. Taf. 11 und Profiltaf. 13) im Detail erfaßt, gegliedert und benannt hat. F. MARINER (1927, Abb. 7) hat dann, wie erwähnt, die bei SPITZ noch nicht durchgeführte Deckentrennung im Sinne von L. KOBER vorgenommen. Während in der Höllenstein-

**A n t i k l i n a l e** auch noch die tieferen Schichtglieder der Trias bis zum Gutensteiner Kalk emporgefaltet worden sind, tritt in der südlicher gelegenen **T e u f e l s t e i n - A n t i k l i n a l e** nur mehr Hauptdolomit als Kern zutage – Taf. 7, Fig. 2. Die Muldenzüge enthalten außer dem Rhät und Jura die vielfach nach der jungkimmerischen Phase diskordant und nach bedeutender Schichtlücke abgesetzten tithon-neokomen Aptychenschichten. Neuaufnahmen durch G. ROSENBERG (1961; 1965) im Höllensteinzug und durch B. PLÖCHINGER (1958 a, b; 1964 c) im Raum Perchtoldsdorf und Gießhübl haben die Kenntnis des geologischen Baues dieses Abschnittes der Lunzer Decke weiter verfeinert. Bei G. ROSENBERG (1965, Taf. 2) findet sich eine kartenmäßige Darstellung der Struktur des Raumes, in der einprägsam die Unterschiede der Kreidesedimente von Frankenfelser und Lunzer Decke herausgearbeitet werden: In ersterer erscheint stets Oberalb bis Untercenoman, aber keine Gosau, in letzterer jeweils durch Schichtlücke getrennt Oberapt bis Alb, dann das stark diskordante Cenoman und schließlich die ausgedehnte Gosau-Paleozänzone der Gießhübler Mulde am Südrand der Decke. Diese **G i e ß h ü b l e r G o s a u** liegt transgressiv über der Grenze von Lunzer Decke und Gölledercke (H. KÜPPER & G. ROSENBERG, 1954, Abb. 3, S. 32), wobei unter der Gölledercke noch Reste der Peilsteindecke erhalten sind („Gießhübler Stirnschuppe“ bei A. TOLLMANN, 1967 e, S. 715 ff.). In dieser nachgosauischen Phase wurde die Gießhübler Gosau noch kräftig nordvergent gefaltet und überschoben (B. PLÖCHINGER, 1964 c, Profile auf Taf. 1) – Taf. 7, Fig. 2 –, so daß z. B. im Gaisriegel 2 km NW Mödling noch ein Gosaufenster zustande gekommen ist – vgl. Abb. 98 in Band 1 dieser Monographie.

Die Fortsetzung der **Lunzer Decke** im Untergrund des **Wiener Beckens** verläuft über die Abschnitte Oberlaa, Aderklaa, Gänserndorf und Ollersdorf (J. KAPOUNEK et al., 1963, Abb. 1, 4). Die auf Grund der Bohrungen bei Schönkirchen NW von Gänserndorf ursprünglich angenommene Verschuppung in eine „Lunzer Decke I und II“ (J. KAPOUNEK & S. HORVAT, 1968, Abb. 2, 3) – vgl. Abb. 134 in Band 1 dieser Monographie – hat sich als normale Abfolge von Lunzer Decke und Gölledercke erwiesen. Der letzte kräftige Nachschub der Gölledercke über die Lunzer Decke ist hier nachpaleozän erfolgt, wie die Einklemmung der als Brezova-Serie bezeichneten Fortsetzung der Gießhübler Muldenfüllung zeigt. Hier im Untergrund des Wiener Beckens ist noch ein stärkeres Ausmaß der alttertiären Transversaltektonik zu verspüren (Abb. 102) als in der Westfortsetzung obertags, von wo die nachpaleozäne Überschiebung von Gölledercke und Resten der Peilsteindecke (ehemalige „Stirnschuppe“, A. TOLLMANN, 1967 e, Abb. 5) über der Gießhübler Mulde bekannt ist. Daß die Gießhübler Gosau-Paleozän-Serie die direkte Fortsetzung des gleichaltrigen Troges („Brezova-Serie“) im Untergrund des Wiener Beckens im erwähnten Raum darstellt, ist auf Grund der Lithologie, der Stellung, Mächtigkeit und Altersgleichheit nicht zu bezweifeln, auch wenn im Schwermineralspektrum die Granatvormacht, die von Gießhübl bis Aderklaa zu verfolgen ist, von Schönkirchen an ostwärts einer Zirkonvormacht weicht, wobei aber Granat weiterhin vorhanden bleibt. In wirtschaftlicher Hinsicht ist dieser begrabene Abschnitt der Lunzer Decke im Wiener-Becken-Untergrund deshalb besonders interessant geworden, weil im Hauptdolomit dieser Decke jüngst ungeahnt große Ölvorkommen (1962 Schönkirchen, 1966 Prottes) und Gaslagerstätten (1959 Aderklaa, Zwerndorf, Baumgarten) entdeckt worden sind, die bereits heute einen guten Teil der im gesamten Bereich des Wiener Beckens geförderten Kohlenwasserstoffe stellen.

### III. Tirolikum

#### 1. Die Staufen-Höllengebirgsdecke

##### a) Innere Gliederung

Im Jahre 1928 (b) hat E. SPENGLER (S. 8) für die „Tirolische Einheit“ HAHNS im mittleren Kalkalpenabschnitt den Namen „Staufen-Höllengebirgsdecke“ eingeführt. Diese Einheit stellt im Mittelabschnitt der Kalkalpen das tektonische Hauptelement dieses Gebirgssystems dar, da durch den Vorstoß der tirolischen Front im Raum Salzburg-Salzkammergut das Bajuvarikum weitgehend unterdrückt wird, so daß in diesem Bereich die Tirolische Masse, in sich nur in Schollen geringer relativer Bewegung gegliedert, bis zum Kalkalpenrand reicht und so gleichzeitig zur Trägerdecke für die großen, isolierten, darin eingelagerten juvavischen Deckschollen wird. Im Westen (Inn) und Osten (Sengsengebirge) läuft die Überschiebung an der Front der Decke aus, so daß sie seitlich beiderseits in das Umland eingebunden erscheint.

In regionaler Hinsicht läßt sich diese große Decke in einige natürliche Abschnitte gliedern, die in der Reihenfolge von Westen nach Osten besprochen werden sollen – vgl. Taf. 6, Fig. 1–3 und Taf. 7, Fig. 9–13. Der Westabschnitt bis zu dem schüsselförmig gebauten Teil, dem in Fortsetzung der Unkenner Synklinale die Berchtesgadener Decke aufliegt, wurde schon im vorigen Abschnitt erläutert. Mit der Staufen-Stirnfalte (F. F. HAHN, 1913, S. 270; W. ERHARDT, 1931, S. 46, Taf. 2) und der davon abgesplitterten Staufen-Stirnschuppe (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 143) erreicht die Decke 4 km östlich von Inzell den Kalkalpenrand, verschwindet aber nach mannigfaltigen Störungen bald unter der von Gosau, Alttertiär und Pleistozän erfüllten Salzburg-Reichenhaller Niederung bis in den Abschnitt östlich der Salzach. Südlich der Berchtesgadener Decke kommt das Tirolikum im Abschnitt Watzmann-Steinernes Meer zutage. Östlich davon setzt es in der unter lokaler Stirnfaltenbildung mäßig nordvergent bewegten Hagen-Tennengebirgsscholle fort. Am Südrand kann in diesem Raum die intensiv geschuppte, teilweise südvergent bewegte Werfener Schuppenzone von ihrem nördlichen Nachbarland nur unvollständig abgetrennt werden und wurde deshalb bisher als Bestandteil des Tirolikums betrachtet. Da sich aber jüngst gezeigt hat, daß in dieser Zone ein Einfluß der Hallstätter Entwicklung herrscht, könnte die Werfener Schuppenzone in fazieller Hinsicht auch als Tiefjuvavikum, das im Norden noch mit dem Tirolikum zusammenhängt, betrachtet werden. Weiter im Inneren zeigt das Tirolikum nördlich der juvavischen Lammermasse in der Osterhornscholle im Norden eine tiefgreifende Trennung entlang der Wolfgangseestörung vom nordöstlich anschließenden Schafberg-Faltensystem, das seinerseits im Osten durch die Leonsberg-Blattverschiebung begrenzt ist. Die Zone östlich davon stirnt im Höllengebirgs-Traunsteinzug und ist im Süden durch die Auffaltung der inneren Frontpartie der zur Totengebirgs-Faltendecke abgetrennten Tirolischen Einheit überlagert. Der schmale, im Osten folgende Streifen jenseits der Grünau-Teichl-Schrägstörungszone muß, da deckentektonisch nicht getrennt, ebenfalls der Staufen-Höllengebirgsdecke zugerechnet werden. Er zeigt in seiner ganzen Länge bis zum Sengsengebirge hinüber eine nordvergente Stirnfalteneinrollung, deren Überfaltungssintensität gegen Osten hin abnimmt und ausklingt, so daß in der Hochsalmgruppe

NE Grünau in der Windhagscholle noch eine umfangreiche verkehrte Serie vorliegt, im Kremsmauer-, Kirchmauerzug und Sengsengebirgs-Westteil noch eine nordüberkippte Antiklinale, basal abgesichert und überschoben, dahinzieht, während im Bereich des Krestenberges zunächst die nördliche Überschiebungsfäche ausklingt, dann auch die Überkipfung der Sengsengebirgs-Antiklinale verschwindet, so daß in diesem östlichen Abschnitt vor Erreichen der Weyerer Bögen Tirolikum und Hochbajuvarikum der Reichraminger Decke tektonisch ungestört miteinander in Verbindung stehen. Die Schubweite gegenüber dem Hochbajuvarikum mag auch im Zentrum des tirolischen Vorstoßes gering sein, direkt abmeßbar sind jeweils nur wenige Kilometer (Windhagscholle bei Grünau, Spielberg-Vorstoß westlich vom Hinteren Langbathsce).

Die großen steilstehenden Schrägstörungen im Bereich der Staufen-Höllengebirgsdecke, wie etwa die Hundstod-Störung südlich vom Watzmannmassiv mit südgerichteter Komponente und die Wolfgangsee- und Teichl-Störung im Nordrandbereich dieser Einheit, sind junge, nach vollendetem Deckenbau erst nacheozän angelegte bruchtektonische Ausweichstrukturen, deren Schrägverlauf wohl dem generell wirkenden Diagonalscherflächensystem der Kalkalpen seine Anlage verdankt (A. TOLLMANN, 1970 a, S. 51).

#### b) Die Hochkalter-Watzmanngruppe, Hoher Göll, Steinernes Meer und Hochkönig

Die Hochkaltergruppe zwischen Ramsauer Ache im Norden, Klausbach im Westen und Wimbach im Osten und der Hundstod-Aufschubung im Süden gelegen, hat durch W. BARTH (1968) eine Neubearbeitung erfahren. Im NW und NE der Gruppe wird das Tirolikum durch die Berchtesgadener Decke überlagert, im südwestlichen Vorland sind Deckschollen der Hallstätter Decke vorgelagert. Der Bau der Gruppe ist einfach. Zusammen mit dem Watzmannmassiv im Osten bildet die etwa 2,5 km mächtige Triasschichtfolge des Hochkalterstockes ein hohes Gewölbe, das durch die N-S-verlaufende Kerbe des Wimbachtales tief angeschnitten ist, so daß dort der Ramsaudolomit im Kern der Antiklinale auftritt (W. BARTH, 1968, S. 155, Profiltaf., Prof. 6) – Abb. 81, 106. Bei vorherrschendem Nord- bis Nordwestfallen der Serie im Nordteil der Hochkaltergruppe und West- bis Südwestfallen im südlichen Teil werden die Außenflanken dieses Gewölbes besonders durch den Dachsteinkalk aufgebaut. Eine Unzahl von bruchtektonischen Störungen, unter denen die NW-SE-Richtung dominiert, zerhackt diese Aufdomung. Eine größere Komplikation tritt nur im SW ein, wo die Hochkaltergruppe mit einem stirnfaltenförmigen, gegen SW hin zurückgerichteten Scharnier im Kammerling und Alpelhorn südwestwärts drängt, im gleichen Sinne wie die steil in diese Richtung auffahrende Hundstod-Aufschubung und die unter ihr aufgeschleppte Halbantiklinale, die auch im Liegenden nochmals von gleichartiger NW-SE-streichender Störung begrenzt ist (vgl. Prof. 1–3 der Profiltaf. bei W. BARTH). Weiterhin gegen Südwesten absteigend gelangt man in die gleichorientierten vorgelagerten Jura-Kreide-Mulden der Funtensee- und der Weißbach-Synklinale.

Die Watzmanngruppe bildet den Ostflügel des genannten Gewölbes östlich vom Wimbachtal (Abb. 81). Über sie liegt eine ausführliche Beschreibung mit geologischer Karte durch C. LEBLING et al. (1935) vor. Die NE- bis N-fallende Schichtfolge reicht vom Ramsaudolomit bei der Wimbachgrießalpe im SW bis zu dem an Brüchen

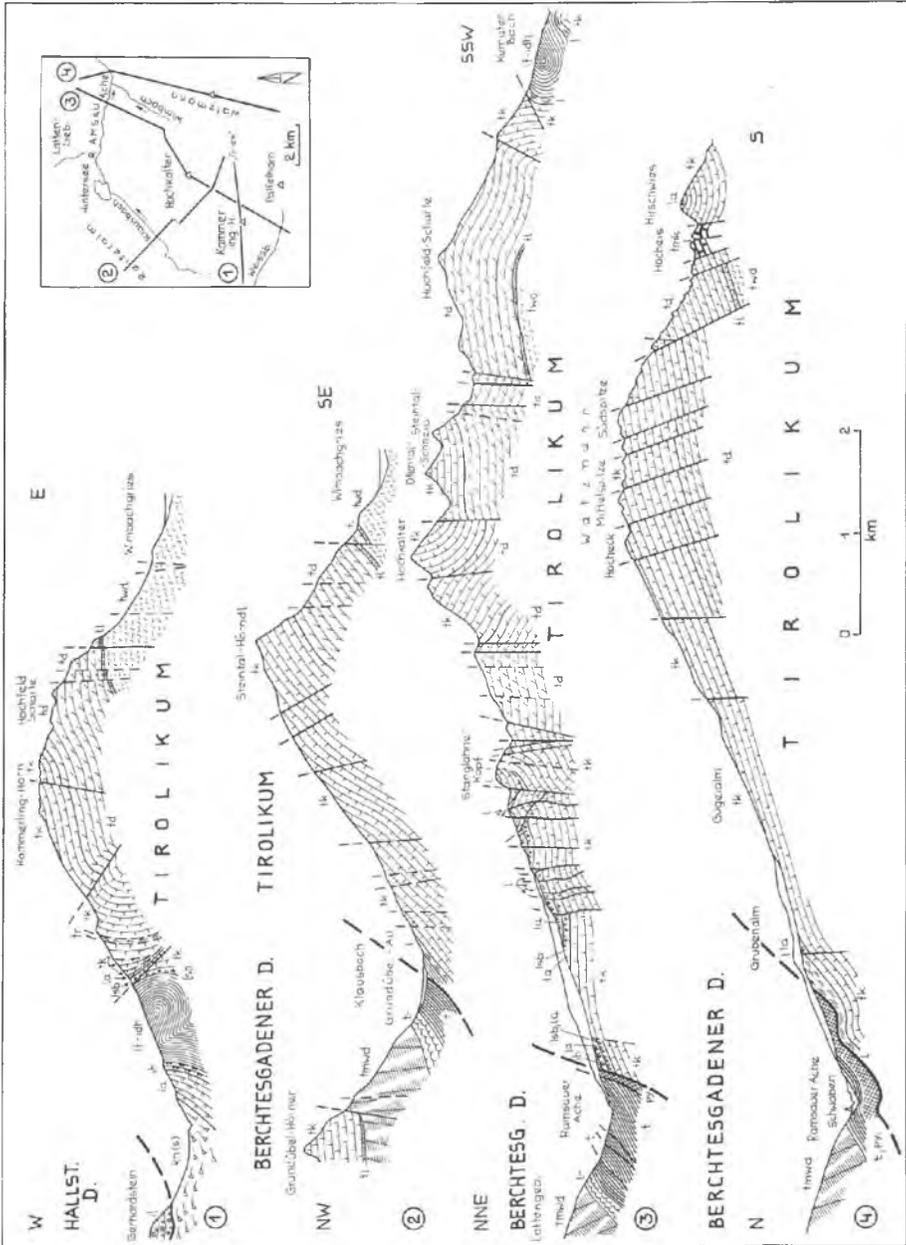


Abb. 81: Profile durch die Hochkalter- und Watzmanngruppe nach H. BARTII (1968) und C. LEBLING (1955).

eingesenkten Jurarest hinter dem Dachsteinkalkzug westlich des Nordendes vom Königssee. In dieser nach NE geneigten Schichtplatte bildet der Hauptabsturz vom Watzmannkamm gegen SE mit 2000 m Höhe die höchste Wand der Ostalpen, im tieferen Teil aus Hauptdolomit, im höheren aus gebanktem Dachsteinkalk bestehend. Die zahllosen, vorwiegend NW-SE-orientierten, steil südlich fallenden Verwerfungen sind besonders an der Kalk-Dolomit-Grenze gut abzulesen (vgl. N-S-Profil bei C. LEBLING, 1935, Profiltaf.). Die Südrandzone der Watzmanngruppe zeigt im Eisgraben bei der „Kirche“ und westlich davon im obersten Wimbachtal südlich vom Schönfeld und bei der westlichen „Kirche“ Muschelkalk und Werfener Schieferaufbrüche in einer WSW-ENE-ziehenden Störungszone. Diese Schollen sind entgegen F. F. HAHN (1913, S. 340) gerne als ortsfremde Deckschollen betrachtet worden (C. LEBLING et al., 1935, S. 29; W. DEL-NEGRO (1950, S. 114) und bis jüngst als Fortsetzung der juvavischen Torrenner Joch-Zone beiderseits des Königssees genommen worden (C. LEBLING et al., 1935, S. 9, Abb. 2 b; H. ZANKL, 1962, Abb. 1, S. 448; E. CLAR, 1965, Taf. 1). Eine Revision der Zone hat aber erbracht, daß es sich westlich des Königssees um eine antiklinal gebaute, die normale Basis des Watzmanns bildende Tieftriaszone handelt, bruchtektonisch weiter gestört. Diese Eisbach-Antiklinale setzt sich östlich des Königssees wohl im Feuerpalfen gegenüber von St. Bartholomä fort und muß nicht in die Torrenner Joch-Zone münden (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 155; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 105, Abb. 9–10).

Das Massiv des Hohen Göll ist allseits durch auch morphologisch hervortretende tektonische Linien begrenzt (Taf. 6, Fig. 1). Da heute die deckentektonische Verbindung des Göllmassivs über das Bruchstaffelsystem auf der Nordseite des Kehlsteins zum übrigen umlagernden Tirolikum allgemein anerkannt wird, ist auch dieser Dachsteinkalkklotz zum Tirolikum zu stellen. Noch bei B. PLÖCHINGER (1955, S. 116 f., Taf. 5) wurde diese Nordgrenze der Göll-Kehlstein-Scholle entlang der Linie Wilder Freithof-Gollinger Wasserfall trotz der steilen Lage der Grenzflächen als deckentektonische Trennung zwischen den Dachsteinkalken zu beiden Seiten gewertet, an der Linsen von Oberalmer Schichten eingeklemmt sind. Der Göll galt bei B. PLÖCHINGER (1955) als Juvavikum. Der Verfasser folgt ihm darin (1968 a, S. 228; 1969 c, S. 154). In der Zwischenzeit haben sich die Autoren auf den Einspruch von W. DEL-NEGRO (bes. 1972) hin und durch erneute Geländebegehung am Nordrand des Kehlsteins davon überzeugen lassen, daß der Göll diesem im Norden gelegenen Tirolikum zuzurechnen ist, auch auf Grund der seit J. KÜHNEL (1929, S. 519) bekannten Oberalmer Basalkonglomerat-Transgression über beide erwähnte Einheiten hinweg (A. TOLLMANN in W. DEL-NEGRO, 1972, S. 314).

Die Göllscholle weist den Bau einer großen, west-östlich streichenden Halbantiklinale auf. An dem großen Längsbruch vom Bluntautal südlich vom Hohen Brett vorbei ist diese Halbantiklinale im Süden abgeschnitten und herausgehoben. Sie besteht aus einem nordfallenden Halbgewölbe aus Dachsteinriffkalk im Süden, dem H. ZANKL (1969 a) eine eingehende stratigraphisch-faziologische Untersuchung gewidmet hat, und aus geschichtetem Dachsteinkalk im Norden, der ein stirnartiges Gewölbe gegen Norden im Bereich südlich des Weißenbaches erkennen läßt (vgl. B. PLÖCHINGER, 1955, Taf. 5). Über die Verhältnisse im Bereich des Staffelbruches im Westabschnitt des Nordrandes dieser Göllscholle informierte zuletzt W. DEL-NEGRO (1972, S. 312, Abb. 1) und zeigte

das in treppenförmigen Absätzen dem Dachsteinkalk des Kehlsteins auflagernde Oberalmer Basalkonglomerat, die Oberalmer Schichten und schließlich das Neokom als verbindende Glieder.

In späterer Phase erlitt die Umgebung der Göllscholle noch eine zusätzliche kräftige W - E - E i n e n g u n g. Hiedurch wird einerseits die Abbeugung dieser Scholle gegen die Salzachtal-Synklinale im Osten bewirkt, es wird andererseits aber insbesondere die schöne und altberühmte westvergente Überschiebung des Kehlstein-Göllmassivs über die Jurakalke der Scharitzkehlalm samt Bildung der Höllgraben-Zwischenschuppe aus Jurakalken produziert, von der bereits E. BÖSE (1898, S. 492, Abb. 11) als einer der eindrucksvollsten Überschiebungen überhaupt berichtet hat. Diese westgerichtete Überschiebung ergreift auch noch den südlich davon gelegenen Jenner, einen Bestandteil der im Süden angrenzenden Hallstätter Fazieszone des Torrener Joches – vgl. auch H. ZANKL (1962, S. 458, Abb. 4). Seitenverschiebungen waren mit diesen Bewegungen sicherlich verbunden, keineswegs aber existiert die von A. G. FISCHER (1965, S. 25) angenommene Lateralverschiebung mit 30 bis 40 km Seitenversetzung.

Primäre Beziehungen zwischen dem Göllmassiv und dem südlich davon hinziehenden, bruchtektonisch abgegrenzten Torrener Joch-Tiefjuvavikum sind durch die auch von H. ZANKL (l. c.) wiederum bestätigte Verzahnung von ammonitenreichem rotem norischem Hallstätter Kalk mit dem Dachsteinkalk des Hohen Brett gegeben. Dies spricht für eine parautochthone Stellung der Torrener-Lammer-Zone, wie S. 324 ff. näher ausgeführt wird.

Als Steinernes Meer wird die Berggruppe zwischen der Eisbach-Antiklinale, dem Königssee und dem obersten Blühnbachtal im Norden, der Salzach im Osten, dem Kalkalpen-Südrand im Süden und der Saalach bis zum Weißbach im Westen bezeichnet. Auf der Südseite dieser Gruppe ist die normal lagernde Triasschichtfolge von den Werfener Schiefen bis zum Dachsteinkalk am vollkommensten aufgeschlossen (J. PIA, 1923, S. 38 ff., Taf. 2, Prof. 3; W. DEL-NEGRO, 1950, S. 115). Das Plateau selbst wird vorwiegend aus gebanktem Dachsteinkalk aufgebaut, im SE durch Riffkalk abgelöst. Jura ist stets nur in geringen Resten, besonders in der Umgebung des Funtenseetauern vorhanden. Die F u n t e n s e e m u l d e gewinnt ja nach NW über das Seehorn an die vom Weißbach gegen SE ziehende Jura-Neokom-Mulde Anschluß. Der Nordteil des Steinernen Meeres ist durch ein System von besonders NW-SE und rechtwinkelig darauf stehenden Brüchen stark zerhackt, die Schollen im Nordteil des Plateaus erscheinen gegenüber den südlichen abgesenkt (Abb. 82). Durch diese Scholleneinklemmung ist lokal vielfach noch die Jurabedeckung erhalten geblieben, ferner aber verblieben auch zahlreiche Reste der juvavischen Schubmasse in solchen tektonischen Tiefs, teils in Hallstätter Fazies, teils als Reste der Berchtesgadener Schubmasse. Die 17 j u v a v i s c h e n D e c k s c h o l l e n (Taf. 3) über Steinernem Meer und Hagengebirgs-Westteil, besonders durch F. F. HAHN (1913, S. 343) aus der Region östlich vom Hundstod und von C. LEBLING (1935, S. 25, 28 und Kt.) vom Funtenseegebiet, dem Plateau südlich vom Königssee und Obersee sowie dem Langtalgebiet westlich vom Hagengebirge beschrieben, werden im Kapitel über das Juvavikum näher erörtert. Als tektonische Hauptstruktur zieht noch die H u n d s t o d a u f s c h i e b u n g (F. F. HAHN, 1913, S. 213) mit ihrer gegen SW gerichteten Bewegungstendenz und der davor im SW aufgepreßten Halbantiklinale von NW her über den Hundstod in Richtung Hirschwand ins Steinerne Meer. Sie

stellt sozusagen die Rückschuppungslinie der Wimbachgruppe über das Steinerne Meer gegen SW dar. Über das Verhältnis von Bruch- und Falten tektonik in den nördlichen Ausläufern des Steinernen Meeres um die Hochkranz-Deckscholle hat W. SIEWERT (1973) Beobachtungen beigebracht. Gegen Westen hin verbindet sich das Steinerne Meer ungestört mit den einfach gebauten, nur durch die flache Birnhorn-Antiklinale in ENE-Richtung durchgezogenen Leoganger Steinbergen.

Der Hochkönigstock hingegen wird vom Steinernen Meer durch den SW-NE-verlaufenden Torschartenbruch (F. F. HAHN, 1913, S. 301), der vom Urschlaual über die Torscharte ins oberste Blühnbachtal zieht, getrennt, wobei der Südostflügel um etwa 300 m abgesenkt erscheint, so daß der Dachsteinkalk des westlichen Hochkönigmassivs gegen den Dachsteindolomit des östlichen Steinernen Meeres grenzt. Die ursprünglich hier vermutete horizontale Komponente an der sicher als Blattverschiebung angelegten Störung aber dürfte keineswegs bedeutend sein, da ja an den NE-ziehenden Schrägstörungen allgemein Linksseitenverschiebungen eintreten, umgekehrt wie F. MACHATSCHKEK vermutet hat (vgl. W. DEL-NEGRO, 1950, S. 118). Das überraschende Ausmaß der Längserstreckung dieses Torschartenbruches wurde erst am Satellitenbild (vgl. Abb. 18) erfaßt: Die Störung reicht mit SW-NE-Verlauf vom Südrand der Grauwackenzone bis zur Osterhorn-Südstörung (s. l.) westlich vom Paß Lueg (vgl. S. 61).

Das Plateau des morphologisch am Kalkalpensüdrand weit gegen Süden vorspringenden Hochkönigstockes baut Dachsteinriffkalk auf, gegen Norden in geschichteten Dachsteinkalk übergehend und gegen Süden Hallstätter Kalklinsen beinhaltend. Im großen herrscht Nordfallen. Die früher so betonte ladinische Schichtmächtigkeitsreduktion wird auf der Südseite des Hochkönigs nach F. F. HAHN (1913, S. 302) besonders deutlich. Eine flache Mulde, die Hochkönig-Synklinale, beherrscht das Plateau. Im östlichen Teil dieser Synklinale ist im Imbergkamm noch Jura in Resten erhalten, ferner aber konnte durch W. HEISSEL (1953, S. 344 und Taf. 14) über diesem oder direkt über Dachsteinkalk noch eine juvavische Deckscholle aus Ramsaudolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk entdeckt werden („Riedelwand-Deckscholle“). Eine weitere, östlichere, von diesem Autor (1955, Taf. 12, Übersichtskarte) am Windringberg angenommene Ramsaudolomit-Deckscholle bzw. -Schuppe sowie die Schuppung am Flachenberg NW Bischofshofen im Sinne von W. DEL-NEGRO (1955, S. 17) existiert nicht, wie bei A. TOLLMANN (1969 c, S. 139) ausgeführt wird. Im Norden schließt an den Hochkönigstock – durch eine steile, nordwärtige Aufschuppung unter den Nordabstürzen von H. Tenneck und Eibleck getrennt – die Trias des Blühnbachtales mit lokalen, kurzen Längsantiklinalen an. Die komplizierte Verschuppungen im Blühnbachtal sowie am Hochkönig-Südfuß werden im Zusammenhang mit der Werfener Schuppenzone besprochen.

### c) Hagen-Tennengebirgszug

Das Hagengebirge erfüllt den Raum zwischen Königssee im Westen und Salzach im Osten, im Norden mit flexurartigem Stirnscharnier gegen die Torrener Jochzone hinabtauchend, im Süden entlang der Linie Obersee-Blühnbachtal ohne tektonische Begrenzung mit dem Hochkönigstock zusammenhängend, bzw. an die Werfener Schuppenzone angrenzend. An geologischen Karten existiert die Aufnahme von C. LEBLING et al.

(1935) vom Abschnitt westlich der großen Langtalgrabenstörung bzw. vom deutschen Anteil, ferner die veraltete Karte von E. FUGGER (1907 c: Blatt Hallein) über den Nordostteil, keine Karte aber vom Südostabschnitt des Gebirges. Der Bau der Gruppe ist einfach. Sie besteht aus einem Schichtstoß vom Haselgebirge im Blühnbachtal angefangen über die dolomitreiche Mitteltrias, über schwächtiges Karn und Hauptdolomit bis zu dem vorwiegend die Oberfläche des Plateaus einnehmenden Dachsteinkalk, über dem nicht unbedeutende Reste von Jura (besonders im Westteil und am Nordrand) erhalten sind, lokal mit berühmten Fossilfundstätten (Lias der Kratzalpe 4 km SW Golling). Das tektonische Leitelement der Struktur der Berggruppe bildet das Abtauchen der Schichtplatte gegen Norden, verdeutlicht durch die Lage der Untergrenze der Dachsteinkalkplatte, die im Süden 1800 m hoch ist, gegen Norden hin aber bereits beim Gasthaus Stegenwald 6 km südlich von Golling den Salzachtalboden erreicht (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 120). Auch die Hauptstruktur, die erwähnte stirnartige Flexur im Norden gegen das Bluntatal hin, setzt sich, wie die gesamte Serie des Stockes, ohne Unterbrechung vom Osten her aus dem Tennengebirge über die Salzach fort. Das auffälligste innere Faltelement ist die Fagsteinfalte SW vom Schneibstein, wo eine Querfalte aus Dachsteinkalk unter Durchreißen des Mittelschenkels den unterlagernden Lias westvergent überschicht (C. LEBLING et al., 1935, S. 23). Analoge westergente Schuppungen stellen sich ferner nach dem gleichen Autor (Profiltaf., Prof. 9) am Regenberg NE vom Obersee ein (Abb. 82). Besondere Bedeutung kommt aber in dieser Gruppe der bruchtektonischen Formung zu.

Parallel zum Königsseebruch zieht mitten durch die Gebirgsgruppe das ebenfalls NNE-SSW gerichtete Langtal-Grabenbruchsystem, durch dessen Wirkung eine Reihe von juvavischen Deckschollen erhalten blieb, den Fernschub dieser hochalpinen Masse beweisend. Weitere juvavische Deckschollen mit Haselgebirge an der Basis liegen nördlich der Priesbergalm und südlich des Kesselbaches östlich vom Königssee. Die weitgehende Zerstückelung der Gruppe durch Längs-, Quer- und Schrägbrüche kleineren Ausmaßes wird durch die Karte von C. LEBLING (1935) deutlich.

Das Tennengebirge stellt, wie erwähnt, die direkte östliche Fortsetzung des Hagengebirgs-Tirolikums östlich des Salzachdurchbruches dar. Wie bei jenem steigt die Normalschichtfolge über der Werfener Schuppenzone des Südrandes zusammenhängend bis zum Dachsteinkalk auf, über dem dann noch am Nordabfall lokal Jura vom Adneterkalk aufwärts mit den berühmten manganvererzten Strubbergsschichten (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 199–223; K. LECHNER & B. PLÖCHINGER, 1956, S. 303 ff.) und mit ihren sedimentären Riesenschollen (V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964, S. 228 f.) folgen. Auf die Mächtigkeitsreduktion der ladinischen Dolomite auf der Tennengebirgssüdseite gegen Osten hin wurde seit F. F. HAHN wiederholt verwiesen. In bezug auf die Dachsteinkalk-Entwicklung gilt das gleiche Prinzip wie am Hochkönig, im Hagengebirge, am Göll etc.: Im Süden sind es Riffkalke mit einzelnen Hallstätterkalklinsen (siehe S. 241), gegen Norden schließt die geschichtete Hinterriffazies an.

Im ganzen genommen liegt die Tennengebirgsscholle wiederum gegen Norden gekippt. Zusätzlich wird das Nordfallen durch die schöne Stirnflexur gegen das Lammerthal betont, wo die Dachsteinkalkbänke mit dem auflagernden Jura eindrucksvoll und steil unter die juvavische Lammermasse einfallen (Abb. 107 und Taf. 7, Fig. 13). Diese Flexur ist durch eine Reihe SW-NE-verlaufender linksseitiger Blattverschiebungsstaffel

gegliedert. Im stark gestörten, von O. SICKENBERG (1928, S. 101 f.) als Schuppensystem gedeuteten Abschnitt Schallwand-Traunstein, 5,5 km WNW Annaberg, kommt eine lokale, von B. PLÖCHINGER (1952, S. 183 und Taf. 12) als Antiklinale gedeutete Dachsteinkalkscholle noch nördlich der Strubbergschieferzone zum Vorschein. Hier im Osten des Tennengebirges westlich von Annaberg kommt die tektonisch tiefere Position gegenüber der wohl südvergent aufgeschobenen Lammereinheit durch eine Reihe von Halbklippen und Deckschollen letzterer über dem Tirolikum zum Ausdruck, so in der Gwechenberg-Halbklippe, unter deren Werfener Schiefermassen noch in drei Fenstern

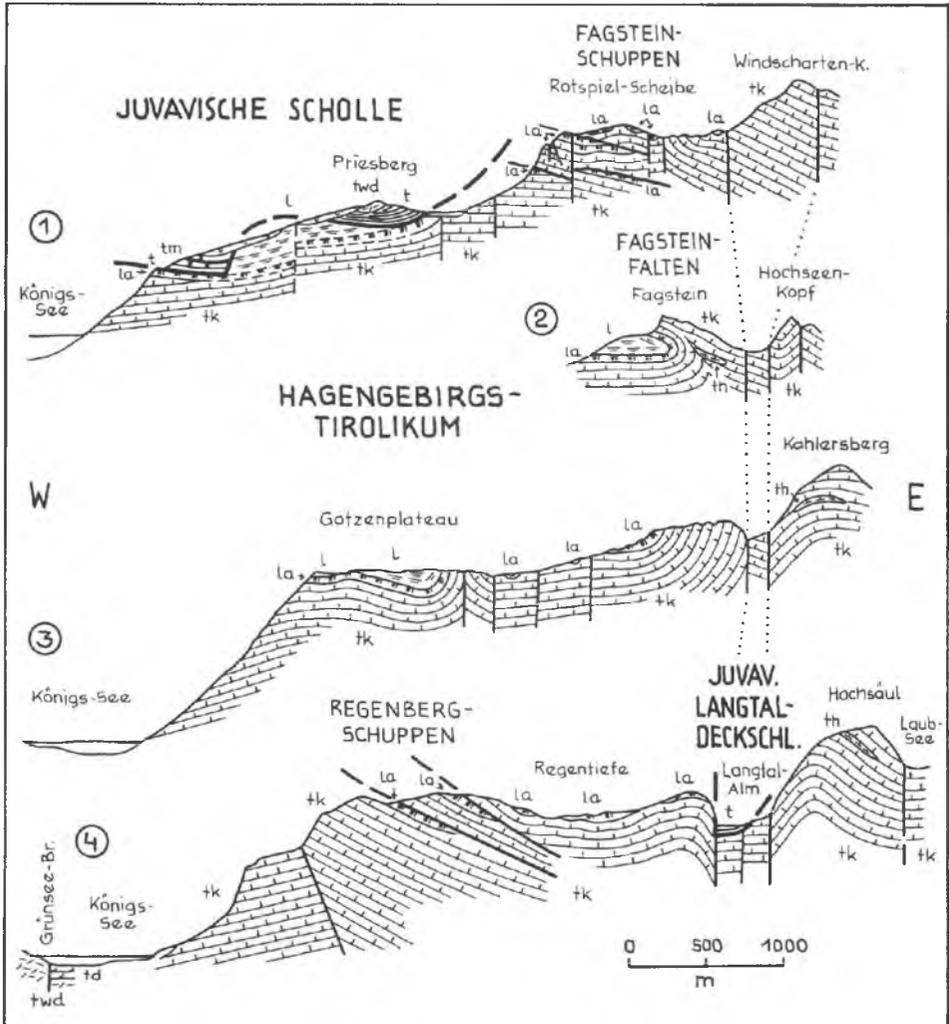


Abb. 82: Längsprofile durch das Hagengebirge über Fagstein, Regenberg und das Langtal, um die Querfaltung und Querschuppung zu zeigen. Nach C. LEBLING et al., 1935, Profiltaf., Fig. 6-9.

der tirolische Untergrund mit Halobien-schiefer und karnischem Dolomit hervorschaut (O. SICKENBERG, 1928, S. 135 und Taf. 2; H. GRUBINGER, 1953, S. 152). Weitere juvavische Schollen aus Werfener Schiefen über dem Tennengebirgs-Tirolikum wurden von den gleichen Autoren im westlich anschließenden Gebiet der Gappenalm und Königswand beschrieben. Eine vom Pitschenberg 4 km NE Tenneck beschriebene Deckscholle von Werfener Sandstein (J. KÜHNEL, 1928, S. 240 ff.) ist in neuerer Zeit noch nicht überprüft worden.

Obleich keine geologische kartenmäßige Darstellung des Gesamttraumes des Tennengebirges vorliegt, sind Teilstücke kartenmäßig belegt: So der Nordrand durch H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, Taf. 9), der Ostteil durch O. SICKENBERG (1928, Taf. 2), der Südteil durch E. FUGGER (1915, Taf. 20), F. TRAUTH (1925, Taf. 2), H. GRUBINGER (1953, Taf. 1) und R. ROSSNER (1972, Taf. 4), der Westteil durch E. FUGGER (1907 c). Die Hydrologie und Karstgenese des Tennengebirges hat B. TOUSSAINT (1971) beschrieben.

#### d) Die Werfener Schuppenzone

Die Stellung: Südlich von Hagen- und Tennengebirge schließt sich im Raum zwischen Blühnbach- und Imlautal im Westen (bzw. Ausläufern um den Hochkönig im Süden herum) und den Dachstein-Südvorlagen im Osten ein bis 10 km breites, intensiv verschupptes Land am Kalkalpen-Südrand im Hangenden der (als primärer Sockel) unterlagernden Grauwackenzone an, das als Werfener-St. Martiner Schuppenland bezeichnet wird. Vorwiegend Untertrias (Werfener Schichten) und Mitteltrias sind am Aufbau dieser Schuppenserien beteiligt, permisches Haselgebirge tritt zurück, Obertrias ist selten – vgl. Taf. 6, Fig. 1 und Taf. 7, Fig. 11–13.

Die großtektonische Zuordnung dieses Werfener Schuppenlandes ist lange Zeit diskutiert worden und kann auch heute noch je nach Definition der Größeneinheiten verschiedenartig vorgenommen werden. L. KOBER sah darin zuletzt entweder Bajuvarikum, und zwar Reste der Lechtaldecke (1938, S. 117), oder auch Tirolikum (1955, S. 248), sein Schüler H. GRUBINGER nach Neubearbeitung eines Abschnittes (1953, S. 156) Bajuvarikum, das vom Tirolikum der Tennengebirgsmasse nordvergent überschoben sei. E. SPENGLER (1956, S. 42 f.) stellte die Werfener Schuppenzone hingegen primär an den Kalkalpen-Südrand und verglich sie mit der Aflenzler Entwicklung. F. TRAUTH schließlich, der einst beste Lokalkenner des Raumes (1916, S. 84; 1927, S. 55; 1937, Taf. 1), schließt die Schuppenzone als nur unbedeutend südvergent post-gosauisch abgeschuppten Südteil des als juvavisch gedeuteten Tennengebirges an dieses primär im Süden an, reiht es aber in seine südjuvavische Zone ein. Der Verfasser (1969 c, S. 141) schließlich hat sich nach näherer Beschäftigung mit dieser Zone und ihrem Zusammenhang zum Hagengebirge im NW und zum Hochkönig im SW davon überzeugen können, daß die Werfener Schuppenzone tektonisch sicher an den Südrand des Hagen/Tennengebirgs-Tirolikums anschließt. In tektonischer Hinsicht kann sie daher vom Tirolikum nicht abgetrennt werden. In fazieller Hinsicht aber gibt es im Inneren der Zone so viele Hinweise auf Hallstätter Fazies (siehe unten), daß man aus dieser Sicht von einem „Tiefjuvavikum“ am Südrand der Kalkalpen sprechen könnte. Da der Begriff Juvavikum von HAHN als tektonofazieller Begriff geprägt worden ist, ist er

eigentlich nur dort anwendbar, wo Fazies und Tektonik zusammen eine derartige Bezeichnung befürworten. Wie bei Besprechung der Hallstätter Zonen des Salzkammergutes S. 336 ausgeführt wird, gehört die Trias der Werfener Schuppenzone in den südlichen Hallstätter Kanal bisheriger Nomenklatur, bei einer weiteren Aufspaltung aber wäre diese Zone Bestandteil des Hallstätter Mittelkanals, während der Südkanal in neuem Sinne hinter die ursprünglich noch südlicher gelegene Berchtesgadener Decke und ihre Äquivalente zu liegen käme.

Die Schichtfolge der Werfener Schuppenzone setzt mit lokal mächtigem gipsreichem Haselgebirge ein, das nach Westen z. B. noch bis 1 km SW Tenneck verfolgt werden konnte. Sie beinhaltet sehr mächtige Werfener Quarzite, -Schiefer und auch fossilreichen oberskythischen Werfener Kalk, Reichenhaller Rauhwaacke, Gutensteiner Wurstelkalk, mächtigen Gutensteiner Dolomit und Ramsadolomit, Hallstätter Buntdolomit und cordevolischen Hornsteinknollendolomit, auch rotverfärbten Reiflinger Kalk (Schreyeralmkalk?), gelegentlich mächtiges schiefrig-kalkiges Unterkarn, Opponitzer Dolomit, Hauptdolomit, Dachsteinkalk mit Einschaltungen von roten Hallstätter Kalklinsen im oberen Blühnbachtal (W. HEISSEL, 1951 Vh., Taf. 4, Fig. 2; A. TOLLMANN, 1969 c, S. 142 f.; R. ROSSNER, 1972, S. 6 ff., u. a.). Der Hallstätter Faziescharakter ist demnach angedeutet in den Hallstätter Buntdolomiten, dem Schreyeralmkalk (?), den Hornsteinknollendolomiten und dem Hallstätter Kalk der Obertrias sowie durch möglichen Hallstätter Einfluß im gipsreichen Haselgebirge und im Reiflinger Niveau. Wie 1976 a, S. 513 vom Verfasser ausgeführt, zeigt diese Fazies gute Übereinstimmung mit der Zwieselalmfazies der nordöstlich anschließenden Hallstätter Region.

Unter den tektonischen Problemen der Werfener Schuppenzone stellt sich uns zunächst die lang diskutierte Frage nach Ausmaß und Bedeutung der sogenannten „Hochgebirgsüberschiebung“ F. TRAUTHS (1916, S. 78; 1917, S. 27; 1927, S. 60), an der das Werfener Schuppenland in postgosauischer Phase südvergent durch die Kalkhochalpen-Stöcke vom Hochkönig bis zum Stoderzinken überschoben gedacht war. Noch W. DEL-NEGRO (1950, S. 83; 1960, S. 19; 1970, S. 26) und E. SPENGLER (1956, S. 14) haben an einer solchen bedeutenden generellen südvergenten Überschiebung, die bei SPENGLER mindestens 9 km betragen sollte, festgehalten. Die Beobachtungen von W. HEISSEL (1955, S. 188 ff.) im Raum zwischen Hochkönig und Flachenberg NW Bischofshofen und von A. TOLLMANN (1969 c, S. 138) an der Nordseite des Imlau- und Blühnbachtales, besonders im Hundsgabenprofil NNW von Schloß Blühnbach, haben mit Sicherheit gezeigt, daß in diesen Abschnitten keine Abscherung der Karbonatplatte von ihrer Werfener Schiefer-Unterlage vor sich gegangen ist und hier keine „hochalpine Überschiebung“ dazwischen existiert. Das besagt natürlich nicht, daß nicht in anderen Abschnitten, etwa östlich der Salzach, lokale Bewegungsflächen in diesem oder anderem Niveau auftreten: So konnte z. B. R. ROSSNER (1972, S. 49) einen Abschnitt der ursprünglichen TRAUTHSchen „hochalpinen Überschiebung“ an der Basis des noch zum südlichen Tennengebirgsrand gerechneten Hofschobers NW St. Martin, und zwar dort im Liegenden der Werfener Schiefer, bestätigen. Eine großräumige südvergente Bewegung der Kalkalpen-Südrandstöcke an einer zwischen Werfener Schiefer und Mitteltrias gelegenen Fuge ist jedenfalls nach den oben mitgeteilten Beobachtungen westlich der Salzach nicht möglich.

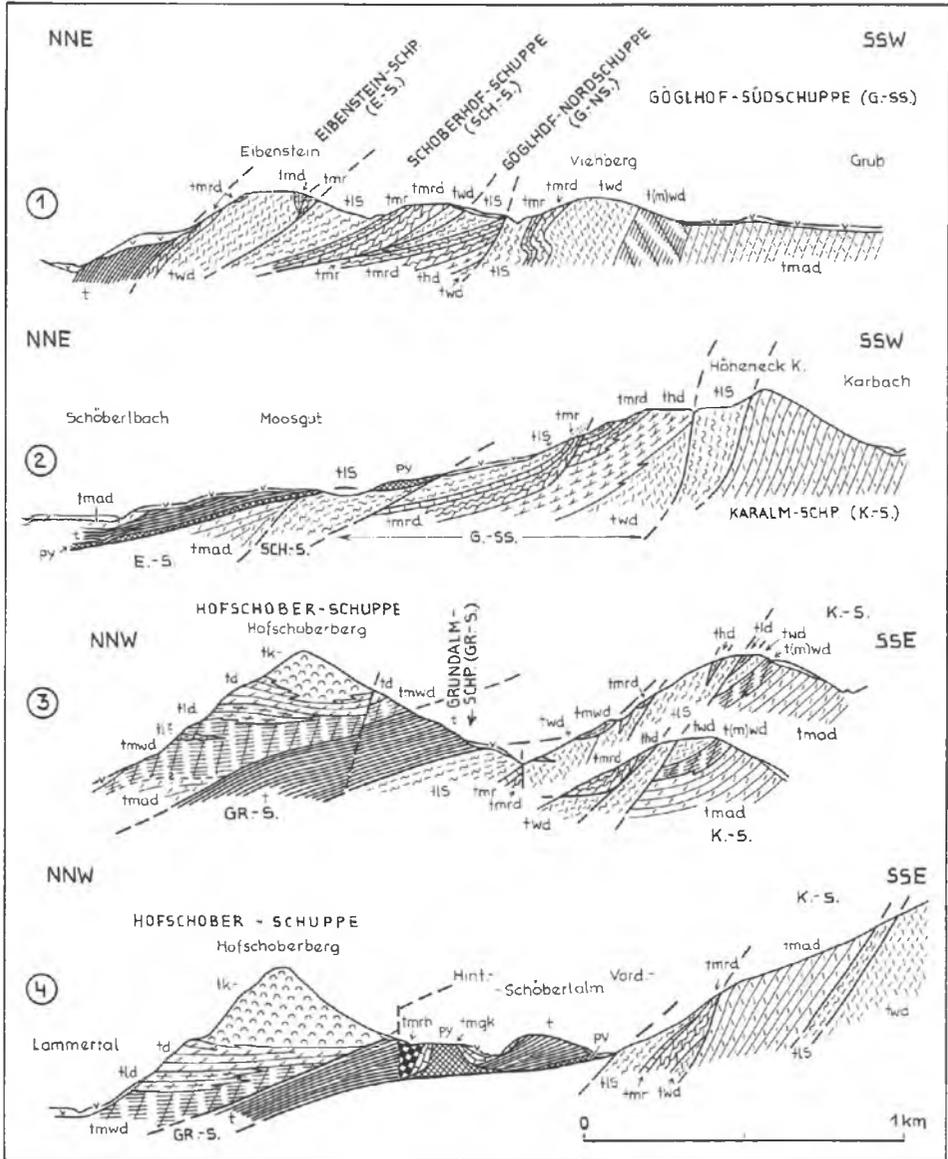


Abb. 83: Profile durch die Werfener Schuppenzone im Raum NW St. Martin nach R. ROSSNER (1972, Taf. 5) unter Hinzufügung der Schichtnamen.

Was nun den inneren Schuppenbau des Werfener Schieferlandes betrifft, so muß in erster Linie festgestellt werden, daß erst nach einer durchgehenden Neukartierung hierüber Endgültiges auszusagen wäre. Bisher sind große Teile nur sehr kursorisch kartiert, andere Abschnitte wie das Blühnbachtal waren bis jüngst überhaupt gesperrt, so daß z. B. diese Region auch nur für die Erstellung der tektonischen Karte 1 : 100.000 (1969 c) vom Verfasser neu kartiert werden mußte. Die Neuaufnahme eines Stückes des österreichischen Abschnittes der Schuppenzone durch R. ROSSNER (1972) im Raum NW St. Martin zeigte, daß die über den Ostteil des Schuppenlandes vorliegende, aus dem Jahre 1953 stammende Darstellung von G. GRUBINGER vollkommen revisionsbedürftig ist. So bleibt für den Hauptabschnitt der Zone nur die klassische Aufnahme von F. TRAUTH (1927), während in den östlichsten Abschnitt im Rückland des Gosaukammes die präzise Karte von O. GANSS et al. (1954) hineinreicht und ganz im Westen außer den Arbeiten von W. HEISSEL (1947–1955) jene von G. GABL (1964) vorliegt.

Auf dieser Grundlage ergeben sich folgende Hauptbauzonen im Werfener Schuppenland: Unter der Hauptkette des Hagen- und Tennengebirges stellt sich als erste, nördlichste, durchlaufende Großeinheit der Schuppenzone die Kreuzhöhenschuppe ein. Ihre tektonische Nordgrenze setzt im Westen im Raum südlich von Schloß Blühnbach ein, verläuft zwischen Tenneck und Hohenwerfen und setzt südlich vom Tauernkogel und Hofschober sowie südlich von Lungötz und Annaberg weiter fort bis zur hangend schräg herankommenden Loseggschuppe der Lammer-Einheit. Diese Grenze liegt dort, wo die Werfener Schiefer des Sockels des Hochgebirges wiederum von Mitteltrias unterlagert werden. SW vom Tenneck und am Hofschober sind lokal noch höhere Schuppen vorhanden.

Die Grenze von der Kreuzhöhenschuppe zur südlicheren Hauptschuppe des Werfener Landes, der Steinbergschuppe, nimmt von der Imlau-Antiklinale im Imlautal im Westen ihren Ausgang, die im Mittelteil in die durch Mittel- und Obertriasspäne in dem weiten Werfener Schieferland markierte Schuppungsfläche bei Pfarrwerfen und nördlich vom Steinberg übergeht und gegen Osten hin wiederum in eine Antiklinale, und zwar jene nördlich von der Ostermaismulde, ausläuft. Während die Einschaltungen von karbonatischer Trias an dieser Grenze gering sind, ist der entsprechende Zug an der erstgenannten Grenze als Hangendanteil der Kreuzhöhenschuppe bedeutender und erreicht, besonders im Raum westlich von St. Martin, ansehnliche Ausdehnung. Hier stellt sich im Raum westlich von Lungötz und St. Martin eine intensive kleinräumige Verschuppung einer Trias-Serie von den Werfener Schichten bis zum schiefrigen Unterkarn ein. R. ROSSNER (1972, S. 44 ff., Taf. 4) hat allein hier acht Lokalschuppen auskartiert (Abb. 83). Auch am Westrand dieser Linie kommt es nördlich vom Imlautal zu kräftiger lokaler südvergenter Schuppung, wie die vom Verfasser (1969 c, S. 139) kartierte, mehr als 1 km überschobene Blünteckschuppe zeigt.

Recht unklar bleiben noch die Strukturen am Südrand der Werfener Zone südlich vom Hochkönig. Während W. HEISSEL (1947, S. 127) von dort Schuppenbau beschrieb, hat G. GABL (1964) in dieser Zone zwischen Bischofshofen im Osten und Mühlbacher Schneeberg im Westen unter Berücksichtigung der stratigraphischen Gliederung der permischen Unterlage der Werfener Schichten in die grünen Mitterberger Schichten im Hangenden und in die violetten Fellersbachschichten im Liegenden eher Faltenstrukturen gesehen. Eine Reihe von solchen Antiklinalen oder

Keilen mit gegen Westen abtauchenden Achsen stellen sich von Bischofshofen gegen Westen aufwärts ein: Der Gainfeld-, Vorderkeil- und der Hochkeilzug, welch letzterer vielleicht mit dem Keil des Mühlbacher Schneeberges ident ist. Weiter im Norden kam hier noch die von Dienten in der Grauwackenzone bis nördlich von Elmau in die Kalkalpenbasis hineinziehende, wohl südvergente *Widderbergsschuppe* zur Ausbildung.

Im allgemeinen gilt das Werfener Schuppenland, zunächst auf Grund des seitlichen Auslaufens der Schuppen, bei denen jeweils die älteren Schichtglieder gegen Süden über den jüngeren Gliedern der tieferen Schuppen ausheben sowie durch den direkten Nachweis von Südbewegungen in der gleichen Zone auf der Südseite des Dachsteins, belegt durch eingezwickte Gosau, generell als *südvergentes nachgosauisches Schuppensystem*. R. ROSSNER (1972, S. 30 ff.) hat nun im Raum NW St. Martin etliche nordvergente kleintektonische Strukturen beobachtet, Südvergenz hingegen nur sehr untergeordnet registriert und spricht daher von nordvergenten „Tauchschuppen“. Da das Gebiet sicherlich mehrfach beansprucht ist und die Altersdatierung dieser Strukturen nicht gesichert ist, wäre eine generelle Umdeutung der Bewegung des Schuppenlandes auf nordvergent verfrüht.

#### e) Der Mandlingzug

Der Mandlingzug spaltet sich vom tektonischen Sockel des Dachsteinmassivs von Haus NE von Schladming ab, zieht über 10 km weit in SSW-Richtung bis südlich des Ennstales bei Altenmarkt (Taf. 7, Fig. 10–11) und ist schließlich noch in dem von W. HEISSEL (1954, S. 340) entdeckten Keil des *Obristköpfels* NW Wagrein (vgl. Taf. 3) als Ausläufer innerhalb – und hier im Westen bereits nahe dem Südrand – der Grauwackenzone zu erfassen. Hier soll der Mandlingkeil als ein tektonisch isoliertes Element, das an den Südrand des Tirolikums anschließt, Besprechung finden.

Bereits von F. TRAUTH (1925, S. 104) und jüngst wiederum durch K. J. HIRSCHBERG (1965, S. 94) und R. LEIN (1976, S. 219) wird die Mandlingschuppe als südlichste Schuppe des Werfener Schuppenlandes gewertet. In historischer Hinsicht hatte der Mandlingzug in der Pionierzeit der Deckenlehre große Bedeutung gehabt, war ihm doch seit L. KOBER (1912 a, S. 454) in Anlehnung an die von V. UHLIG (1909, S. 484) vermutete tektonische Zweiteilung der gesamten Nördlichen Grauwackenzone die Trennung vom voralpinen Deckensystem und dem Hochostalpin entlang der bis dorthin ausgedehnten Norischen Linie zugeschrieben worden. Die weitere Entwicklung der Vorstellungen über diesen eigenartigen, tief und steil in der Grauwackenzone steckenden Span findet man bei F. TRAUTH (1925, S. 117) und K. J. HIRSCHBERG (1965, S. 8 ff.). Mit der letztgenannten Arbeit, revidiert durch R. LEIN (1976), liegt zugleich eine neue monographische Bearbeitung des Mandlingzuges vor, dessen Schichtfolge und Position heute zufolge der genannten und weiterer Arbeiten (z. B. O. GANSS, 1954, S. 48 f., Taf. 3) gut geklärt ist.

Die Schichtfolge des Mandlingzuges umfaßt Werfener Quarzite und Werfener Schiefer, Gutensteiner Kalk und -Dolomit, Ramsaudolomit, geringmächtige Nordalpine Raibler Schichten oder bei deren Fehlen einen rot gefärbten Emersionshorizont (ganz analog den Verhältnissen in der Mürztaler Schwellenfazies nach R. LEIN), darüber folgen massiger, zum Teil dolomitischer und onkolithischer, algenreicher Tisovec-Kalk, oberst-

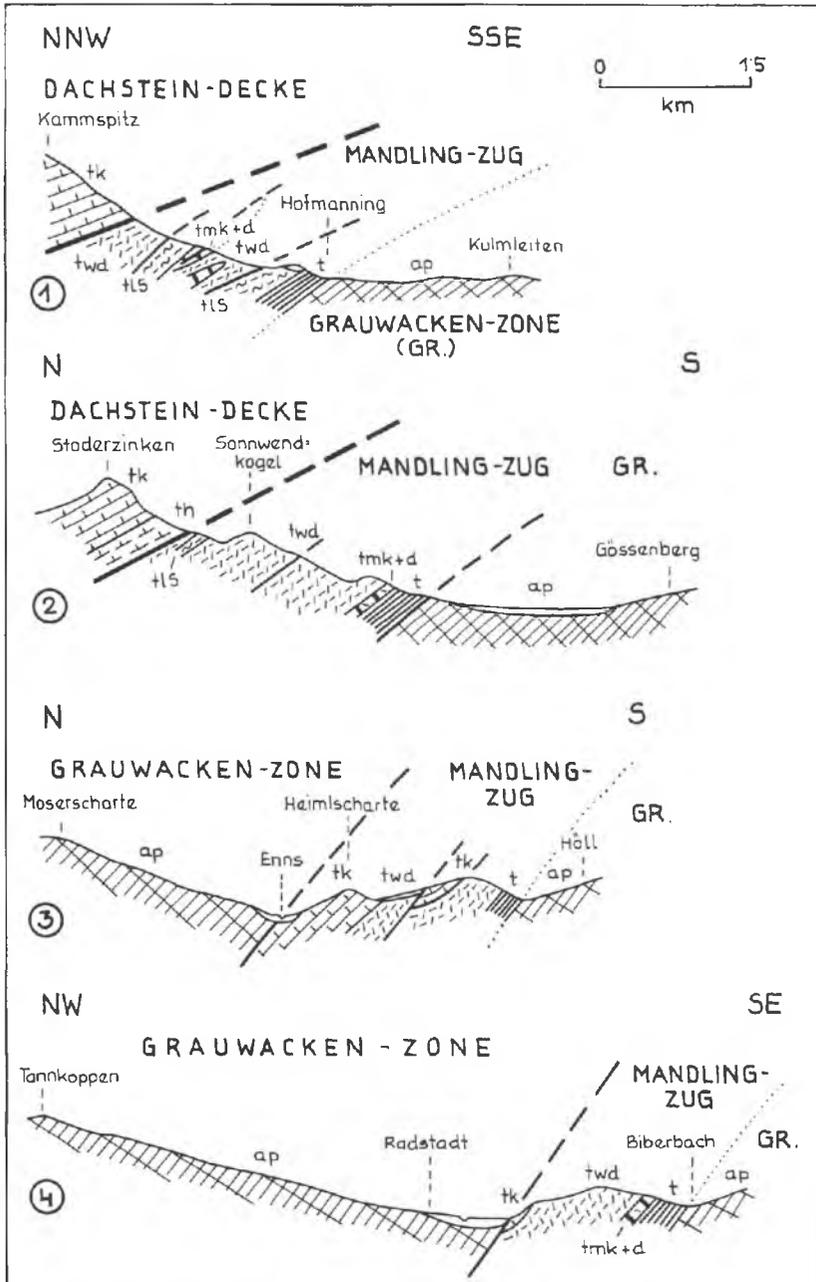


Abb. 84: Profile durch den Mandlingzug, seine tektonische Position im Liegenden der Dachstein-decke und (im Westen) innerhalb der Grauwackenzone zeigend (K. HIRSCHBERG, 1965, Profiltaf.).

tualischer Hallstätter Kalk – zum Teil in Spalten, hierauf Dachsteinkalk („Zaimkalk“ F. TRAUTH – vgl. O. KÜHN, 1962, S. 524) und graue, dünnbankige Jurahornsteinkalke (O. GANSS, 1954, S. 49). Die Hauptmasse wird durch Ramsaudolomit gebildet, während die übrigen Glieder weit zurücktreten.

Der lange, schmale Keil zeigt durchwegs eine gegen Norden aufsteigende und nordwärts einfallende Schichtserie. Er taucht im Osten nördlich des Gebietes zwischen Gröbming und Schladming mäßig steil unter die Dachsteindecke ein. Hallstätter Deck-schollen fehlen hier über dem Mandlingzug, die auflagernden Hallstätter Kalke (Rössing-berg, Freienstein, Hofmanningberg) gehören nach R. LEIN dieser Einheit selbst an, so daß die älteren Angaben von tektonisch selbständigen Hallstätter Schollen von R. FUKER (1954, Kt.), übernommen bei A. TOLLMANN (1967 a, Taf. 2), zu revidieren sind.

Von der Ramsau an gegen Westen wird der Mandlingzug bereits von den Pinzgauer Phylliten der Grauwackenzone samt den weiteren Elementen der Werfener Schuppenzone überschoben und zeigt in seinem westlichsten Teil steiles Eintauchen unter die genannten, schräg abgeschnittenen Gesteine der Grauwackenzone (F. TRAUTH, 1927, S. 49, Abb. 3; Taf. C, Prof. 22, 24; O. GANSS, 1954, Taf. 3; K. J. HIRSCHBERG, 1965, Profiltaf.) – vgl. Abb. 84. Die innere Zerschuppung des Zuges an steil nordfallenden, wohl südvergenten, lokalen Bewegungsflächen ist relativ gering. Die basale Auflagerungsfläche der Mandling-trias über dem Pinzgauer Phyllit ist im Westteil des Zuges weniger gestört als im Osten, wo besonders an der Südbasis des Freienstein 3 km WSW Gröbming und 1 km nördlich dieser Ortschaft bedeutendere Abscherungen und Verschuppungen zu bemerken sind (K. J. HIRSCHBERG, 1965, S. 71). Liegt doch an letztgenannter Stelle NW Hofmanning der Mandlingzug mit Halobienchiefern direkt der Grauwackenzone auf, von der Haupt-masse des Ramsaudolomites überlagert.

#### f) Die Osterhornscholle und die Fenster entlang der Wolfgangseestörung (Taf. 3; Taf. 7, Fig. 12–13)

Das Tirolikum östlich der Salzach reicht mit seinem Nordteil in Form der Osterhornscholle im Norden bis zum Kalkalpenrand zwischen Salzburg und Fuschlsee vor, wird im Osten durch die Wolfgangseestörung zwischen Fuschlsee und Wolfgangsee begrenzt, im Süden an der Linie Golling-Rigausberg-Einbergzug von Schollen der Hallstätter Decke und von der Lammerdecke überschoben, die gegen Osten unter der Last der Dachsteindecke ausgequetscht ist, welche den Südostrand des Osterhorn-Tirolikums entlang des Strobler Weißenbachtals bildet. Das Innere dieser großen Scholle zeigt sehr ruhigen Bau, gegen die Ränder zu ergeben sich einige Komplikationen.

Vom Nordrand der Kalkalpen her (Nockstein-Lidaunberg) schiebt sich die Hauptdolomitplatte gegen Süden hin bis in das Innere der Osterhorngruppe, und zwar bis in das Gebiet des Wiestales NE Adnet, an einer leichten NW-SE-verlaufenden Antiklinale nach Hintersee und im Osten bis in das Königsbach-(Zinkenbach-)Tal westlich des Wolfgangsees vor. Über diesem Hauptdolomit der genannten Talbereiche baut sich gegen oben hin in einer regelmäßigen und daher schon seit der klassischen Zeit der Geologie als Idealprofil studierten Schichtfolge (E. SUSS & E. v. MOJSISOVICS, 1868) Plattenkalk, Rhät und Jura bis zu den Oberalmer Schichten auf, die untergeordnet das Gipfelgebiet im NE (Zwölferhorn südlich von St. Gilgen) einnimmt, in bedeutender

Ausdehnung aber im Süden hinzieht und dort eine 6 km breite W-E-verlaufende Zone vom Tauglgebiet über die Kulmination der Osterhorngruppe im Hohen Zinken gegen Osten bis zum Gosaustreifen vor dem Rand der Dachsteindecke bildet. Die Grundzüge dieses übersichtlichen Baues sind schon auf den geologischen Karten 1 : 75.000, Blatt Salzburg, Hallein und Ischl/Hallstatt festgehalten. Die ruhige Lagerung (Taf. 7, Fig. 13) im großen wird in der Oberalmer Schichtenmasse noch durch morphologisch markant hervortretende Barmsteinkalkbänke betont, anhand derer man die Schichtlagerung oft weithin überblicken kann, aber auch die im Westen in zunehmendem Maß wirkende Bruchverstellung gut erfassen kann. Beispielhaft wird dieser Bau auf der detaillierten Karte von Adnet (M. SCHLAGER, 1960) festgehalten.

Im Inneren der Osterhorngruppe vollzieht sich unter Juraverdeckung der Übergang von der Hauptdolomitfazies in die Dachsteinkalkfazies (E. SPENGLER, 1956, Taf. 1). Im Jura trat hingegen der Faziesumschlag etwa mit der Abgrenzung an der Wolfgangseelinie zur Schafberggruppe ein, indem der Osterhornjura mit seiner Serie aus Adneterkalk, Fleckenmergel, Tauglbodenschichten mit Radiolarit und Oberalmer Schichten überwiegend im Beckenbereich, der Schafberg-Jura mit Hierlatzkalk, Spongienkalk und Plassenkalk im Schwellenbereich entstand (E. SPENGLER, 1911, Tab. S. 209; 1956, S. 28). Einen Überblick über die Schichtfolge der Osterhorngruppe gab W. DEL-NEGRO (1950, S. 126 ff.). In sedimentologischer Hinsicht verdient das Phänomen der Scholleneingleitung in die höherjurassischen Beckensedimente der zentralen Osterhorngruppe hervorgehoben zu werden, wie es M. SCHLAGER (1960) beschrieben hat. Großdimensionierte Gleitschollen gaben gelegentlich Anlaß zur fälschlichen Annahme zahlloser schichtparalleler tektonischer Überschiebungen in der Osterhorngruppe durch W. VORTISCH (1937 und später).

Der Nordrand der Tirolikumscholle vom Osterhorn zeigt nur im Nocksteingebiet Andeutungen einer Stirneinrollung und läßt auch noch in der knapp südlich dahinterliegenden Gersbachmulde NW vom Gaisberg bei Salzburg Längsfaltenstruktur erkennen. Eine breite Zone im Nordabschnitt aber ist im Westteil durch Querfalten geprägt, wie etwa die Glasenbachmulde, die gegen Westen abbiegende Gaisberg-Flexur und die Adneter Antiklinale (J. NOWAK, 1911, S. 94), die gegen Norden in das breite Hauptdolomit-Quergewölbe um Ebenau mündet.

Eine reiche Literatur befaßt sich mit der eigenartigen Form der Stockwerktektonik im Nordostrandgebiet der Osterhornscholle im Raum des Fuschlsees, durch die der jüngere Teil des Schichtstoßes über den ursprünglich normal zugehörigen älteren Teil überschoben worden ist (E. SPENGLER, 1911, S. 263; 1956, S. 28; R. WIMMER, 1937, S. 242 f.; W. DEL-NEGRO, 1950, S. 78 f.; R. OSBERGER, 1952, S. 790 f.; B. PLÖCHINGER, 1964, S. 47 f.; 1973, S. 54 f.) – Abb. 85. Als nördlichste derartige, NW-SE-ziehende Störung ist bereits eine Linie in der Längsachse des Fuschlsees und dessen SE-Fortsetzung innerhalb des Wettersteinkalk- und Dolomitbereiches zu erfassen (Fuschlsee-Störung). 1 km weiter im Süden folgt die Elsenwang-Übergleitungsfläche, bei der Obertrias unter Reduktion von Karn auf den Ramsaudolomit vorgeschoben ist. Als Hauptstörung aber gilt die wiederum 1 km weiter im SW parallel verlaufende Filbling-Übergleitungsfläche, die auf der Nordseite des Filblingszuges gegen Süden eintaucht und im Süden jenseits der eng gefalteten und gestörten Hirschberg-Synklinale (B. PLÖCHINGER, 1964, S. 47) als Lidau-

Übergleitung wiederum an die Oberfläche kommt (R. OSBERGER, 1952, S. 792) – Taf. 7, Fig. 13. Gerade diese Hauptübergleitungsfläche aber, für die E. SPENGLER (1956, S. 28) eine Mindestschubweite von 3 km annimmt und W. VORTISCH (testo E. SPENGLER l. c.) einen noch höheren Betrag veranschlagt, ist in ihrer Wirksamkeit noch zu überprüfen, da an ihr zwar Plattenkalk, Kössener Schichten bis Tiefmalm unter dem Oberstock aus Oberalmer Schichten schrittweise auskeilen, aber diese Diskordanz durchaus in ihren Grundzügen sedimentär durch Transgression des höheren Malm nach der in der Osterhorngruppe ja so wirksamen jungkimmerischen Faltung angelegt worden sein kann (B. PLÖCHINGER, 1964, S. 47; 1973 a, S. 54 f.; A. TOLLMANN, 1969 c, S. 136), wozu noch eine spätere Ausgestaltung käme. Die Fortsetzung der Fiblingstörung läßt sich übrigens noch nach erstgenanntem Autor bis Zinkenbach am Wolfgangsee weiter verfolgen, immer parallel zu der vorliegenden, tiefgreifenden Wolfgangseestörung mit ihrem analog gegen NE gerichteten Überschiebungssinn. Auch die Hauptfaltenzüge des nordöstlichen Vorderandes der Osterhornscholle streichen in der gleichen Richtung (Kühleiten- und Hirschbergsynklinale, beide mit Aptychenschichten im Kern) – vgl. B. PLÖCHINGER, 1964, S. 47, 53 und Taf. 1–2. Tief im Inneren zeigt noch die im Hauptdolomitgebiet gelegene Hinterseeantiklinale (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 132) gleiche Ausrichtung.

Das nördlichste Grenzelement der Osterhornscholle aber, die Wolfgangseestörung, ist durch die Untersuchung von B. PLÖCHINGER (1961 a; 1964 a–c; 1971 c; 1972) nun in ihrer Bedeutung genau bekannt geworden: Sie zieht vom Kalkalpenrand nördlich von Fuschl über eine Strecke von 20 km geradlinig gegen SE bis 4 km südlich von Strobl (Abb. 18). Sie stellt eine der großen, stets als Blattverschiebungen bei der an den Deckenschub anschließenden restlichen meridionalen Pressung entstandenen Diagonalstrukturen der Kalkalpen dar, an der später die vertikalen, in unserem Fall steil gegen NE aufwärts gerichteten Bewegungskomponenten zur Geltung kamen. Hierbei wurden entlang der Wolfgangseestörung eine Reihe von Bajuvarikums-, Flysch- und Helvetikums-Schürflinge fensterartig aus dem Untergrund aufgeschleppt (Abb. 85): Im mindestens 1,5 km langen und 500 m breiten St. Gilgener Helvetikum-Fenster am NW-Ende des Wolfgangsees (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 49 ff., Abb. 3; 1971 c; 1973 a, S. 56 ff.) erscheinen 5 km südlich vom Kalkalpenrand entfernt außer tithonen helvetischen Klippenkalken die Buntmergel-Klippenhüllgesteine vom Maastricht bis zum Miozän sowie die Schichtglieder der Flyschzone wie Gaultquarzit, Cenoman, turoner Mürsandsstein und senone Sandsteine und Mergel. Von den durch B. PLÖCHINGER (1964, Taf. 1) außer den entlang des Fensterrandes erwähnten tiefbajuvarischen Schürflingen ist nach Revision des Raumes durch diesen Autor (1971 c, S. 456 und Kt. 1972) nur eine exotikareiche Scholle am Mozartweg westlich von St. Gilgen verblieben (vgl. S. 200). Andererseits aber scheint sich das St. Gilgener Helvetikums-Fenster mit dem zweiten großen Fensterkomplex, dem Fenster von Strobl, im Untergrund der jungen Ablagerungen zu verbinden.

Dieses Fenster von Strobl (vgl. B. PLÖCHINGER, 1973 a, S. 60 ff.) bringt bis 12,5 km weit im Inneren der Kalkalpen analoge Elemente des tektonischen Untergrundes der Kalkalpen vor der Wolfgangseestörung zutage. Das Fenster ist in einer Länge von mindestens 12 km und einer Breite bis zu 1,5 km belegt. Sein schmaler Abschnitt im Raum Zinkenbach dürfte, wie erwähnt, mit dem St. Gilgener Fenster im Zusammenhang stehen. Gegen SE verbreitert sich das Fenster und zieht über die Nestlerscharte südlich



vom Sparber bis ins Strobler Weißenbachtal. In diesem Fenster ist das Helvetikum durch Klippengesteine wie Radiolarite, bunte Tithonflaserkalke, verschiedene basische Eruptivgesteine innerhalb des Tithon und gaultische Fleckenmergel sowie durch eine Buntmergelhülle des Maastricht bis Mitteleozän vertreten, der überlagernde Flysch umfaßt gleiche Typen wie oben vom St. Gilgener Fenster erwähnt. 1971 (c) hat B. PLÖCHINGER anhand von Bohrungen und neuen Ergebnissen über die bedeutende Verlängerung des Fensters gegenüber der ursprünglich erfaßten Gestalt nach NW bis nahe an St. Gilgen berichtet. Der Inhalt des Strobler Schürflingsfensters ist postmitteleozän als Ganzes über die Gosau der Wolfgangseemulde aufgeschoben worden, die einerseits von der Osterhornschohle, andererseits von der ebenfalls tirolischen Sparberschuppe vor der Front der Dachsteindecke überschoben ist – Abb. 85.

Gleichartig gerichtete, vorwiegend NW-SE-verlaufende Störungen, allerdings mit Bruchcharakter, erfassen die Osterhornschohle auch an ihrem gegenüberliegenden, südwestlichen Rande gegen das Salzachtal zu. Dieses Tal selbst folgt einer derart gerichteten Hauptbruchlinie und der gleichorientierten Salzachtal-Synklinale. Vom sicherlich ruhigeren Bau im Inneren der Gruppe steigert sich die Bruchtektonik gegen den SW-Rand der Scholle mehr und mehr und bewirkt in diesem als Taugl-Bruchsystem zu bezeichnenden Strukturnetz ein treppenförmiges Absetzen der jeweils westlicheren Stufen (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 133). Hinzu kommen noch analog orientierte, zum Gesamtbau ebenfalls querstreichende Mulden östlich (Kolomann-Mulde, J. NOWAK, 1911, S. 94) und westlich (Roßfeldmulde) der Salzach.

Das erwähnte kräftige Taugl-Bruchstaffelsystem westlich vom Schlenkenstein- und Schlenkenalmbruch (M. SCHLAGER, 1958, S. 11), das bis zur Salzach absteigt, dem auch rechtwinkelig dazu verlaufende WSW-ENE-Brüche zugeordnet sind (z. B. Eckwald- und Liendorfbruch NE Vigaun – M. SCHLAGER, 1958, S. 14), an denen jeweils die nördlicheren Schollen absinken, ist von M. SCHLAGER in den Jahren zwischen 1953 und 1960 zwischen Adnet im Norden und dem Tauglgebiet im Süden im Detail erforscht worden.

Die große Störung im Salzach-Quertal als kräftigstes westlichstes Element des Taugl-Staffelbruchsystems ist zufolge oberflächlicher Verhüllung im Salzachtal durch Pleistozän in erster Linie dem Satellitenbild zu entnehmen (Abb. 18). Dafür aber ist dort die Wirksamkeit dieses Bruches besonders eindrucksvoll wahrnehmbar: Einerseits an der durch die Mylonitisierung des Untergrundes bedingten breiten Ausräumung des Salzach-Quertales zwischen Golling und Salzburg, andererseits durch die erkennbare Fortsetzung der Linie gegen Süden jenseits des Tennengebirges bis in die Grauwackenzone und in die Zentralalpen südlich von Wagrein und schließlich in der Fortsetzung der Linie durch Flysch- und Molassezone in das Vorland im Norden, wo das Lineament durch die eiszeitlichen Ablagerungen hindurch sichtbar bleibt und somit die Wirksamkeit des Salzach-Querbruches bis zur Gegenwart belegt wird.

Größere Komplikationen treten schließlich in der Südrandzone der Osterhornschohle auf, wo diese unter die Lammerdecke gegen Süden hin verschwindet. Folgende Hauptelemente reihen sich hier von Norden nach Süden aneinander (vgl. Taf. 3 und Taf. 7, Fig. 13): 1. Als erste Störung der ruhig lagernden Juraserie der südlichen Osterhorngruppe macht sich die am Höhenzug Dürlestein-Sommereck und weiter über Wegscheid gegen Westen südlich des Taugltales hinziehende Taugl-Synkli-

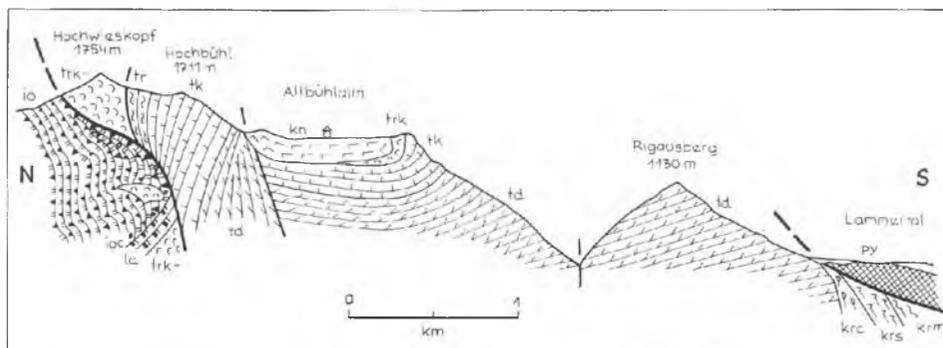


Abb. 86: Profil durch den Südrand der Osterhorngruppe nach B. PLÖCHINGER (1953, Taf. 15, Prof. 6), das die Aufschiebung des Triasgewölbes der ehemaligen Trattbergschwelle auf den im Norden vorgelagerten Jura zeigt.

nale (M. SCHLAGER, 1953, S. 20) geltend, bei der im Kern der gegen ENE-streichenden Mulde Oberalmer- und Schrambachschichten mit flach SE fallendem Nordflügel und zum Teil steil aufgerichtetem Südflügel auftreten (l. c., 1953, Prof. 4). 2. Diese steile Aufrichtung ist bereits durch das zweite, anschließende Element, die Aufwölbung des Triaskalkzuges am Südrand der Osterhorngruppe, bedingt, deren Westabschnitt als Zimmerneck-Antiklinale (J. NOWAK, 1911, S. 93) bezeichnet worden ist – vgl. Prof. 2, Taf. 15, bei B. PLÖCHINGER (1953). Vor ihrem Mittelabschnitt ist noch innerhalb der Oberjuraserie die Trattbergschuppe steil nordvergent aufgesprungen. Ihr Mittel- bis Ostabschnitt ist als Seewaldschuppe (B. PLÖCHINGER, 1953 a, Taf. 15; A. TOLLMANN, 1969 c, Taf. 1) von der Gitschenwand bei der Seewaldalm (Kt. Taf. 1, M. SCHLAGER, 1953) im Westen über Hochwieskopf und Egelseealm bis SW der Liembachalm im Osten zu verfolgen. Bei diesem Aufwölbungsstreifen aus Triasgesteinen, der stellenweise bis überkippt auf die davorliegende Jurazone aufgeschoben ist (Abb. 86), handelt es sich um eine alte Schwellenzone, die sogenannte Trattbergschwelle, die schon zur Zeit der Jurasedimentation den Südrand des Tauglbodenbeckens bildete und für Detritus- und Olistholithlieferung sorgte (vgl. S. 316 f.).

3. An diese auch heute noch als Hochzone fungierende Aufpressung schließt im Süden die Weitenau-Altbühelmulde, B. PLÖCHINGER (1953 a, S. 357, 361), bzw. Seewaldmulde, M. SCHLAGER (1953, S. 24), mit neokomen Schrambach- und Roßfeldschichten an, die weiter im Osten durch die (angeblich vorneokom geschuppte) Liembachmulde vorwiegend mit Liasfleckenmergeln im Kern vertreten ist (B. PLÖCHINGER, 1953 a, S. 367).

Zwischen der heutigen Trattberghochzone und dem genannten, südlich anschließenden Muldenzug stellt sich auf fast 20 km Länge auf der Südseite der Osterhorngruppe ein Längsbruch ein, an dem sich die Sprunghöhe gegen Osten hin vergrößert, um erst zuletzt vor der Überschiebung der Dachsteindecke abzunehmen. B. PLÖCHINGER (1953 a, S. 369) hat auf Grund der bedeutenden Mächtigkeitsunterschiede der Oberalmer Schichten zu beiden Seiten dieser Bruchzone auf die Wirksamkeit einer jungkimmerischen Bruchtektonik in dieser Region geschlossen. Hierbei müßte dieser malmische

Längsbruch das Gebiet der späteren Muldenzone gerade herausgehoben haben, es müßte später zu einer Art Reliefumkehr gekommen sein. Daß aber die heute sichtbaren Bruchstrukturen entgegen dieser Auffassung nicht mit dem hypothetischen jungkimmerischen Abbruch gleichgesetzt werden dürfen, da sie sicher späteren Datums sind, haben M. SCHLAGER (1953, S. 26) und A. TOLLMANN (1970 a, S. 15 ff., Abb. 4 a-5) erwähnt.

Wir haben bereits nach Studium der Satellitenbilder (Abb. 18) ausgeführt, daß dieses altbekannte Stück des Osterhorn-Südrandbruches nur Teilstück einer unerwartet großräumigen Längsstörung der mittleren Nordkalkalpen darstellt, die vom Königssee im Westen über das Torrener Joch, über Golling, den Osterhorn-Südrandbruch, durch die Gamsfeldmasse der Dachsteindecke und durch das Tote Gebirge zusammenhängend durchverfolgt werden kann (S. 63).

4. Im Südrahmen der Weitenau-Altbühelmulde kommen im Rigausbergzug nochmals Hauptdolomit, im Finsterstubenwald Dachsteinkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk antiklinal und vielfach bruchtektonisch gestört an die Oberfläche, bevor die Lammerdecke im Süden auffährt. Der Gollinger Schwarzenberg aber, der heute SW dieser Südrandscholle benachbart liegt und durch den Dachsteinkalk-Gipfelaufbau in manchem an sie erinnert, ist auf Grund seines Verbandes gegen Süden nicht als Osterhorn-Tirolikum im Sinne von B. PLÖCHINGER (1953, S. 370; 1968, S. 83), sondern besser als Bestandteil der tektonisch isolierten Lammermasse zu deuten – vgl. S. 328.

#### g) Das Schafberg-Faltensystem und die Sparber-Scholle

Die Abgrenzung des Schafberg-Tirolikums gegen Norden und Süden hat eine lange Vorgeschichte: In der ersten deckentektonischen Gliederung des Raumes durch E. HAUG & M. LUGEON (1904, S. 893) und in späteren Arbeiten HAUGS (bis 1912, Taf. 1) wird der Hauptteil des Schafbergsystems zum Bajuvarikum gezählt und der Gipfelaufbau an der Grünsee-Scherfläche als überschobene höhere, der Totengebirgsdecke zugerechnete Einheit betrachtet. Die Reduktion des Bajuvarikums im Norden aber wird bald darauf von E. SPENGLER (1913, S. 275) vorgenommen, während die Abtrennung vom Osterhorn-Tirolikum, bei E. SPENGLER noch an der Filblinglinie gedacht, erst von B. PLÖCHINGER (1961 a, S. 64; 1964 a, S. 46) auf die Wolfgangseestörung nördlich davor verschoben wird. Demnach bildet die Schafbergsscholle eine dreieckig umgrenzte Masse zwischen Wolfgangseestörung, Sparberschubfläche und juvavischer Überschiebung im Süden, dem schmalen bajuvarischen Randstreifen im Norden und dem unvollständig abtrennenden Leonsberg-Grenzblatt im Osten.

In fazieller Hinsicht sticht der bedeutende Gegensatz im Jura zwischen Schafbergtirolikum und Osterhorntirolikum hervor, auf den seit E. v. MOJSISOVICS (1883, S. 290) und E. SUFESS (1909, S. 203) hingewiesen worden ist und der besonders durch E. SPENGLER (1911, S. 209; 1956, S. 28), W. DEL-NEGRO (1950, S. 127 f.) und B. PLÖCHINGER (1964 a, Tab. 1, S. 36 f.) herausgearbeitet worden ist: Dem Enzesfelder Kalk, Adnetter Kalk, Fleckenmergel, den Kieselschiefern und Oberalmer Schichten der Osterhorngruppe stehen der Hierlatzkalk, Brachiopodenkalk, Spongienlias etc. und der Plassenkalk des Schafberg-Tirolikums gegenüber.

Die Überschiebungsfrent der Schafbergsscholle gegen den bajuvarischen Randsaum wird im Nordwesten durch den noch von Gutensteiner Kalk

unterlagerten Wettersteinkalkzug von Schober und Drachenwand gebildet (B. PLÖCHINGER, 1964 a, Taf. 1). Südlich vom Mondsee steigt die Basisabscherung der Stirnplatte des Tirolikums jenseits der Griesberg-Störung bis in den Hauptdolomit auf. Erst am Ostende des Sees erscheint wiederum Wettersteinkalk als basales Glied der Aufrechtserie. Gegenüber der Darstellung von R. WIMMER (1936, S. 224) von einer Faltenstirn der Schafbergdecke in diesem Raum hält die aufrechte Stirnplattenbildung gegen Osten bis zum Klausberg südlich des Attersees an, von wo eine schwache antiklinale Aufwölbung der Wettersteinkalke den Beginn der sich gegen Osten hin zur schönen Faltenstirn des Höllengebirges weiterentwickelnden Struktur ankündigt (W. JANOSCHEK, 1970, S. A 34).

Gegen Süden folgt über dem erwähnten nördlichen Wettersteinkalkzug und einem schmalen Karnband zunächst eine breite Hauptdolomitzone, über ihr stellen sich in verschiedenem Umfang Plattenkalk und Kössener Schichten ein. Dann schneidet eine von E. SPENGLER (1911, S. 212, 232; 1924, S. 53) erfaßte und als Grünseescher Fläche bezeichnete nordgerichtete Schuppung diskordant die zuletzt erwähnten drei Schichtglieder durch und bringt verschiedene Liaselmente des Oberbaues mit dem Sockel in tektonischen Kontakt (B. PLÖCHINGER, 1973 a, S. 49). Die höhere Region und die Südabdachung der Schafberggruppe aber wird vom System der vorgosauisch angelegten Schafbergfalten beherrscht (Abb. 85), deren Faltenintensität sich vom südlichsten Faltenkern, der Riederantiklinale, bis zur nördlichsten der vier Hauptelemente, der Schwarzensee-Antiklinale (Taf. 3; Taf. 7, Fig. 12), steigert, so daß letztere, bereits gegen NNE überkippt, an der Teufelshaus-Schuppung über die eindrucksvolle und seit E. v. MOJSISOVICS (1883, S. 293) und F. WÄHNER (1903, S. 11) vom Gipfelgebiet bekannte überschlagene Schafberg-Synklinale mit Radiolarit im Kern aufgeschuppt wird. E. SPENGLER hat (1911, S. 217 ff., Profiltaf. 11) eine monographische Beschreibung des Schafberg-Faltensystems gegeben, der weitere Beobachtungen von W. LEISCHNER (1961 b, S. 193 ff.; Taf. 2) und B. PLÖCHINGER (1964 a, S. 44; 1973 a, S. 50, Taf. 1-2) hinzuzufügen sind. Zusammenfassend läßt sich das Schafberg-Faltensystem als ein nach ESE divergierendes Faltenbündel beschreiben, das durch die Öffnung nach Osten hin weiteren untergeordneten Faltelementen Platz macht. Am spitz auslaufenden Westende aber schwenken die zusammenscharenden Faltenzüge von der südlichst gelegenen St. Gilgener Mulde bis zur Schafberg-Synklinale gegen NW und schließlich gegen Norden ein, wobei die Griesberg-Störung beim Schleppen des Faltensystems gegen Westen mitspielen dürfte.

Eine besondere Rolle in bezug auf die tektonischen Vorstellungen haben die in dem Bereich des Faltensystems mehrfach auftretenden Plassenkalk-Klötze der Schafberggruppe gespielt. Vielfach sah man in diesen diskordant zum Faltenbündel lagernden Kalkplatten seit E. HAUG (1908, S. 1428; 1912, S. 112) und E. SPENGLER (1911, S. 244 ff.: „Plassenkalkschubmasse“) bis zu W. LEISCHNER (1961, S. 194 f., Taf. 1-2) Schubschollen. Von letzterem wurden noch alle Plassenkalkschollen vom Plombenstein NW St. Gilgen, angefangen über den Falkenstein am Wolfgangsee usw. bis zum Jainzen NE Bad Ischl (1959 a, S. 84 f., Taf. 2), zum Juvavikum, zur Hallstätter Decke gerechnet. Erst E. SPENGLER (1956, S. 29) und B. PLÖCHINGER (1964 a, S. 44 f.; 1973 a, S. 52) erkannten die primär diskordante Auflagerung der später nur wenig verstellten Schollen von Plassenkalk, der nach den Faltungen der jungkimme-

rischen Phase dem Untergrund unkonform aufgelagert worden war – wobei allerdings der Jainzen aus dieser Reihe als tiefjuvavische Scholle ausgenommen werden muß.

Das südlichste Großfaltenelement, die *Wolfgangsee-Gosausynklinale*, gehört nicht mehr dem Schafberg-Faltensystem an, sondern stellt eine jüngere, nach-gosauische, tiefe Einfaltungszone in WNW-ESE-Richtung dar, die von St. Gilgen bis nördlich von Bad Ischl verläuft und in ihrem Zuge noch die großen Vorkommen der Wolfgangsee-Gosau erhalten hat, die in Bd. 2, S. 429 f., beschrieben worden ist. Am Südrand dieser Wolfgangsee-Gosau stellt sich schließlich die große *Wolfgangsee-Störung* als südwestliche Begrenzung der Schafbergscholle ein, alttertiär angelegt, eine Reihe bedeutender Schürflinge von Helvetikum, Flysch und Bajuvarikum in Form von Fenstern an die Oberfläche bringend, von B. PLÖCHINGER (1961) entdeckt und oben beschrieben (Abb. 85).

Das Schafberg-Faltensystem wird im Osten durch eine auffällige Querstörung mit SSW-NNE-Verlauf abgeschnitten, dem *Leonsbergbruch*, E. SPENGLER (1911, S. 219). An ihm ist, wie E. SPENGLER (l. c.; 1913, S. 276; 1956, S. 30) ausführlich dargestellt hat, der Westflügel im Süden stark in Falten gelegt, während der Hauptdolomit des Ostflügels flach und ungestört lagert und im Norden nach Ausklingen der Störung mit dem Nordsockel der Schafberggruppe in direktem Zusammenhang steht. Es liegt demnach hier ein Musterbeispiel für ein während der Transversaltektonik entstandenes Überschiebungsblatt vor, das von A. TOLLMANN (1970 a, S. 29) als Beispiel eines am sichtbaren, unter der tektonisch höheren Masse der Dachsteindecke abgequetschten Hinterland einer Decke entstandenen Faltungsblattes näher behandelt worden ist – Abb. 165 in Band 1 dieser Monographie.

Erwähnung verdient ferner noch die *Sparberscholle* als kleiner, tektonisch vollkommen isolierter Schubspan des Tirolikums vor der juvavischen Stirn SE des Wolfgangsees. Vielfältig war die tektonische Beurteilung dieser in fazieller Hinsicht auf Grund des Jura dem Schafbergssystem angehörigen Scholle gewesen. B. PLÖCHINGER (1949, S. 25 ff., Abb. 4) hatte diesen Span zusammen mit dem südlicher gelegenen Einbergzug sogar zeitweise als selbständige „Sparberdecke“ im Hangenden des Tirolikums angesehen. Später wurde die Stellung des markanten Sparbers mit seiner hornförmigen steilen Bergpyramide als abgerissener und verdrehter Bestandteil des Tirolikums im Liegenden der Dachsteindecke festgelegt (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 61 ff.). Die etwa 1200 m mächtige Serie des Berges zeigt unter dem NW-Rand überschobenes Haselgebirge, das als *Sparber-Stirnschuppe* zu deuten ist (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 135). Darüber folgt eine schöne, nordwestvergente, alttertiär angelegte Stirnfalte mit Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrhätalkalk, Spongionlias, Hierlatz- und Adneter Kalk. Der helle Gipfelkalk des Sparbers ist entweder als Dachsteinkalk (E. v. MOJSISOVICS, 1905, geol. Kt. Ischl; E. HAUG, 1908, S. 1429; C. LEBLING, 1911, S. 554 f., 558; B. PLÖCHINGER, 1972, Wolfgangseekarte; 1973 a, Abb. 9) oder als Plassenkalk (E. SPENGLER, 1911 b, S. 702; 1912, S. 1042; W. LEISCHNER, 1961, S. 197; B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 61) gedeutet worden. Der Bergzug als Ganzes schwimmt im Westen auf dem Inhalt des Strobler Flysch-Helvetikum-Fensters, im Norden auf der überfahrenen Gosau der Wolfgangsee-Mulde, während im Osten vor dem Juvavikum noch helvetische Schürflinge und Gosau an der Überschiebungsgrenze hochgepreßt sind (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 62 f., und Taf. 1, Prof. 11–12).

## h) Traunalpen-Scholle

In Abwandlung der heute außer Gebrauch gekommenen Bezeichnung Traunalpen-Decke von F. TRAUTH (1937, S. 504) für den Ostteil der Staufen-Höllengebirgsdecke wird hier die Bezeichnung Traunalpen-Scholle für das tirolische Areal im Bereich des Traunales NE Bad Ischl, nämlich Höllengebirge, westliches Totengebirge, Traunstein und Berge am unteren Almtal, verwendet werden, das durch folgende, teils tektonische Linien umgrenzt wird (Taf. 4): Im Norden die Überschiebung auf das schmale Hochbajuvarikum der Langbathzone bzw. direkt auf den Flysch im Grünauer Halbfenster, im NE die Schwereck-Teichl-Störung und begleitendes kompliziertes Störungssystem, im SE die Überfaltungsstirn der Totengebirgsdecke, im SW die juvavische Überschiebung der Dachsteindecke und ihres Hallstätter Schollensaumes, im Westen das nur unvollständig trennende, nach Norden ja auslaufende Leonsberg-Grenzblatt.

Das so abgegrenzte Gebiet kommt auf den geologischen Kartenblättern Gmunden (G. GEYER, 1922), Kirchdorf (G. GEYER, 1913) und zum kleineren Teil noch auf Blatt Ischl (E. v. MOJSISOVICS, 1905) zur Darstellung. Es zeigt folgende strukturelle Grundzüge (Taf. 4; Taf. 7, Fig. 10–11): Der Nordwestabschnitt wird durch die große Masse des Wettersteinkalkes im Höllengebirge beherrscht, die im Osten an der Traunsee-Blattverschiebung an den Nordrand des Tirolikums drängt, im Traunstein-Steineckzug stark verschmälert fortsetzend. Südlich davon folgt nach nur sehr schmalen Karn ein ausgedehntes einförmiges Hauptdolomitland, im Westen im Anschluß an das Leonsbergblatt vom Gartenzingen gegen Osten hin nördlich des Ischltales zunächst nur mäßig breit, jenseits des Traunquertales aber rasch an Breite gewinnend. Im Bereich der Hohen Schrott im Toten Gebirge spielt sich noch innerhalb dieser Scholle der Übergang von der Hauptdolomit- in die Dachsteinkalkfazies ab (E. SPENGLER, 1956, S. 55; 1963, S. 470), von W. SCHÖLLNER (1967, S. 79 ff.) neu untersucht. Der Hauptteil der jüngeren, jurassischen Schichtglieder liegt in den Mulden östlich (Hochkogelmulde) und südöstlich (Erlakogelmulde) des Traunsees eingefaltet. Die im SE der Traunalpenscholle vor der Stirn der großen Totengebirgsüberfaltung und -überschiebung hinziehende, SW-NE-orientierte, überschlagene Grünbergmulde (E. SPENGLER,

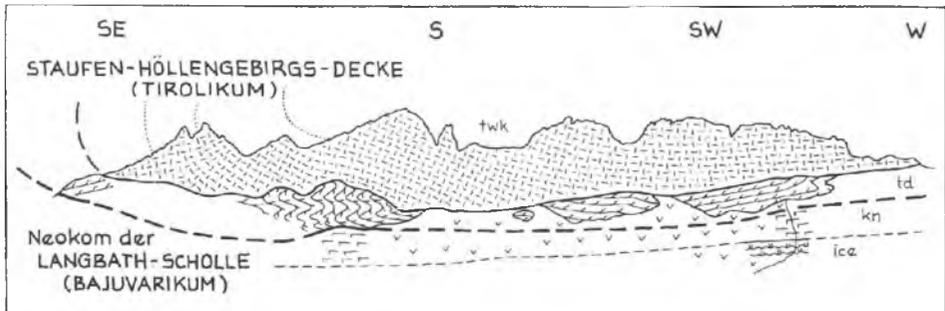


Abb. 87: Die Stirnfalte des Höllengebirgs-Tirolikums südlich der Schiffau im NE-Teil des Höllengebirges nach J. PIA (1913, Abb. 7) unter Eintragung der tektonischen Einheiten. Man erkennt über dem Neokom der bajuvarischen Langbath-Scholle den zerrissenen verkehrten Schenkel der Stirnfalte, bestehend aus Hauptdolomit und Plattenkalk.

1925 b, S. 162 f.; O. GANSS, 1937, S. 347 ff.) wird im Westen durch Juragesteine, gegen Osten nur mehr durch Dachsteinkalk oder oft auch nur durch die Struktur im Hauptdolomit markiert.

Im einzelnen sei über diese große, im Südstreifen relativ einfache und übersichtliche, im Nordteil mehr gestörte Scholle folgendes hinzugefügt. Das Höllengebirge zeigt als Ganzes den Bau einer liegenden Falte (Taf. 7, Fig. 11), deren Stirnwölbung im Wettersteinkalk besonders gut an der Adlerspitze 3 km E Steinbach am Attersee und NE vom Alberfeldkogel SE des Langbathsees erhalten ist (J. PIA, 1913, S. 588, Taf. 25; E. SPENGLER, 1956, S. 30) – Abb. 87. Im inversen, stark ausgequetschten Schenkel ist nur die Obertrias bis zum Rhät erhalten, dabei der Lunzer Sandstein meist tektonisch besonders stark reduziert. Die Umbiegung der Wettersteinkalkstirn zeigt, daß die Decke mit ihrer nachgewiesenen Überfaltung von rund 4 km (E. SPENGLER, 1956, S. 30) noch nicht sehr weit zurückgewittert ist. Im inversen Schenkel können kompliziertere Faltungen auftreten (J. PIA, 1913, S. 593, Abb. 9). Die weite Überlagerung der Langbathzone in ihrem breiten Abschnitt schien durch die Loskogel-Deckscholle NE des Vd. Langbathsees von J. PIA (1913, Abb. 10, S. 594) erwiesen, welche aber durch G. GEYER (1917, S. 79; 1922 Kt.) eingezogen worden ist.

Das Höllengebirge ist in seiner Stirnzone im zentralen Teil (Ht. Langbath-Grenzblatt) und am Ostrand (Traunsee-Grenzblatt) von tief zurückgreifenden Einrissen betroffen, an denen während des Vorschubes ungleich starke Faltung der verschiedenen Flügel vor sich gegangen ist (E. SPENGLER, 1956, S. 30; A. TOLLMANN, 1970 a, S. 25 ff.). Besonders eindrucksvoll ist die Wirkung am Traunsee-Blattverschiebungssystem, das bereits G. GEYER (1917) ausführlich gewürdigt hat. Durch eine Blattverschiebung in der Tiefe des Traunsees in Richtung N-S bis NNE-SSW wird Bajuvarikum und Tirolikum im Ostflügel rund 3 km bzw. 4,5 km (F. WEBER, 1960, S. 341) weiter gegen Norden als im Westflügel vorgeschoben, dabei ist aber überraschenderweise der Ostflügel stärker zerknittert und zusammengefaltet als der heute engere, kürzere Westflügel, so daß E. SPENGLER (1956, S. 31 f.) eine ursprünglich nördlichere Ablagerung des Wettersteinkalkes des Traunsteins gegenüber jenem des Höllengebirges zur Erklärung herangezogen hatte. Gegen Süden hin erlischt die Störung im Trauntal – Abb. 163 in Band 1 dieser Monographie. Ableger der Hauptstörung gegen SW hin stellen offensichtlich die Sonnstein-Störung (J. PIA, 1913, S. 596) und die südlich davon zuscharende bedeutendere Gsollstörung am SW-Ende des Traunsees dar (J. PIA, 1913, S. 596 ff.; G. GEYER, 1917, S. 73 ff.; E. SPENGLER, 1956, S. 31), an welcher letzterer Absenkung und Einfaltung des Ostflügels zu bemerken ist. Einst war sie ja als Westrand des im folgenden zu erwähnenden, heute allerdings hinfälligen „Almfensters“ gedeutet worden. Ein Durchreichen dieses großen Blattverschiebungssystems in die Flyschunterlage der Kalkalpen ist nicht gegeben (F. WEBER, 1960, S. 341).

Das Profil östlich des Traunsees vom Traunstein und der von ihm überwältigten hochbajuvarischen Zirler Scholle im Norden bis zu den Juraserien im Kern der Erlakogelmulde im Süden schließt gut den durch Brüche gestörten Faltenbau des östlichen Flügels jenseits der Traunseestörung auf und ist wiederholt abgebildet und beschrieben worden (G. GEYER, 1917, S. 84, Abb. 3–4; E. SPENGLER, 1924, S. 23 ff.; J. SCHADLER, 1951, S. 54, Taf. 9, Fig. 3; F. WEBER, 1960, Taf. 2, Fig. 1–4) – Abb. 93 in Band 1 dieser Monographie. An die Stirnantiklinale des Traunstein aus Wettersteinkalk mit Muschel-

kalkkern schließen gegen Süden im Faltsystem die jüngeren Schichtglieder an, Hauptdolomit bildet die Faltenkerne, Jura bis zum Plassenkalk erfüllt die Mulden. Neokom fehlt, erst die Gosau bildet in schräg NE-ziehender jüngerer Einmuldung im Eisenbachtal östlich von Eisenau eine vor der Hochkogelmulde hinziehende Zone (F. WEBER, 1960, S. 304 ff.; R. OBERHAUSER, 1963, S. 38). Das jüngere Längsbruchsystem dieses Profilstreifens, an dem häufig die Südschollen abgesunken sind, wird von F. WEBER (1960, Taf. 3) graphisch mitgeteilt.

Das zentrale tektonische Problem der Traunalpenscholle im Bereich östlich der Traun und des Almtales bildete lange Zeit die Frage nach der Existenz eines „Almfensters“, als welches F. F. HAHN (1913, S. 277 ff.) die Region mit Hauptdolomit, Rhät und Jura zwischen Eisenau/Traunsee und der Gsollstörung im Westen, dem Rinnbach SW Grünau im Norden, Offensee und Habernau/Almtal im Süden und Steyrling im Osten betrachtet hatte. Es bot sich durch die Umrahmung aus mittlerer Trias in Form von Muschelkalk und Wettersteinkalk im Höllengebirge, Traunsteinzug, Grünauer Gebiet und Kasberg-Gebiet (siehe geol. Kt. Kirhdorf), unter die der jüngere Schichtinhalt dieses als Bajuvarikum gedachten Fensters vielfach abzutauchen scheint, die Möglichkeit, hier eine derartige großräumige Struktur zu sehen. Das Hauptargument lag bei allen Befürwortern des Fensters (L. KOBER, 1923, S. 162 – Name, Abb. 76; J. PIA, 1944, S. 145; E. KRAUS, 1944, S. 227 ff.; M. KIRCHMAYER, 1957 a, S. 55, 58, Taf. 16) in den gegeneinander geneigten Schubflächen der umrahmenden Mitteltrias, die im Norden am Störungssystem Zwillingskogel-Schwereck steil gegen Süden aushebt und im Süden am Kasberg flach nach Norden überschoben (überfaltet) ist – vgl. Abb. 88, Fig. 1–3. Dies verleitet natürlich zur Verbindung der beiden Schubflächen, wodurch das Almfenster konstruiert ist. Die Gegner der Fensterhypothese, die stattdessen ein nur intern gestörtes Tirolikum annahmen (E. SPENGLER, 1924, S. 163; 1951, S. 358; 1956, S. 31; 1959, S. 203; F. TRAUTH, 1937, S. 506; L. KOBER, 1938 Kt.; T. GATTINGER, 1953, S. 178; F. WEBER, 1960, S. 347 f.; A. TOLLMANN, 1967 a, S. 246), haben eine Reihe stichhaltiger Argumente angeführt, besonders das Fehlen eines geschlossenen Westrahmens, das Fehlen eines Rahmens im Norden – wo im Traunstein-Traunsee-Profil untrennbare Zusammenhänge vorliegen – sowie im Süden gegen die Hohe Schrott hin, dann aber auch die Ungleichwertigkeit und die Ungleichzeitigkeit der Bewegungen an den Muschelkalkzügen im Osten, von denen die nördliche Randstörung ja dem Teichl-Störungssystem angehört, das durch eine steile, nachgosauische, hier südvergente Aufpressung gekennzeichnet ist. Am Käferspitz, 2 km SE Steyrling, konnte E. SPENGLER bereits früh (1924, S. 161 und Abb. 2) zeigen, daß die östliche Fortsetzung der Überschiebung des Nordrahmens diejenige des Südrahmens übergreift und daher jünger und ungleichwertig ist – Abb. 151 in Band 1 dieser Monographie. Die so lange diskutierte Frage nach der Existenz des Almfensters ist demnach heute auf Grund dieser Beobachtungen eindeutig in negativem Sinne gelöst (vgl. A. TOLLMANN, 1972 a, S. 128, Abb. 2).

Wir kamen gerade im Zusammenhang mit dem Nordrahmen des „Almfensters“ auf die Existenz eines bedeutenden, hier steil südvergenten, jungen Aufschuppungssystems im Raum südlich des tief eingreifenden Grünauer Halbfensters zu sprechen, das unter den Lokalbezeichnungen von Schwereck- und Zwillingskogel-Störung die Fortsetzung der Teichl-Störung bis 2 km ESE vom Traunstein erkennen läßt. Es ist die gleiche große Schrägstörung, die im Osten das Windischgarstener Flyschfenster auf-

geschürft hat und hier streckenweise die südliche Aufschuppung des Inhaltes des Grünauer Flysch-Halbfensters markiert. Der Abschnitt Zwillingskogelstörung nahe dem Nordrand des Tirolikums westlich von Grünau wird als inverser Bruch mit steil nordfallender Bruchfläche beschrieben, an dem im Hauptabschnitt der nordfallende Muschelkalk im Norden über den steilstehenden Hauptdolomit im Süden südvergent aufgepreßt ist (F. WEBER, 1960, S. 344 f.). In seiner westlichen Fortsetzung wird nur mehr Hauptdolomit gegen Plattenkalk verworfen, schließlich scheint die Störung im Westen im Hauptdolomit auszuklingen. Die als Schwereck-Störung bezeichnete östliche Fortsetzung der Zwillingskogel-Störung ist gleichermaßen die gegen Süden aushebende tektonische Trennfläche zwischen Unter- und Mitteltrias im Norden und Obertrias im Süden (M. KIRCHMAYER, 1957, S. 49). T. GATTINGER (1953, S. 169, Profil-taf. 1-2) hat die südvergente, zum Teil auch recht flache Aufschleppung an dieser von ihm als Hochedl-Überschiebung bezeichneten Störungsfläche anschaulich dargestellt.

#### i) Windhag-Kremsmauer-Sengsengebirgszug

Die Stirnzone des Tirolikums zwischen dem Grünauer Flyschhalbfenster im Westen und den Weyerer Bögen im Osten wird durch die Gipfel Windhagkogel in der Salmgruppe, Kremsmauer, Kirchmauer, Sengsengebirge und Krestenberg gekennzeichnet. Gegen Süden hin ist diese Zone durch die Teichlstörung und ihre Fortsetzung gegen WNW vom übrigen Teil des Tirolikums abgeschnitten, so daß sie hier gesondert besprochen werden soll.

Der Überfaltungsbetrag der Stirnzone und die Überschiebungsweite nehmen in diesem tirolischen Frontabschnitt von Osten gegen Westen hin konstant zu: Östlich vom Krestenberg bildet am Ostende des Tirolischen Bogens von F. F. HAHN (1913, S. 264) steilstehender Hauptdolomit im Weißwassergebiet den Kern einer unzerschnittenen Antiklinale, in der theoretisch die Grenze zwischen hochbajuvarischer Reichraminger Decke und Tirolikum liegt: Gegen Westen erscheint im Krestenberg der mächtige Wettersteinkalk dieser hier gegen Norden überschlagenen Antiklinale, deren weitere Fortsetzung gegen Westen im Sengsengebirge bereits durch stärkeres Norddrängen im Mittelschenkel durchreißt und überschiebt. Auch die Kremsmauer bildet den Typus der überschlagenen, basal abgescherten Großfalte mit Inversschenkel. In der Windhagscholle und in der westlicher gelagerten Grünauberg-Deckscholle (Hohe Mauer) schließlich liegt eine ausgedehnte, eindrucksvolle Verkehrtserie über der Hochsalm-Halbmulde überschoben vor, während die aufrecht lagernden zugehörigen Anteile in der erosiv durchlöcherten Grünauscholle über dem Grünauer Flyschhalbfenster liegt.

Zu den Einzelabschnitten ist folgendes zu vermerken. Die Windhag-Scholle („Windhag-Decke“, J. PTA, 1943, S. 117) ist durch die Salmüberschiebung mit ihrem gesamten Schichtinhalt von wenig Jura, viel Obertrias und – tektonisch zuoberst gelagert – Wettersteinkalk vom Untergrund tektonisch ringsum abgetrennt (Taf. 7, Fig. 10). Zwei kleine Fenster südwestlich der Hochsalmhütte, 4 km NE Grünau, lassen Jura und Kreide der Hochsalm-Halbmulde auch im Untergrund des Innenteiles der Verkehrt-scholle erkennen (J. PTA, 1943, Taf. 7). Die an Diploporen reichen Wettersteinkalke des zugehörigen normal lagernden Schenkels in den Jansenmäuern und am Janskogel-Süd-

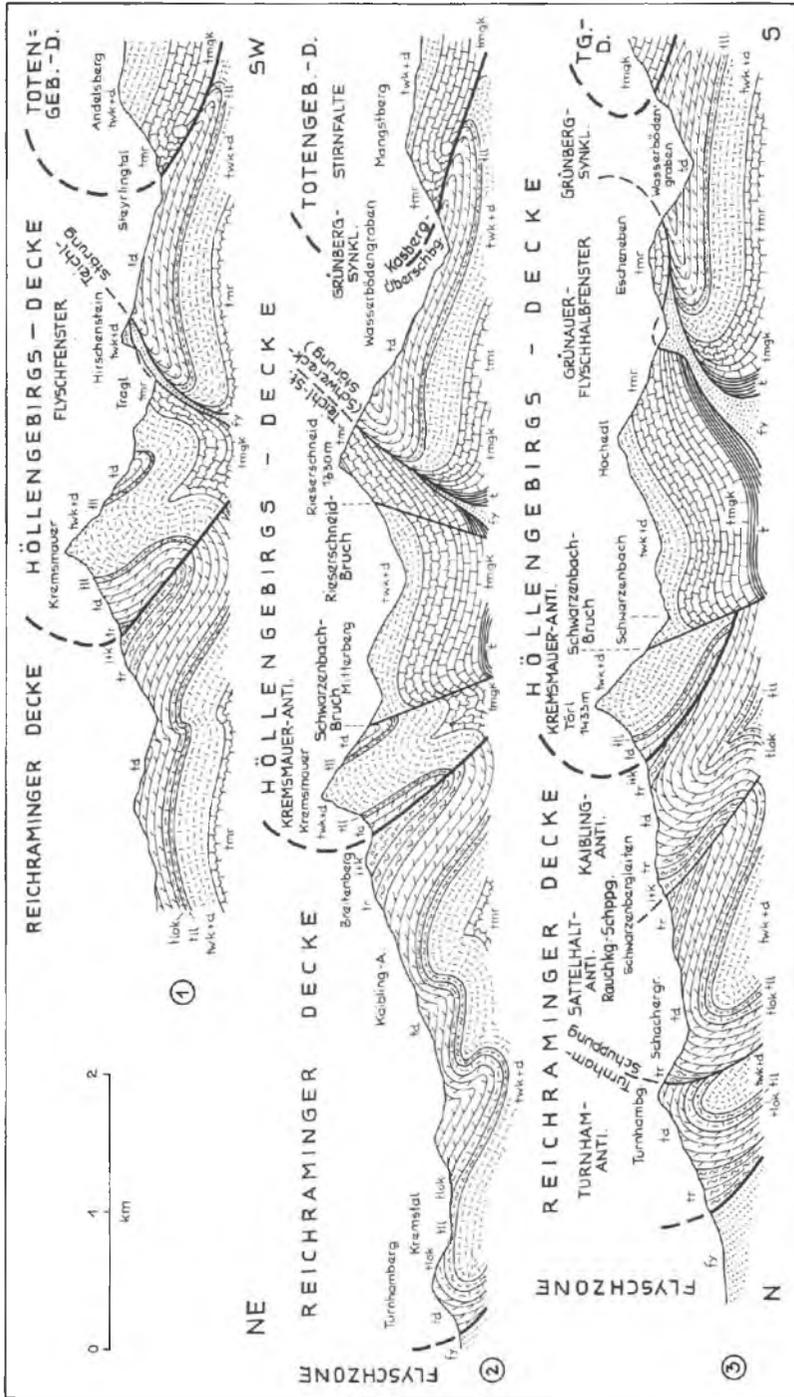


Abb. 88: Profile durch die tirolische Stirn in der Kremsmauer nach T. GATTINGER (1953, Taf. 1-2).

hang sind von der verkehrten Serie ebenfalls durch eine Überschiebung getrennt (J. PIA, 1943, S. 121; M. KIRCHMAYER, 1956, S. 11). Diese südlich anschließende, aufrecht lagernde Scholle, die sich im Gr ün a u e r H a l b f e n s t e r g e b i e t auch noch nach unten über den Muschelkalk zu den Werfener Schieferen ergänzt, hängt gegen Osten über den Gaissteinzug, 6,5 km ESE Grünau, mit der Hauptmasse des Kremsmauer-Bergstockes zusammen. Noch bis 9 km weit ESE Grünau kommt darunter der Inhalt des Flyschhalbfensters in gelappten Erosionsbuchten zutage, bis Käferreith in die NE-Vorlage des Schwereck verfolgbar und auch noch im F e n s t e r v o n S t e y r l i n g südlich vom Tragl (T. GATTINGER, 1953, S. 60), also 4 km weiter im ESE vorhanden. Von G. GEYER (1918, S. 41) wurde der Flysch noch als Kreideflysch-Fazies der Gosau aufgefaßt, die Natur als echter Flysch und als echtes tektonisches Fenster war von R. BRINKMANN (1936, S. 438 und Abb. 2) erkannt worden, von M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940, S. 428, Taf. 16) und E. KRAUS (1944, S. 193) bestätigt worden. Während J. v. PIA (1943, S. 135) und T. GATTINGER (1953, S. 186 f.) in der Frage des Flyschfensters noch immer eine unentschiedene Haltung einnahmen, hat M. KIRCHMAYER (1956, S. 13 ff.; 1957 c, S. 31 ff.) schließlich durch mikropaläontologische Belege das Flyschfenster gesichert. Bereits im vorigen Kapitel wurde begründet, daß der Mitteltriasstreifen am Südrand des Flyschhalbfensters trotz seines Heraushebens an der Schwereck-Störung nicht mit der Mitteltrias vom Kasberg im Sinne der alten Almfenster-Hypothese zu verbinden ist, sondern primär ins Liegende der Obertrias des südlich anschließenden Farrenauer Hochberges gehört.

Der Streifen im Abschnitt der K r e m s m a u e r, 6 km SW Micheldorf, zeigt bedeutende innere Komplikationen (vgl. schematisches Profil bei E. SPENGLER, 1959, S. 207 ff., Abb. 1). E. SPENGLER rechnet hier mit einem 1,5 km breiten Verkehrtschenkel der liegenden bzw. tauchenden Kremsmauerfalte mit ihrer Wettersteinkalkmasse; die dahinter hinziehende Hauptdolomitmulde der Legeralm ist im Süden durch die Schwarzenbach-Störung begrenzt, der Hochedlzug südlich davon bildet mit seiner Wettersteinkalkmasse eine nach E. SPENGLER gegen den anschließenden Muschelkalk im Süden durch den Rieserschneidbruch abgegrenzten Zone, während das ganze Ensemble dieser Mitteltrias dann am Schwereckbruch (siehe oben) gegen die Traunalpenscholle des Tirolikums versetzt ist – vgl. Abb. 88.

Südlich der großzügigen nordüberschlagenen S e n g s e n g e b i r g s f a l t e kommt erst wieder jenseits der breiten Wettersteinkalkmasse eine gegen Osten hin an Intensität zunehmende und dort auch fächerartig auseinandertretende Faltegliederung zur Ausbildung (Taf. 4). Halbantiklinalen entstehen durch den Längszuschnitt der südlichen Elemente entlang der Teichl-Hengst-Störung, am markantesten in der über den Hengstpaß ziehenden Maierock-Halbantiklinale mit ihrer steilstehenden Schichtfolge von Werfener Schichten bzw. Gutensteiner Kalk bis zum Hauptdolomit (O. AMPFERER, 1931, Abb. 33, 34; B. PLÖCHINGER, 1968, S. 200, Taf. 2, Prof. 3). Diese südliche Zone enger Faltelemente ist im Raum nördlich der T e i c h l - H e n g s t - S t ö r u n g s z o n e kleinräumig und bedeutend durch Störungen zerstückelt – vgl. die Darstellung von B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968, Abb. 1–3). Über den Verlauf der Teichl-Störung im Satellitenbild und ihre Aufspaltung im Osten in die Hengst- und Laussa-Störung vgl. S. 63 und Abb. 18. Besonders im Abschnitt nördlich von Windischgarsten lösen im südlichen Vorbergzug des Sengsengebirges zwischen Radlingberg, Patzlbeg und Kleiner

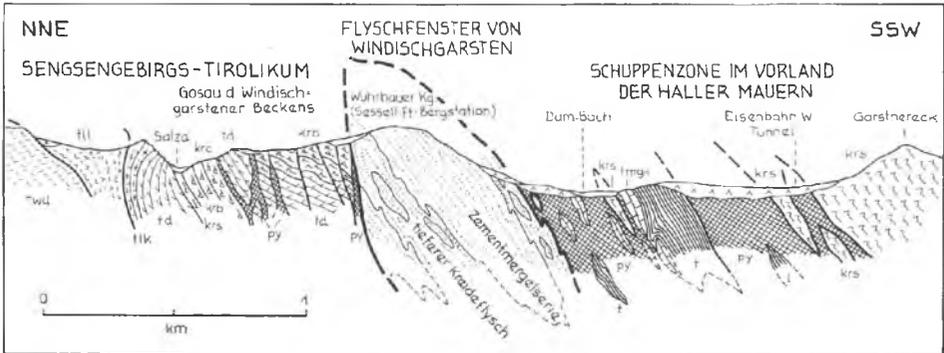


Abb. 89: Profil durch den Wuhrbauerkogel bei Windischgarsten nach S. PREY (1968, Jb.GBA, Taf. 1, Fig. 2) mit dem Flyschfenster und der intensiven Verschuppung der Zone im Bereich der Hengststörung.

Berg vorwiegend aus Lunzer-, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit bestehende Schollen einander ab (Taf. 7, Fig. 9). Im Süden folgt dann als weiterer Bestandteil des Sengsengebirgs-Tirolikums eine ebenfalls extrem stark bruchtektonisch zerrissene Zone von zugehörigen Gosauschollen, bevor im Radlingberg-Wuhrbauerkogelzug die tiefbajuvarischen Schürflinge (vgl. S. 200 f.) und Flyschfenstergesteine auftauchen (Abb. 89).

Das überraschendste Ereignis dieser Region ist die Aufpressung von echtem Flysch des tektonischen Sockels der Kalkalpen, zwei Drittel der Kalkalpenbreite vom Stirnrand entfernt im Radlingfenster NW Windischgarsten und im 4 km langen Windischgarstener Flyschfenster am Wuhrbauer-Kogel NE des gleichnamigen Ortes (Taf. 7, Fig. 9). Die Entdeckung dieser Fenster durch R. BRINKMANN (1936, S. 7, Abb. 3) war so unerwartet, daß trotz seiner detaillierten, bereits auch auf Schwermineral-Untersuchungen aufgebauten Beweisführung Spezialisten der Gosau die Gesteine weiterhin zu flyschähnlicher Gosau umdeuteten (O. KÜHN, 1939, S. 260) und selbst L. KOBER, der erstrangige Vertreter des Fernschubes der Kalkalpen, noch 1938 (S. 116) schreibt: „Ein Flyschfenster, 20 km vom Flyschrand entfernt, wäre als direkter Beweis für die Flyschunterlage der Kalkalpen von großer Bedeutung – aber es existiert nicht. Es kann sein, daß bei Grünau ein Flyschfenster vorkommt – bei Windischgarsten ist keines vorhanden.“ Erst die erneute Detailuntersuchung hat mit Hilfe von Mikropaläontologie und schwermineralogischen Belegen abermals die Fensternatur unter Beweis stellen können (S. PREY et al., 1959, S. 202 ff.; S. PREY, 1964, S. 246 ff.; S. PREY in B. PLÖCHINGER etc., 1968, S. 180 ff.). Der steil nordwärts aufgepreßte Flysch umfaßt Schichtglieder vom Gaultquarzit über Reisselsberger Sandstein und bunte Schiefer bis zur Zementmergelserie. Am Gunstberg NW von Windischgarsten ist von Norden nach Süden die tektonische Abfolge Flyschschürflinge, tiefbajuvarische Serie und Muschelkalk am Gipfel des Berges als Bestandteil des von Süden her aufgeschobenen tirolischen Lappens der Warscheneck-Stirnschuppenzone erhalten geblieben.

Südlich der stark zerstückelten Südrandzone der Sengsengebirgsscholle mit den Fensteraufbrüchen folgt schließlich die Region der permisch-tieftriadischen Gesteine der Warscheneck-Stirnschuppenzone mit der auflagernden Windischgarstener Gosau.

## 2. Die Totengebirgsdecke

Die Totengebirgsdecke, aufgestellt von F. HAUG (1908, S. 1428), wird durch die **Kasbergüberschiebung** im NE begrenzt; gegen WSW hin setzt die Deckenfront mit einer Liegendfaltenstruktur fort: Mit einer gewaltigen gegen NNW überschlagenen **Stirnfalte** wird das Massiv des Toten Gebirges dort faltendeckenförmig über die Grünbergmulde überwalzt, welche den SE-Rand der Traunalpenscholle des Tirolikums begleitet (Taf. 7, Fig. 10). E. SPENGLER (1951 a, S. 358) rechnet im NE mit einem Schubbetrag von 7 bis 8 km. Auf Grund des Zurückspringens der Kasbergüberschiebung in Richtung Almsee ist zufolge der Überlagerung von Muschelkalk auf Hauptdolomit jedenfalls ein Betrag von mindestens 4,5 km anzusetzen. Die auch für den Nordteil von G. GEYER (1910 b, S. 195; 1911, S. 83, Fig. 2) vertretene Auffassung einer Liegendfaltenstruktur im Kasberggebiet hat sich nicht bewährt, da nicht nur an der Turmmauer, sondern auch am Spitzplaneck und am **Kasberg** selbst (auch noch an dessen Südseite) sowie am Predigtstuhl die Überschiebung einer aufrechten Serie mit Muschelkalk an der Basis über Hauptdolomit aufgeschlossen ist (erste Angaben bei J. v. PIA, 1943, S. 142; M. KIRCHMAYER, 1956, S. 6). KIRCHMAYER konnte ferner ein Fenster von Hauptdolomit unter Muschelkalk am „Tanzboden“ SE des Kasberggipfels entdecken. Gegen SW nimmt die Stirn der Totengebirgsdecke aber im Bereich des Almflusses Faltencharakter an: Bereits am Meisenberg NE von Habernau ist der Verkehrtchenkel nachzuweisen, im Dürrenbachtal NW vom Almsee treten im Liegenden des Ramsaudolomites nicht Muschelkalk (G. GEYER, 1913, geol. Kt. Kirchdorf), sondern Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk auf (E. SPENGLER, 1959, S. 217), so daß ab hier gegen SW auch der Verkehrtchenkel an der Deckenstirn erhalten ist.

In der Region südlich vom **Offensee** wird die Stirnfaltenzone durch eine bedeutende westvergente **Querfaltung** erfaßt: E. SPENGLER (1925 b, S. 162 f., Abb. 3) hat die vom Offensee aus schön überblickbare Querfalte mit den in die Obertrias tief und steil eingesenkten Juragesteine dargestellt, die die Dachsteinkalkplatte des Toten Gebirges von der Hohen Schrott trennt. Im westlich anschließenden Abschnitt der Totengebirgs-Überfaltungstirn wird die beträchtliche Weite der Überlagerung durch das **Schwarzenbergfenster** im westlichen Toten Gebirge nördlich vom oberen Rettenbachtal erwiesen, in dem nach O. GANSS (1937, S. 355 ff.) der inverse Jura des Mittelschenkels unter dem Obertriasrahmen als Fensterinhalt eines 4 km langen, SW-NE-ziehenden Überfaltungsfensters auftaucht, dessen Aufbau ursprünglich von E. v. MOJSISOVICS (1905, S. 40) als Doppelfenster aufgefaßt worden war und das erst allmählich in seiner Struktur geklärt werden konnte (vgl. L. WAAGEN, 1924, S. 65 ff.) – Abb. 9 in Band 1 dieser Monographie.

Eine ökologische Gliederung des rund 700 m mächtigen gebankten Dachsteinkalkes nach Lithofazies und Foraminiferen haben jüngst J. HOHENEGGER & W. PILLER (1975) vom Nordabsturz des Toten Gebirges südlich von Grünau/Almtal gegeben.

Das **Innere der Totengebirgsdecke** ist einfach gebaut. Von NE gegen SW hin steigt die Schichtfolge zu immer jüngeren Schichtgliedern empor (G. GEYER, 1916, geol. Kt. Liezen). Sie umfaßt Muschelkalk im Kasbergmassiv, Wettersteinkalk im Streifen Offensee-Almsee-Ödensee bis zum Steyrtal in der Ht. Tambergau, Hauptdolomit im nur vorbehaltenlich hiehergestellten Tambergzug südlich der Teichl (zum Teil abge-

trennt bei B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, Abb. 4), Dachsteinkalk im Plateaustock des östlichen Toten Gebirges, das im Inneren nur geringe Reste von Schwellenjura eingesenkt enthält (z. B. Elmseezone), und Jura schließlich im SW-Teil des Toten Gebirges, das im Raum des Oberen Salztales (Öderntal) und in der Umgebung des Grundl sees gegen Süden hier bruchtektonisch von der Hallstätter Zone getrennt ist.

Die Dachsteinkalkplatte des Toten Gebirges zeigt im Hauptteil geschichtete Fazies (Abb. 90), die Riffentwicklung ist nur auf den Südrand beschränkt, sie fehlt auch im Osten, wie gegenüber G. GEYER (1913, S. 281; 1916 Kt.) und H. ZAPPE (1962, Abb. 1) bei H. ZANKL (1967, Abb. 1) richtiggestellt ist. Die große Masse von Oberjura in Form von Oberalmer Schichten und Tressensteinkalk, vor allem aber von Plassenkalk nördlich vom Grundlsee und östlich des Altausseer Sees ist der flachen, gegen SW achsial abtauchenden Tressensteinmulde eingelagert. Von der Ostkante der Hochfläche des Toten Gebirges ist die flexurartige Querfaltung hervorzuheben, an der der Dachsteinkalk steil gegen das innere Stodertal abfällt (G. GEYER, 1913, S. 281). Eine starke diagonale Bruchtektonik erfaßte die Totengebirgsdecke besonders bei ihrem Abtauchen gegen Süden (A. TOLLMANN, 1970 a, Abb. 18, S. 54).

Erst das Studium der Satellitenbilder hat die Felderung des Südteiles des Toten Gebirges durch weithin verfolgbare Lineamente enthüllt. Am überraschendsten ist das lange Aushalten der Längsbrüche, nämlich der hier als Osterhorn-Südrand-Störung bezeichneten Linie, die man gegen Westen bis zum Königssee verfolgen kann, und der als Toplitz-Störung bezeichneten Bruchfuge, die sich nach



Abb. 90: Die geschichtete Dachsteinkalkfazies auf der Hochfläche des Toten Gebirges. Der Blick gegen SW läßt hinter der Depressionszone im Mittelgrund mit den Hallstätter Schollen im Hintergrund die Dachsteindecke mit dem vom Hohen Dachstein überragten Dachsteinplateau erkennen.

Osten bis Windischgarsten trassieren läßt! Hinzu kommt im Südostteil des Toten Gebirges eine Schar kräftiger Schräg-Bruchlinien, zwischen dem als Heilbrunner Störung bezeichneten, Mitterndorf querenden Bruch im Westen und der altbekannten Salzsteiglinie im Osten (vgl. S. 63 und Abb. 18).

### 3. Die Warscheneckdecke und die Wörschach-Admonter Zone

#### a) Der Hauptkörper der Warscheneckdecke

Mit schöner Stirneinrollung, die in den gebankten, vom Warscheneckstock gegen das Windischgarstener-Vorderstoderer Becken nordwärts abtauchenden Dachsteinkalken deutlich hervortritt, überfährt die Warscheneckdecke in großem Halbrund zwischen der Pyhrnregion im Osten, Gleinkersee, Roßleiten und Hinterstoder im Norden und dem Salzsteigjoch im Westen die davorliegende Warscheneck-Stirnschuppenregion und die Gosaaufüllung des Windischgarstener Beckens. Gegen Westen hin aber setzt sich über Lawenstein und Türkenkogel (Taf. 7, Fig. 10) mit einer noch klareren, im Norden überschlagenen Stirnfalte (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 107, Taf. 4, Fig. 10–11) die Warscheneckdecke bis östlich von Bad Aussee fort – Abb. 94–95 in Band 1 dieser Monographie. Die Bezeichnung des Kernstückes dieser Einheit als „Warscheneckscholle“ geht auf A. THURNER (1954 b, S. 190, Taf. 13, Fig. 2) zurück. Diese Bezeichnung wurde von E. KRISTAN & A. TOLLMANN (1962, S. 23) unter Berücksichtigung der weiten Ausdehnung dieser tirolischen Einheit im Mitterndorfer Becken und unter Bedacht auf die kräftige, noch nachgosauisch weiter ausgestaltete Überschiebung und Überfaltung des Hauptkörpers auf „Warscheneckdecke“ erweitert. Betreffs der Gosau-Einklemmungen am Salzsteigjoch, im Pießlingtal, am Schwarzenberg etc. hat E. SPENGLER (1959, S. 220 f.) berichtet.

Eine Verbindung der Warscheneckdecke gegen Süden zur klar dem Tirolikum aufgeschobenen Grimmingstirn der Dachsteindecke, die bis zuletzt immer wieder von E. SPENGLER (1961, S. 177; 1963, Abb. 1) gefordert worden ist, besteht nicht, wie vom Verfasser (1960 b, S. 111) gezeigt worden ist (Taf. 7, Fig. 10). Auf der anderen Seite ist der Zusammenhang und Übergang vom Hauptdolomit der Warscheneckdecke im Tauplitzalmgebiet bei der Krallerscharte zu den Padataschichten der Zlambachfazies der Hallstätter Zone des Grasberg-Oderntalzug, den G. GEYER (1916 a, S. 224) angegeben hatte und auf den sich wiederholt E. SPENGLER bezogen hat (1959, S. 221), nicht real, wie vom Verfasser an der gleichen Stelle, S. 107, dargelegt worden ist. Hingegen besteht gegen Süden hin zur Wörschacher Scholle nur im östlichen Teil eine durchlaufende Trennung durch eine südvergente Aufschuppung, während in dem (allerdings noch nicht neu kartierten) Abschnitt östlich vom Krahnstein kaum eine großtektonisch bedeutsame Grenze zu legen ist.

Der Innenbau der Warscheneckdecke ist im Warscheneckstock einfach. Die tieferen Anteile der Decke kommen in Form einer großen, in sich leicht gefalteten Aufwölbung aus Ramsadolomit westlich vom Hochmölbinger zutage, der im Hangenden von nur schmalen Halobienschiefern und Carditaooliten, von mäßig mächtigem Hauptdolomit und dem bedeutenden, gebankten, im Zentrum der Warschen-

eckgruppe flach lagernden, im Norden aber bereits nordwärts tauchenden Dachsteinkalk überlagert wird. Der gebankte Dachsteinkalk geht gegen Süden (Angermauern) und gegen Osten (Schwarzenberg) im tieferen Anteil in Dachsteinriffkalk über (G. GEYER, 1913, S. 286 f.).

Juraschichtglieder sind im Hauptabschnitt der Warscheneckdecke im Bereich westlich vom Schwarzenberg, am Stubwieswipfel und Wurzener Kamp, also im Raum um die Wurzener Alm, erhalten. Die Schichtfolge führt über Hierlatzkalk und Fleckenmergel, über Radiolarit und dünnbankige hornsteinführende Oberalmer Schichten zum Plassenkalk am Stubwieswipfel. Im SW des Wurzener Kampls liegt noch Haselgebirge einer von F. F. HAHN (1913, S. 451) erkannten juvavischen Deckscholle auf. Da das Haselgebirge noch unter dem Südwestrand des Liasfleckenmergels des Wurzener Kampls eingezwickelt ist, hat E. ANTWANDTER (1953, S. 89) auch noch den Juraanteil des Wurzener Kampls zur Deckscholle gerechnet, worin ihm E. SPENGLER (1959, S. 230, Taf. 4) und A. TOLLMANN (1967 a, Taf. 2) gefolgt sind. S. PREY (1968 b, S. A 40; B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, S. 195 f.) konnte aber zeigen, daß der gesamte Jura zum Sockel, also zur Warscheneckdecke, zu rechnen ist und die Deckscholle auf das Haselgebirge und die begleitende Rauhacken-Brekzie beschränkt ist.

Das vielfach von der Wörschacher Gosau verhüllte, geschuppte Hügelland zwischen Warscheneckstock und Ennstal wird als Wörschacher Scholle bezeichnet. Der große zusammenhängende Bergzug im Norden dieser Scholle, der Bergstock Bärenfeuchter Mölbing und Gwönlistein, aber bildet trotz seiner tektonischen Abtrennung vom Hauptkörper der Warscheneckdecke durch Werfener Schiefereinklemmung im Norden eine sich im Ostteil des Krahnsteinmassivs deutlich fortsetzende Jurazone (Hechelsteinmulde, A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 2), die unter den durch den kräftigen Krahnstein-Schrägbruch abgesetzten Hallstätter Deckschollen vom Krahnstein-Westteil und Rabenkogel hindurch zur tirolischen Juramulde NW Mitterndorf in Verbindung steht und demnach Bestandteil der Warscheneckdecke ist. Gegenüber der Karte von G. GEYER, Blatt Liezen (1916), hat sich der Krahnstein-Ostteil nicht als Hallstätter Scholle, sondern als tirolischer Jura mit einer Serie von mächtigen Lias-Fleckenmergeln, Radiolarit, Oberalmer- und Tressensteinkalken erwiesen (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 109, Taf. 2). Die östlich anschließende „Hallstätter Trias“-Schollenreihe GEYERS und HÄUSLERS (1943, S. 31 f.) bis hinüber zum Bärenfeuchter Mölbing stellt, wie erwartet, die Fortsetzung dieser Juraserie dar (W. JANOSCHEK, 1965, S. A 32).

Im Westabschnitt der Warscheneckdecke schließlich kommt im Kern der Stirnfalte im Lawenstein-Hauptdolomit, westlich der kräftigen Salzatal-Querstörung, noch Ramsaudolomit zutage. Die Gosau des Ausseer Weißenbachtals liegt bereits auf den steilstehenden Dachsteinkalken der Türkenkogel-Schnöteritzkogel-Stirn. Interessant ist der dreimalige Fazieswechsel im Jura quer zum Streichen, der sich durch ein enges Hintereinander von Schwellenrotkalk und Beckenfazies (Fleckenmergel) im südlichen Abschnitt dieses Teiles der Warscheneckdecke entlang der Salza geltend macht (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 85 f.; 1962 b, S. 496). In der südlichen Zone dieses Abschnittes erreicht der Fleckenmergel des Lias im Ostteil des Mitterndorfer Beckens enorme Ausdehnung, durch eine enge faltende Zusammenpressung im Kulmkogel vor der Stirn der andrängenden Dachsteindecke (H. HÄUSLER, 1943, S. 39, Abb. 11) auch große tektonische Mächtigkeit. E. SPENGLER (1959, S. 224 f.) hat noch unter dem Eindruck der

scheinbaren Überlagerung durch Hallstätter Deckschollen im Krahstein-Hechelstein-Mölbingszug diese Juraserie vom Fleckenmergel bis zu den Oberalmer Schichten als eigene „Liasfleckenmergeldecke“ bezeichnet, parallelisierbar seiner „Zlambachschuppe“, also dem nördlichen juvavischen Streifen, während heute an der Zugehörigkeit dieses Jurastreifens zum Tirolikum nicht mehr zu zweifeln ist. Die Grenzverhältnisse des Tirolikums im Mitterndorfer Becken und Grundlseegebiet zu den hier reichlich auftretenden Hallstätter Schollen werden bei Besprechung des Juvavikums erörtert.

#### b) Wörschacher Scholle

Während wir die Windischgarstener Schuppenzone und die Werfener Schuppenzone als wahrscheinliche Fortsetzung der Hallstätter Zone gegen Osten im Zusammenhang mit der juvavischen Großenheit besprechen wollen, erscheint es angebracht, die Wörschacher Scholle im Anschluß an die Warscheneckdecke zu erläutern. Diese Scholle bildet eine Vorbergzone südlich des zusammenhängenden Warscheneck-Massivs nördlich des Ennstales, die vom Pyhrnpaß im Osten bis Pürgg vor dem Grimmingstock im Westen reicht. Dieses in Anlehnung an die Bezeichnung „Wörschacher Graben“ (E. SPENGLER, 1959, S. 225) hier als „Wörschacher Scholle“ bezeichnete Areal ist im Norden und Süden durch zwei lange, ziemlich gerade hinziehende, steilstehende Störungen begrenzt, im Osten gegen den Pyhrnpaß zu konvergierend: Die nördliche Pyhrnlinie GEYERS (1913, S. 299), die hart am Südrand des Warscheneck-Stockes nördlich vom Burgstall und Mölbingszug zum Grimmingbach-Längstal verläuft und die im Süden unter dem Ennstal weithin verdeckte Ennstalstörung, die zwischen dem Karbon von Trautenfels und der Tressensteintrias im Westen und zwischen den Werfener Schichten und der Gosau von Weissenbach im Ennstal an gegen ENE sichtbar wird (G. GEYER, 1913, S. 307; E. SPENGLER, 1924 b, S. 149 und Abb. 2; 1959, S. 225) – vgl. auch das im Satellitenbild wahrnehmbare Störungsbündel im Raum der Pyhrnlinie auf Abb. 18. Ein Querbruch zwischen Grimming und Tressenstein sorgt im Westen auch für eine grabenförmige Absenkung dieser dreieckigen Scholle (vgl. E. SPENGLER, 1959, S. 226), die außer der vorgosauischen Deckentektonik auch noch eine kräftige nachgosauische Faltung und eine sehr junge Bruchtektonik erlitten hat.

Der Aufbau des Gebietes ist zufolge des Fehlens einer neuen Kartenveröffentlichung, die über die Karte von G. GEYER, Blatt Liezen (1916), hinausgeht, noch ungenügend bekannt. Die Karten von H. HÄUSLER (1943, Taf. 1) über den Westteil und von E. ANIWARDTER (1953, Kt.) über den Ostteil entsprechen durch die Unzuverlässigkeit der Kalkscholleneinstufung nicht den heutigen Anforderungen. Durch die Berichte über die Neuaufnahme von W. JANOSCHEK (1965, S. A 31 f.) ergibt sich ein grobes Bild der Schollenzuordnung: Dachsteinkalke bilden den Brandangerkogel nördlich von Pürgg und den Purgstall NNW Weissenbach, Triaskalke und Dolomite bilden den Acherlsteinzug nördlich von Niederhöfen. Die Wolkenstein-Kalkklippe NE von Wörschach besteht aus Plassenkalk, der Hauptteil der übrigen Schollen westlich des Weissenbaches aus Oberalmer- bis Tressensteinkalk ebenso wie der Bergzug Gwönlstein-Hechelstein-Bärenfeuchter Mölbingszug. Die früher vielfach angegebenen Hallstätter Kalke dieser Zone wurden noch nicht neu bestätigt.

Nach allem handelt es sich demnach hauptsächlich um eine tief eingesenkte Süd-scholle der Warscheneckdecke mit Dachsteinkalk und Jura des Tirolikums ähnlich wie im

Sockelbereich des Mitterndorfer Beckens. Trotzdem ist noch mit der Erfassung von juvavischen Deckschollen in kleinem Umfang zu rechnen, sei es in Form des vielfach bekannten Haselgebirges und von Werfener Schichten, sei es doch in Form von Hallstätter Kalkklippen, wie z. B. wiederholt vom Noyer 2 km nördlich von Steinach, überschoben auf Liasfleckenmergel, angeführt worden ist (H. HÄUSLER, 1943, S. 35, Abb. 6; E. SPENGLER, 1924 b, S. 147, Abb. 2; 1969, S. 226). Der Aufbau der den Untergrund so reichlich verhüllenden Kreide- und Alttertiärserie der Wörschacher Scholle ist jüngst durch W. JANOSCHEK (1968) bekannt geworden: Die bis in die jüngste Zeit tektonisch noch stark gestörte Serie reicht vom tiefesenonen Grundkonglomerat bis zum Obercampan; Obermaastricht, Paleozän und Untereozän konnten ebenfalls erfaßt werden (vgl. Bd. 2, S. 435 f.).

### c) Die Admonter Schuppenzone

Der Begriff Admonter Schuppenzone stammt von E. SPENGLER (1928 b, S. 17) und umfaßt das Gebiet zwischen der Pyhrnlinie im Westen und der Admonter Bucht von Tieftriasgesteinen im Halbrund von Haller Mauern und Gesäusebergen im Osten. Es besteht aus einer verschuppten Folge von vorwiegend tieftriadischen Gesteinen und zeigt große Analogien zur Werfener Schuppenzone des Westens – Taf. 7, Fig. 9.

Die Schichtfolge umfaßt in der tiefsten Einheit, der Pleschbergschuppe, von Süden her über der Grauwackenzone aufsteigend zunächst Prebichlschichten, dann sehr mächtige Werfener Schichten und Reichenhaller Rauhwacke. Die Obergrenze dieser Schuppe ist im Westabschnitt durch das Band der Rauhwacke gegenüber den tektonisch auflagernden schiefrigen Werfener Schichten entlang der Linie Weißenbach-Pyhrn-Pfleger-Moaralm bis nördlich von Admont klar markiert, dann nur mehr durch eine zerrissene Kette von verschuppten Rauhwackenzügen angedeutet. E. SPENGLER (1959, S. 228) vergleicht diese tiefste Schuppe nach Quarzit-Dominanz und Position mit der Wurmegg-Schuppe des Werfener Schuppenlandes.

Wie dort folgt dann die Normalausbildung der Werfener Schichten als Schiefer in der nächsthöheren Schuppe, die hier als Gstatmayer-Schuppe bezeichnet werden kann. Zwei weitere kleine Schuppen folgen darüber noch im Abschnitt des Bosrucktunnels (G. GEYER, 1907, Taf. 1).

Reste von Obertrias bzw. Jura im Liegenden der Mürzalpendecke im Abschnitt der Gesäuseberge, der Haller Mauern sowie des Bosruck im Rahmen der Admonter Schuppenzone sind am ehesten als verschürfte Teile dieser Schuppenzone selbst zu betrachten (vgl. S. 366). Solche Späne stellen sich z. B. auf der Südseite des Bosruck, unter dem östlich anschließenden Karleck, unter dem Gr. Warschenberg und südlich vom Lärcheck am SE-Rand der Haller Mauern, entlang der Basis des Stockerkogels, in den Bergen am Gesäuse-Eingang und unterhalb des Lärchkogels SW davon ein. Sie sind wichtige Zeugen für die tektonische Auflagerung, für die Fernüberschiebung der sich darüber aufbauenden Mürzalpendecke (siehe S. 365 f.).

Eigenartig und nach wie vor nicht gesichert ist die Position des Bosruck am Nordrand des Schuppenlandes. Die grundlegende Arbeit hierüber stammt von G. GEYER (1907) anlässlich des Baues des Bosrucktunnels. Folgende stratigraphische Gliederung ließ sich feststellen: Haselgebirge, Werfener Schichten, Gutensteiner Kalke, dickbankige

bis massige Muschelkalke (wohl Annabergkalk), Gutensteiner Dolomit, heller Mitteltriasdolomit, Brachiopoden führender roter, hornsteinhaltiger Schreyeralmkalk; dann folgt ein massiger heller Kalk, der von O. AMPFERER (1926, S. 182) als fraglicher Wettersteinkalk, von G. GEYER (1907, S. 12) als obertriadischer Riffkalk, als Hochgebirgskorallenkalk, bezeichnet worden war. Da Diploporen, Halobien, Megalodonten und Thecosmilien hieraus beschrieben sind, da der Kalk ohne irgendein karnisches Schieferniveau über dem Mitteltriasdolomit lagert, wird im Sinne von E. SPENGLER (1959, S. 228) und R. LEIN (1976, S. 220) angenommen, daß hier analog den Verhältnissen in den Mürztaler Alpen, im Mandlingzug oder dem Dachstein-Südrand eine Serie von Wettersteinkalk über Tisovec-Kalk zum Dachsteinkalk ohne Unterbrechung durchläuft.

Die Scholle des B o s r u c k lagert dem Admonter Schuppenland nicht normal auf, sondern liegt im Süden und Norden über Juragesteinen aufgeschoben: Den Jura unter dem Südrand hat O. AMPFERER (1926, S. 186, Abb. 14 und geol. Kt. 1933) beschrieben, von der Nordseite hat S. PREY (1968, S. A 40) eine Serie von Liasfleckenmergeln, Hornsteinkalken und Sphaeractinien führenden Plassenkalken erwähnt. Da auf der Südseite des Bosruck auch Gosau eingeklemmt ist, muß man auch eine südvergente nachgosauische Rückschuppung ähnlich der „Hochgebirgsüberschiebung“ im Westen annehmen. Nach der Fazies kann nun der Bosruck sowie das östlich anschließende Karleck entweder als Fortsetzung der Mandlingschuppe, also als ein Element der Schuppenzone am Kalkalpensüdrand selbst gesehen werden, oder man vergleicht ihn zufolge des mitteltriadischen Hallstätterkalkes etc. mit den Verhältnissen am Dachstein-Südrand, was eine Zuordnung als südliche Auslierscholle zur hochalpinen Mürzalpendecke im Sinne des Verfassers (1967 a, Taf. 2) zur Folge hätte: Gegenüber den heute im NE benachbarten Haller Mauern mit ihrer Ramsaudolomit/Carditaschichten/Dachsteinkalk-Schichtfolge bestehen aber bemerkenswerte fazielle Unterschiede.

Die karbonatische Trias der Haller Mauern und der Gesäuseberge ist der Rahmen der Schuppenzone im Norden und Osten, der mit kräftigem basalem Schrägzuschnitt diesem Schuppenland aufgeschoben ist, wie bereits O. AMPFERER, E. SPENGLER u. a. erkannt haben.

#### 4. Die Sulzbachdecke und die Reiflinger Scholle

Die Fortsetzung der tirolischen Stirn des Mittelabschnittes der Kalkalpen, die im Osten in die Sengengebirgs-Antiklinale mündet, bildet im Ostabschnitt der Kalkalpen jenseits des Weyerer Quereinrisses die Gamsstein- und Sulzbach-Antiklinale, die das zentrale Rückgrat der Sulzbachdecke bilden. Die Parallelisierung dieser Züge ist durch die faziell unterbaute Studie von P. STEINER (1965, S. 281 und Abb. 1) heute gut gesichert, so daß der zweimalige Sprung im Streichen der Elemente über die Weyerer und über die Göstlinger Querstörung überbrückt werden kann (Abb. 79). Die Sulzbachdecke hat sich so als das frontale Element des Tirolikums erfassen lassen, während sie früher noch als Südteil der Lunzer Decke, als Lunzer Decke II, als Anteil des Bajuvarikums angesehen worden war, da man in erster Linie die hier weiter gegen Süden reichende Lunzer Fazies zur Beurteilung ihrer Stellung herangezogen hatte. Gegen Westen und Osten hin erleidet die Sulzbachdecke in ihrem Verlauf Abänderungen: Ihr westlichstes Ende wurde nachgosauisch durch das Eindrehen im innersten Stauraum der Weyerer Bögen abgerissen und als

Reiflinger Scholle über den Deckenhauptkörper gleichsam als überdimensionale Dachschruppe aufgepreßt.

Gegen Osten hin aber gliedert sich 10 km ENE Lunz ab dem Stierhaltkogel der höhere Teil der Sulzbachdecke, die hier bereits eine große liegende Falte bildet, unter Abscherung ab und setzt als selbständiger Deckenkörper in Form der Reisalpendecke gegen Osten bis zum Triestingtal fort. Die Reisalpendecke übernimmt hier in ihrem Ostabschnitt die Stirn des Tirolikums, da der im Liegenden verbliebene, verkehrt lagernde Teil der Sulzbachdecke bald nur mehr in großen Fenstern im Raum um Annaberger, schließlich aber ganz im Osten als verkehrt lagernder Inhalt des Schwachatfensters 9 km westlich von Baden erscheint, ansonsten aber in der Tiefe unter der Reisalpendecke verdeckt ist. In großtektonischer Hinsicht ist so das Deckenpaar Sulzbachdecke-Reisalpendecke die vorderste Einheit des Tirolikums östlich der Weyerer Bögen, das durch die im Süden anschließende Unterberg- und Göllerdecke demnach im großen eine Dreigliederung aufweist. Dabei streichen die Hauptgrenzen dieser Deckenfolge schräg gegen ENE an den Vorderrand des tirolischen Sedimentgesteinsstreifens heran, so daß vom Westen gegen Osten nacheinander Sulzbachdecke (ab Pielachursprung), Reisalpendecke (ab Triesting), Unterbergdecke (ebenfalls ab Triesting) und Peilsteindecke (ab Gaadener Becken) von der Oberfläche verschwinden und zuletzt die höchste Haupteinheit des Tirolikums, die Göllerdecke, im kalkalpinen Wienerwald die tirolische Stirn bildet. Diese Göllerdecke nimmt gegen Osten an Breite derart zu, daß sie den Hauptteil der Kalkalpen im Profil zwischen Anninger und Hoher Wand beherrscht und dort selbst wiederum in Teildecken aufspaltet.

Die Sulzbachdecke ist zwischen Altenmarkt an der Enns im Westen und dem Annaberger Fenster im Osten auf einer Strecke von 60 km weit direkt verfolgbar, ihre unterirdische Fortsetzung gegen Osten aber kündigt sich in dem fast ebensoweit entfernten Schwachatfenster im Helenental an. Die Erkenntnis dieser erst jüngst in ihrer gesamten Erstreckung als selbständige großtektonische Einheit erfaßten Decke ist im Gegensatz zu den übrigen voralpinen Decken des Ostens, die L. KOBER und E. SPENGLER bald in den Hauptzügen erfaßt hatten, nur Schritt für Schritt erfolgt: Nachdem zunächst F. TRAUTH (1934, S. 96) den Mittelabschnitt dieser Einheit im Raum von Pfafenschlag nördlich von Lunz ausgegliedert hatte, später durch A. RUTTNER (1949, Taf. 1) die Kenntnis dieses Mittelteils vertieft worden war, gelangte E. SPENGLER (1959, S. 253 ff., S. 264) zur regional richtigen Abtrennung dieser von ihm seit 1951, S. 271, als „Sulzbachschruppe“ bezeichneten Einheit durch Einbeziehung des Streifens südlich der Königsbergüberschiebung im Westen und des Abschnittes bis zur Pielachursprungmulde im Osten. Der Begriff Sulzbachschruppe deckt sich demnach mit einer Reihe jüngerer Bezeichnungen wie „Lunzer Decke II“ (A. RUTTNER, 1962, S. 14, Abb. 1) oder „Göstlinger Teildecke“ (P. STEINER, 1965, S. 272). Nach der Erfassung des enormen Ausmaßes der Überfaltung und Überschiebung der auf 10 km Breite verkehrt liegenden Decke in ihrem Osteil sowie deren durchlaufender tektonischer Begrenzung und der unterirdischen Fortsetzung bis an den Ostrand der Kalkalpen wurde die von E. SPENGLER gegebene Bezeichnung auf Sulzbachdecke erweitert (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 154 ff., S. 162 f.).

Die Besprechung der einzelnen Abschnitte der Decke sei mit der Betrachtung des abgerissenen Westteiles, der Reiflinger Scholle (Name von F. TRAUTH, 1937,

S. 507), begonnen - Taf. 7, Fig. 8. Die Eckpunkte der rhombisch begrenzten Scholle liegen bei Altenmarkt/Enns, Palfau, Landl und westlich vom Zinödl. Gegen Osten hin läuft sie in den lange ausspitzenden „Mendlinger Sporn“ aus, der nicht wie die übrigen Schollenränder durch steile Störungen, sondern durch flache Aufschuppungen begrenzt ist. Die Scholle wird vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebaut, die tieferen Schichtglieder, besonders im Mendlinger Sporn bei Palfau und in der zentral längs verlaufenden Stiftlberg-Antiklinale sowie an der Basis der Kerzenmandl-Schuppe NE von Großreifling zeigen den Faziesübergang innerhalb der Scholle vom Übergangsbereich zwischen Wettersteinkalk im Norden zur Lunzer Fazies mit der mächtigen Entwicklung von Gutensteiner und Reiflinger Kalken (die ja gerade im Großreiflinger Profil neu studiert sind) - vgl. S. 88 und 120 in Band 2 dieser Monographie. Die mehrfache Verzahnung von Nordtiroler und Lunzer Fazies über verschiedene tektonische Einheiten des Weyerer Bogensystems hinweg muß bei der Beurteilung der Stellung der Scholle besonders berücksichtigt werden: Die Lunzer Fazies darf nicht verleiten, sie als Element der Lunzer Decke zu sehen, wie dies zur Zeit vor der Abgliederung der Sulzbachdecke zum Teil üblich war (E. SPENGLER, 1959, S. 268).

In älterer Zeit war durch O. AMPFERER (1931 c, S. 285, Fig. 40) die Reiflinger Scholle als fernüberschobenes Element gedeutet worden, später war wenigstens noch der umgebende Permoskythring als juvavische Schubmasse angesprochen worden (A. THURNER, 1951, S. 659, Abb. 5; 1954 b, S. 190; 1962, S. 384; E. SPENGLER, 1959, Taf. 4), bis die Scholle samt zugehörigem Permoskyth als parautochthones Element klassifiziert wurde (A. TOLLMANN, 1964 c, S. 109; P. STEINER, 1965, S. 284; 1968, S. 74). Dabei wird von letztgenanntem Autor in der zentralen Stiftlberg-Kerzenmandl-Aufbruchzone der Scholle das Verbindungsstück zwischen der Maierreck-Halbantiklinale westlich der Weyerer Bögen und der Maiszinken-Halbantiklinale am Südrand der Sulzbachdecke östlich der Weyerer Struktur erblickt, wobei das im SW der Scholle isolierte und um 90° auf N-S-verdrehte Massiv des Zinödl zwischen Maierreck und Reiflinger Scholle einzuordnen ist.

Der nächste Abschnitt der Sulzbachdecke NE der Reiflinger Scholle reicht mit dem Königsberg-Gamssteinzug bis zum Göstlinger Querstörungssystem, wo der östlichere Teil der Sulzbachdecke an bedeutender linkssinniger Blattverschiebung vorge-setzt worden ist. Die Grundstruktur dieser Königsbergscholle westlich der Göstlinger Störung besteht im Süden aus der Gamsstein-Halbantiklinale, bei der die steil nordfallende bis überkippte Schichtfolge von der tieferen Trias über mächtige Wettersteinkalke im Gamssteinzug in die Hauptdolomit führende Obertrias aufsteigt. Im Norden schließt die in ihrer mittleren Zone abgescher-te Königsbergmulde an (Taf. 7, Fig. 8), vor der der bereits hier überkippte Südfügel vom Plattenkalk und Rhät abwärts bis zu den neokomen Aptychenschichten und Roßfeldsandsteinen noch im Verband der Decke erhalten ist (P. STEINER, 1968, S. 51 ff., Taf. 1-2). Dabei zeigt diese Mulde im Westen noch eine längsorientierte Spezialfaltung mit der Hittfeldmulde im Süden.

Die Gesamtstruktur der Sulzbachdecke läßt sich auch schon in diesem Abschnitt als ein im Hangenden und Liegenden tektonisch herausgeschnittener Mittelschenkel einer riesigen Falte deuten, was weiter im Osten noch viel klarer zum Ausdruck kommt. Der zugehörige Liegendschkel der Königsbergmulde ist durch die Königsbergüberschiebung

(A. BITTNER, 1893, S. 78, Prof. 3) an der Front der Decke vollkommen überfahren und in der Tiefe verschwunden (E. SPENGLER, 1959, S. 253, Abb. 4). Der Herausschnitt des Deckenstreifens ist sicherlich durch das Auftreten mächtigen Wettersteinkalkes zwischen den Reiflinger Kalken des Lunzer Faziesbereiches im Norden und Süden durch die Fazies mitbedingt (Faziestektonik) – Abb. 91.

Im Stirnbereich dieses Abschnittes der Sulzbachdecke stellt sich zunächst eine Reihe kleinerer Blattverschiebungen bei der Eßlingalm und Wentneralm ein (P. STEINER, 1968, S. 53 ff., Abb. 4), die als linkssinniges Verschiebungssystem im Zusammenhang mit dem Vorschleppen des Ostflügels der Weyerer Hauptstörung zu verstehen sind (A. TOLLMANN, 1970 a, S. 35). Das Hauptstörungssystem aber, das östlich der Weyerer Querstruktur auch diese Decke im Verband mit den unterlagernden Einheiten gemeinsam durchsetzt, ist das S. 228 besprochene Göstlinger Grenzblattsystem, hier gegen Süden in zwei Haupt- und in eine Reihe von Nebenstörungen aufgespalten, die die Decke südlich von Göstling in ein Schollenwerk zerlegen, das auf Grund der alten, sehr unzuverlässigen Karte von A. BITTNER (1906) früher nicht näher analysierbar war, jüngst aber durch A. HAMEDANI (1973) eine detaillierte Analyse erfahren hat. Die Vorversetzung des Ostflügels um 3 km gegenüber den Einheiten westlich davon wird hiedurch im einzelnen belegt. Während die Sulzbach-Antiklinale des Ostens in der Gamsstein-Antiklinale des Westens weiterzuverfolgen ist, konnten die südlich anschließenden Elemente im Ostflügel, nämlich die Lunzer Mulde und die Maiszinken-Antiklinale von A. HAMEDANI nun zwar über das gestörte System jeweils gegen Westen südversetzt hinwegverfolgt werden, verschwinden dann aber in dieser Richtung unter der Stirn der Unterbergdecke (Taf. 5).

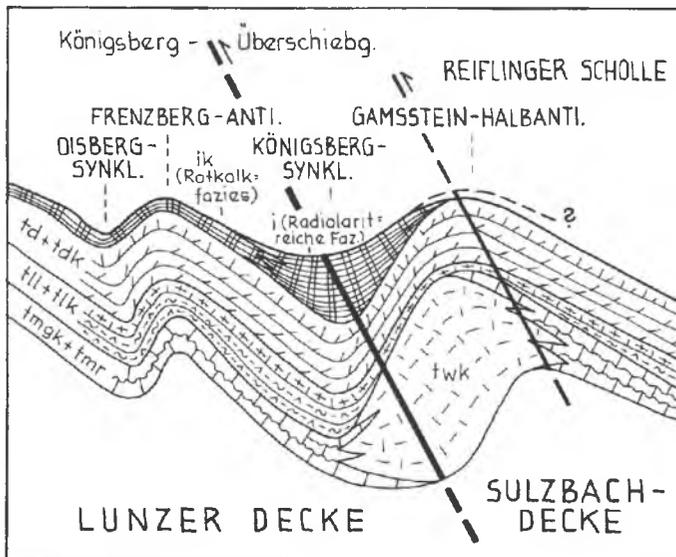


Abb. 91: Der faziestektonische Herausschnitt der Sulzbachdecke im Königsbergzug nach P. STEINER (1968, Abb. 2), leicht modifiziert.

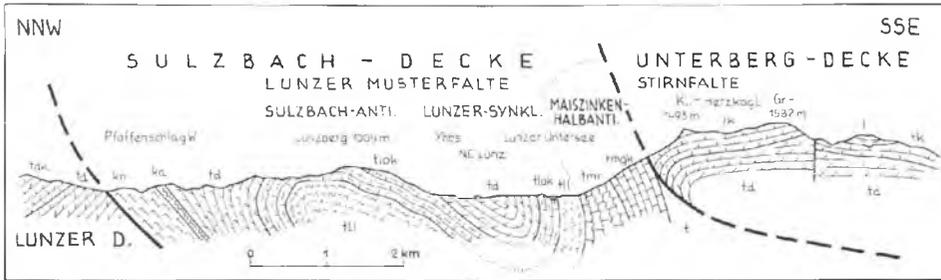


Abb. 92: Profil durch die Sulzbachdecke im Bereich der Lunzer Musterfalte nach A. RUTTNER (1949, S. 103, Fig. A). Tektonische Nomenklatur nach Taf. 5 hinzugefügt.

Der östlich anschließende Teil der Sulzbachdecke im Lunzer Gebiet ist durch die schon von A. BITTNER (1888 a, S. 76, Abb. 2) hervorgehobene regelmäßige Faltung, von ihm als „Lunzer Musterfalte“ bezeichnet, charakterisiert – vgl. Abb. 92. Die Decke setzt an der Stirn mit der noch klarer in Erscheinung tretenden und sich auch nach Osten verbreiternden verkehrten Serie des Mittelschenkels der Sulzbach-Antiklinale ein, die basal analog der Königsbergüberschiebung abgeschert ist (A. RUTTNER, 1949, Taf. 1). Hier erscheint an der Front bei Pfaffenschlag sogar eine kleine stirnnahe Schuppe mit verkehrter Serie. Im Kern der Antiklinale treten im genau dem Antiklinalscheidel folgenden Sulzbachgraben westlich von Lunz die Lunzer Schichten auf – ein schönes Beispiel für eine Reliefumkehr. In der Lunzer Mulde der Musterfalte südlich des gleichnamigen Ortes zieht die so regelmäßig gebaute, gut überblickbare Schichtfolge vom Unterkarn bis zum Hauptdolomit dahin. Als südlichstes Element der Decke kommt hier hart am Rand vor der mit gewaltiger Stirn auffahrenden Unterbergdecke (= Ötscherdecke) noch die tiefere Trias bis hinab zu den Werfener Schichten in Form der stark zerstörten und zerstückelten Maiszinken-Halbantiklinale hervor (F. TRAUTH, 1948, S. 35 und Taf. 4–5; A. RUTTNER, 1949, Taf. 1). Östlich von Lunz gliedern drei quere, vorwiegend als Blattverschiebungen wirkende Störungen – Schindlberg-, Polzberg- und Hundsgaben-Störung – den Deckenkörper. Die Sulzbach-Antiklinale zieht in der gegen Norden überschlagenen Antiklinale des Stierhaltkogels weiter. Im Muschelkalkkern dieser Antiklinale vollzieht sich hier auf der Nordseite des Stierhaltkogels, 5 km SE Gaming, mit Hilfe einer Durchscherungsfläche die tektonische Ablösung des aufrechten Abschnittes der Sulzbachdecke vom verkehrten, wobei die aufrechte Serie gegen Osten rasch an Überschiebungsweite gewinnt, im Bereich der Vorderen Tormauer östlich der Hundsgabenstörung tektonische Selbständigkeit erlangt und von dieser Ablösungsstelle an als eigene Decke betrachtet werden muß (A. RUTTNER, 1949, S. 112, Taf. 1; A. TOLLMANN, 1966 a, S. 154 f., 180 ff.; 1966 d, S. 243 und Abb. 1). Diese höhere, sich ablösende Decke stellt aber nichts anderes als die weiter im Osten bereits von E. SPENGLER (1926 b, S. 19) als Reisalpendecke bezeichnete Einheit dar, für deren Westteil früher das jüngere Synonym Annaberger Decke (E. SPENGLER, 1927 b, S. 53) verwendet worden war – Abb. 18 in Band 1 dieser Monographie.

Im Abschnitt vom Stierhaltkogel-Nordabfall und der dort anschließenden Gfälleralpe gegen Osten hin ist also die Sulzbachdecke in ihrer gesamten verbleibenden Breite ausschließlich auf die verkehrte Serie reduziert (Taf. 7, Fig. 6–7). Sie greift hier im Nor-

den der Gfälleralpe mit der Hochkogel-Halbklippe mit unvollständiger verkehrter Schichtfolge weit gegen NW vor (A. RUTTNER, 1963, Taf. 1), das Steinwand-Halbfenster der Lunzer Decke und das Fenster von Urmannsau der Frankenfelder Decke in der Tal-tiefe der Vorderen Tormäuer freigeibend (Taf. 5), dessen Tiefenstruktur durch die Boh-rung von Urmannsau ja so trefflich geklärt worden ist (vgl. S. 213 und Abb. 11). Nach vorübergehender vollkommener Verdeckung der Sulzbachdecke durch den Nestelberger Lappen der Reisalpendecke erscheint sie erst wiederum großartig entfaltet in dem durch Erosion in großen Teilen freigelegten Gössinger und Annaberger Deckschollen- und Fensterland im nordöstlichen Ötschervorland. Durch die außerordentlich rasche Zunahme der Breite der verkehrten Serie der Sulzbachdecke, die im Meridian des Schmelzfensters SW von Annaberg bereits 10 km erreicht – Abb. 2 in Band 1 dieser Monographie –, durch eine kräftige, vergitterte Längs- und Querfaltung und dem Wirken der Erosion in den tief eingeschnittenen Gräben im Ötschervorland, ist hier eine prächtige geologische Land-schaft erschlossen, deren Vielfalt an tektonischen Erscheinungsformen eine eigene Studie gewidmet worden ist (A. TOLLMANN, 1966 a). Die grundlegenden Erkenntnisse über den Ostabschnitt des betrachteten Raumes stammen von E. SPENGLER (1928 a, S. 93 ff.), der das Annaberger-, Mühlfelder-, Schmelzfenster und Gössinger Halbfenster entdeckt (1927 b, S. 52 f.) und analysiert hat. Die Fensterstruk-turen im West- und Nordteil des Raumes, und zwar Teufelskirchen-, Arzriedel-, Koller-fenster, Kobichl-Kanalfenster sowie Nattersbach- und Pielachursprung-Halbfenster, aber wurden erst bei der Neuaufnahme durch den Verfasser (1966 a, S. 169 ff.) aufgefunden – Abb. 141 in Band 1 dieser Monographie.

Die bedeutende Überfaltungswerte der Sulzbachdecke mit 10 km breiter, verkehrter Lagerung in diesem Raum und nicht nur die an der Gaisenberg-Halbklippe 3 km östlich von Puchenstuben abmeßbare Überschiebungswerte von 2 km berechtigt hier entgegen den Einwänden von P. STEINER (1968, S. 69) voll und ganz von einer Decke zu sprechen – Abb. 93, 94; Taf. 7, Fig. 6. Hinzu kommt übrigens als weiteres Argument das Durchreichen der Sulzbachdecke unter den höheren Einheiten bis an den Ostrand der Kalkalpen. Die sichtbare Überlagerungswerte der so eindrucksvoll auf der Höhe des Querkammes der Gaisenberg-Halbklippe nach Norden ziehenden verkehrten Serie aus mächtigen Aptychenschichten im Sockel und Rhätkalk-Wänden und Hauptdolomit im Gipfelniveau (A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 1) über Lunzer Schichten und Hauptdolomit des Untergrundes ist ja nur zufällig 2 km erosiv angeschnitten, die faltende Überlagerung durch die gesamte Breite der verkehrten Serie zählt bei der Beurteilung des Ausmaßes des tektonischen Transportes gerade bei Faltendecken ebenso mit.

Die Verkehrtsrie der Sulzbachdecke zwischen der in Puchenstuben mit Aptychenschichten verlaufenden Frontalüberschiebung und dem Hinterabschnitt bei der Sägemühle westlich von Annaberg mit tieftriadischen Schichtgliedern zeigt gegenüber den Nachbareinheiten auch eine gute fazielle Individualität. Besonders die dunkle, tiefjurassische Spatkalk- und Spongien-Kieselkalk-Fazies im Gegensatz zur roten Crinoidenkalk-Entwicklung in den Nachbareinheiten charakterisiert diese Decke in ihrer gesamten Erstreckung. Eindrucksvoll ist die ausgedehnte Hauptdolomitlandschaft der Sulzbachdecke südlich von Puchenstuben, in welcher dieses Schichtglied auf weiten Strecken verkehrt lagert und noch potenziert gefaltet ist. Hier trägt die verkehrte Decke im Abschnitt von Gössing einen Schwarm von Deckschollen, die aus mitteltriadischen

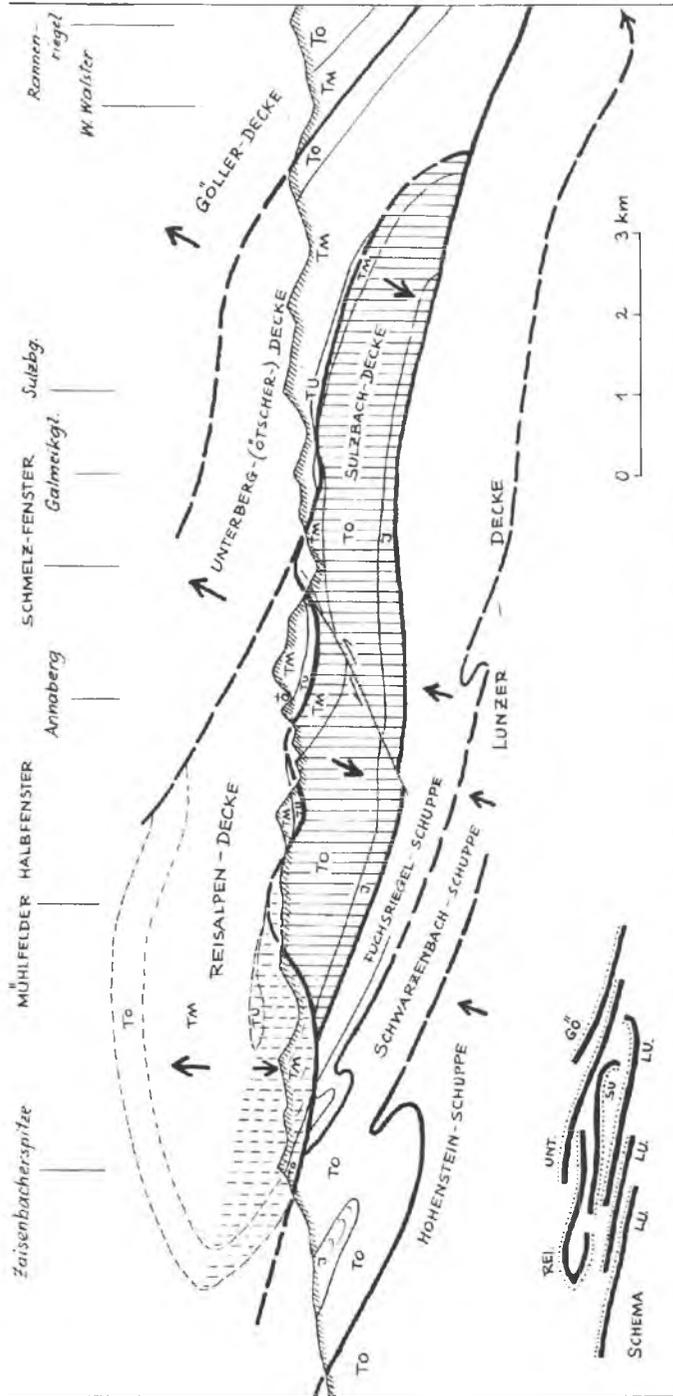


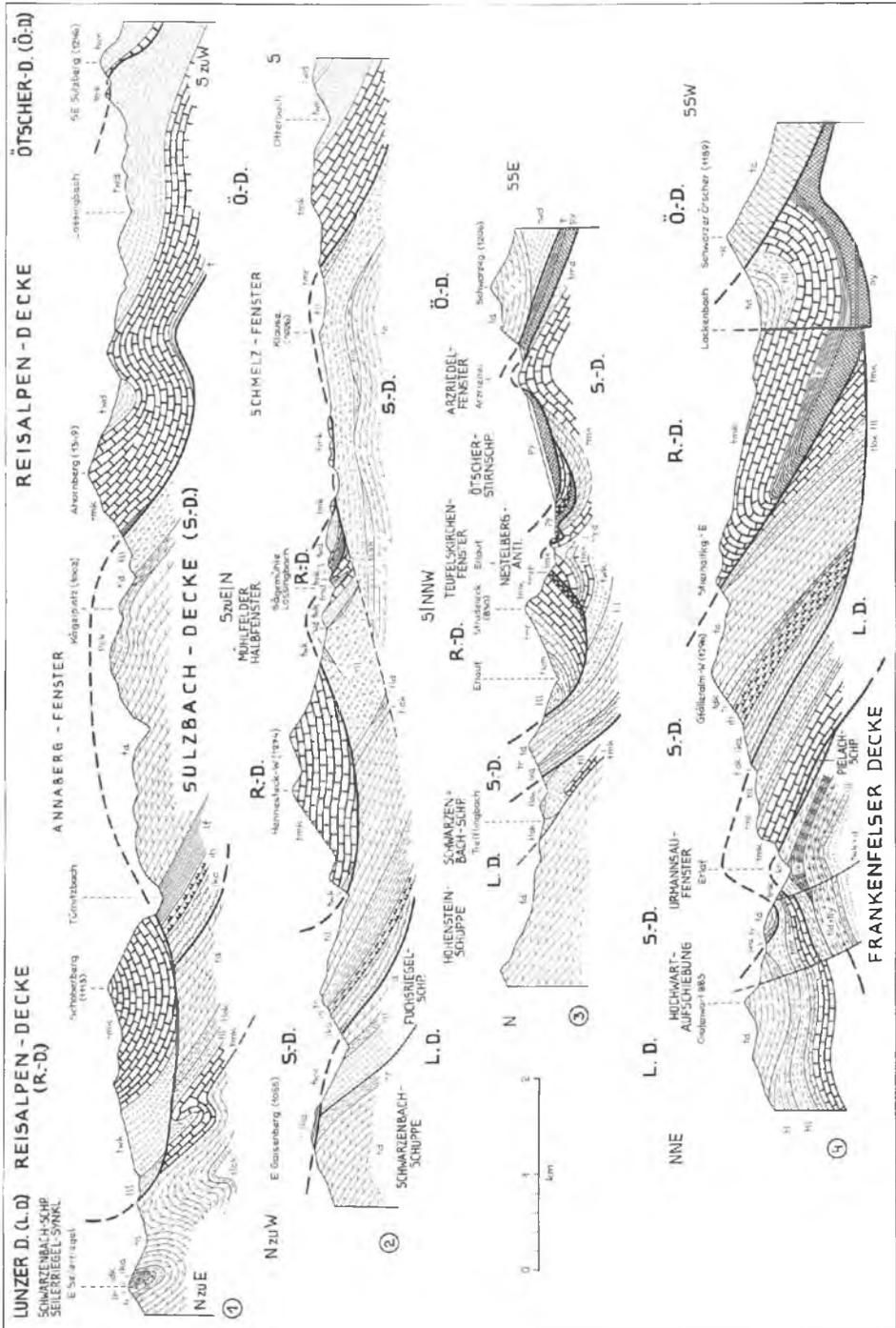
Abb. 93: Profil durch die voralpinen Decken im Raum Annaberg, die Position der verkehrt lagernden Sulzbachdecke zeigend (A. TOLLMANN, 1973 b, Abb. 11). Die Sulzbachdecke stellt die einzige verkehrte Decke der Nördlichen Kalkalpen dar, die durch einen Hangend- und Liegend-zuschnitt aus dem Mittelschenkel einer überdimensionalen liegenden Falte entstanden ist. Durch die zahlreichen Fenster-Aufschlüsse im Annaberg-Raum kann ihre Breite von zehn Kilometern nachgewiesen werden. Das Gelenk dieser einstigen Großfalte – hergestellt durch die Verbindung zum nunmehr selbständig gewordenen Hangendschenkel der Falte – der heutigen Reisalpendecke – stellt, ist im Profil noch an der Einrollung in der Stirnpartie der Reisalpendecke zu erkennen.

Gliedern aufgebaut sind: Es stellte sich aber in diesem Abschnitt heraus, daß bestimmte Schollen dieser Mitteltriasgruppe ebenfalls noch verkehrte Serie aufweisen und nur parautochthon in bezug auf den Untergrund liegen, d. h. keine wahren Deckschollen bilden, sondern nur mäßig weit verschleppte, am Lunzer Schichthorizont abgescherte und tektonisch diskordant gestellte Klötze der Sulzbachdecke selbst darstellen (Brandmäuer, Weißmäuerl – 1966 a, S. 170, 188), während die übrigen, meist als Muschelkalkplatten auflagernden Schollen (Gösinger-, Böden-, Hochstadl-Deckscholle – 1966 a, S. 171 f.) echte Deckschollen der Reisalpendecke über der Sulzbachdecke bilden (Abb. 94).

Im Mühlfelder- und Annaberger Fenster (Abb. 94; ferner Abb. 141 und 145 in Band 1 dieser Monographie) kommt der Inhalt der Sulzbachdecke noch mit einer vom Rhät bis zum Gutensteiner Kalk reichenden verkehrten Folge unter dem aus gipsreichem Haselgebirge, Werfener Schichten und mächtigem Muschelkalk bestehenden Rahmen aus Reisalpendecke zutage (E. SPENGLER, 1928 a, S. 99 ff., Taf. 1, Prof. 2–3 a, Taf. 2; Abb. 12, S. 129; A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 2, Prof. 2–4), wobei SPENGLER auch in diesem Abschnitt zeigen konnte (1928 a, Fig. 9, S. 106; Fig. 13–14, S. 137, 139; 1931 a, Taf., Prof. 1; 1959, S. 262, Abb. 5), daß die Gesamtstruktur des Raumes durch Zerschneiden einer überdimensionalen nordvergenten Überfalte entstanden ist, von der sich in der Reisalpendecke im Höhenzug Hennesteck-Türnitzer Schwarzenberg die normale Serie mit dem Ansatz des Faltenstirnscharniers im Norden in der Abfolge Muschelkalk-Wettersteinkalk-Lunzer Schichten erhalten hat (vgl. geol. Kt. Schneeberg, E. SPENGLER, 1931).

Schwieriger war die tektonische Deutung des Schmelzfensters gewesen, das sich vorwiegend mit Lunzer Schichten als Inhalt im Raum der Schmelz SW Annaberg in der Taltiefe unter den mit Werfener Schichten und Muschelkalk überschobenen Rahmenstücken der Reisalpendecke im Norden und der Unterbergdecke im Süden öffnet (Abb. 94; Taf. 7, Fig. 6). E. SPENGLER (1928 a, S. 139) hat den Fensterinhalt als aufrechte Serie mit Wettersteinkalk, Lunzer Schichten, Jura und Diabas erachtet und darin abwechselnd Lunzer Decke, Frankenfesler Decke und zuletzt (1959, S. 265) sogar Frankenfesler Decke und Grestener Klippenzone mit Jura und Diabas gesehen. Bei der Neuprüfung durch den Verfasser (1966 a, S. 176, Taf. 2, Fig. 4) zeigte sich, daß der Inhalt des Fensters auf Grund der eindeutig verkehrt über den Lunzer Schichten folgenden Mitteltrias in der Lassingbachtalenge östlich der Schmelz wohl insgesamt als verkehrt lagernd aufzufassen ist, so daß darin die durch Schuppung versetzte Fortsetzung der nördlich anschließenden verkehrten Serie der Sulzbachdecke zu sehen ist. Der Juraspan nahe der Grenze des Fensterinhaltes erwies sich als Schürfling, die Diabase und Diabasporyrite am Fensterstrand als normale Bestandteile des dort entdeckten permischen Haselgebirges an der Basis der Reisalpendecke (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 111).

Am Ostrand des Annaberger Fensters verschwindet beim Gstettenhof 4 km WSW Türnitz die verkehrte Serie der Sulzbachdecke unter den höheren Einheiten des Tirolikums gegen Osten hin. Nur in einzelnen Fenster- und Schürflingsvorkommen ist der weitere Verlauf dieser Decke gegen Osten in der Tiefe zu verfolgen. Zunächst taucht Jura und Neokom der Sulzbachdecke in den kleinen Türnitz-Fenstern beim Berg-hof 2,5 km östlich vom tunnelförmigen Absinken der Decke nochmals auf (E. SPENGLER, 1931, Kt.). Das nächste Wiederauftreten von Elementen der Sulzbachdecke liegt an der bedeutenden Überschiebung zwischen Lunzer- und Reisalpendecke im Abschnitt vor der



Klosteralpe südlich von Lilienfeld in der ans Tageslicht geförderten zwischengeschalteten Hirschensteinschuppe, wie die „Zwischenschuppe Z“ SPENGLERS (1928, S. 136 f., Abb. 13 und Taf. 1, Prof. 8–9, bzw. 1931, Taf. 1, Prof. 3) vom Verfasser (1967 a, Taf. 1) bezeichnet worden ist. Diese Schuppe liegt bereits nach der Kartendarstellung von E. SPENGLER (1931) offensichtlich verkehrt: Zoberst erscheinen am Südrand dieses fast 10 km langen sichtbaren Streifens Lunzer Schichten im Moritzgraben und beim Innertraisenbacher, darunter lagert der die Hauptmasse der Schuppe bildende Hauptdolomit und nördlich davon der Aptychenkalk, der trotz eines tektonisch tiefer gelegenen Hauptdolomitspanes im Norden keineswegs entgegen der Profildarstellung von E. SPENGLER durchwegs von Dolomit unterteuft wird, sondern ebenso als tektonisch tiefstes Glied der zerrissenen verkehrten Serie angesehen werden kann. Im Brennalmfenster, 2 km südlich vom Stirnrand der Reisalpendecke gelegen, kommt nochmals der Hauptdolomit der Hirschensteinschuppe heraus.

Eine spezielle Untersuchung der Frage nach der Verkehrtlagerung und faziellen Zuordnung der Hirschensteinschuppe durch H. HÄUSLER jr. (1974, S. 124, 126) hat einerseits die verkehrte Lagerung der Aptychenschichten durch Geopetalgefüge erwiesen, andererseits zwischen Aptychenkalk und Hauptdolomit der Schuppe einen tektonischen Kontakt vorgefunden, so daß auch aus letztgenanntem Umstand kein Hinweis auf eine aufrechte Lagerung der Schuppe gegeben ist. Diese Ergebnisse weisen ganz in Richtung der obgenannten Zuordnung der Hirschensteinschuppe zur Sulzbachdecke.

Das letzte und östlichste Auftreten von dieser auch durch die Jurafazies gut charakterisierten verkehrten Serie der Sulzbachdecke liegt obertags offenbar in den beiden Fenstern des Schwechattales bei Sattelbach 8 km WNW von Baden (Taf. 7, Fig. 3). Das Schwechatfenster selbst, das 1908 durch L. KOBER entdeckt worden ist (1911 a, S. 87 f.), weist unter der rahmenden Peilsteindecke und der Lindkogelschuppe der Göllerdecke eine zweifellos verkehrt lagernde Serie von der Obertrias bis zum Malmradiolarit und Aptychenkalk auf (A. SPITZ, 1920, S. 65; G. HERTWECK, 1964, S. 230; non B. PLÖCHINGER, 1970, S. 38 f., Taf. 2, Prof. 1; A. TOLLMANN, 1971 c, S. 123) – Abb. 98. Nahe SE vom Schwechatfenster aber kommt am Ostrand des Kaiserwaldes nochmals eine Obertrias-Jura-Serie zutage, die bisher als Jungschichtenfolge, zugehörig zur Hauptdolomit-Rhätserie des Kaiserwaldes, aufgefaßt worden war (G. HERTWECK, 1965, S. 43; B. PLÖCHINGER, 1970, S. 36, Taf. 1). Tatsächlich aber bildet diese Jungschichtenserie mit abermals verkehrter Lagerung eine Antiform mit Aptychenschichten im Kern, von der Obertrias der Peilsteindecke des westlichen Kaiserwaldes überschoben, und ist daher als ein vom Verfasser (1971 c, S. 123) als Kaiserwald-Fenster bezeichnetes, weiteres Fenster der Sulzbachdecke aufzufassen, ähnlich wie auch der dritte tektonische Aufbruch von Jura-Crinoidenkalk 400 m SW Sattelbach. In historischer Sicht ist hervorzuheben, daß E. SPENGLER (1927 b, S. 53) sogleich nach der Entdeckung des Annaberger Fensters den Inhalt mit jenem des Schwechatfensters in Vergleich gestellt hatte – worin wir heute, durch weitere Argumente gestützt, durchaus nicht

Abb. 94: Profil durch die voralpinen Decken im Ötscherland zwischen Annaberg und Schwarzem Ötscher nach A. TOLLMANN (1966 a, Taf. 2). Die Einzelheiten des Inhalts des Fensters von Urmannsau sind nach den Bohrungsergebnissen eingetragen.

nur eine Analogie, sondern eine echte Homologie sehen können: „Es ist dadurch das Fenster von Annaberg ein vollständiges Gegenstück zu dem von L. KOBER entdeckten Fenster des Schwachatals bei Baden, welches sich nach A. SPITZ gleichfalls aus einer vorgosauischen liegenden Falte entwickelt hat.“

## 5. Die Reisalpendecke

Schon im vorigen Kapitel ist die Ablösung der Reisalpendecke aus dem Hangenteil der Sulzbachdecke durch Abscherung der aufrechten Serie der überkippten Antiklinale im Stierhaltkogel östlich von Lunz im Sinne von A. RUTTNER (1949, S. 112) erörtert worden. Die so zur selbständigen tektonischen Einheit gewordene Zone läßt sich nach Osten hin mit einer maximalen Breite von 10 km über eine Strecke von 70 km bis über das Triestingtal östlich von Hafnerberg verfolgen (Taf. 5). Diese Einheit, die weithin die Stirn des Tirolikums übernimmt, verdient durchaus die Bezeichnung Decke, erreicht doch die Überlagerungsbreite (allerdings nicht die dahinter zurückbleibende Überschiebungsbreite) in der Region von Annaberg zwischen der Faltenstirn des Schwarzenbergzuges und dem Südrand des Schmelzfensters beim „Sabel“ 10 km und ist auch durch die mehrfache weite Übereinanderschleppung von Zwischenschuppen zwischen Lunzer- und Reisalpendecke im Abschnitt vor der Reisalpe und Klosteralpe eine sichtbare Schubweite von 12,5 km und eine rekonstruierbare Mindestschubweite nach E. SPENGLER (1928 a, S. 138) von 19 bis 21 km gegeben. Gegen Osten hin keilt die Decke bald unter der Peilstein- und Göllerdeckenmasse aus, da sie nur 6 km ostwärts ihres Abtauchens im Schwachatfenster nicht mehr aufsteht.

E. SPENGLER (1926 b, S. 19) hatte die Bezeichnung „Reisalpendecke“ anstelle des bereits bestehenden Namens „Hocheckschuppe“, A. SPITZ (1920, S. 2), welchem demnach eigentlich Priorität gebührt, eingeführt. Auf Grund der Einbürgerung des SPENGLERSchen Namens aber soll dieser hier beibehalten werden. Die Bezeichnung Annaberger Decke hingegen, die von E. SPENGLER (1927 b, S. 53) für den Westteil der Reisalpendecke vor Kenntnis des direkten Zusammenhanges südlich der Türnitzer Aufschuppung angewendet wurde, ist überflüssig (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 158). Auch das später von diesem Autor (1928 a, S. 126 f.) herangezogene verschiedene Alter der Bewegungen, nämlich das vorgosauische Alter der „Annaberger Decke“ und das tertiäre Alter der „Reisalpendecke“, sind sekundäre, hiefür nicht verwertbare Argumente, da die Reisalpendecke in ihrem Ostteil wie alle übrigen kalkalpinen Decken auch vorgosauisch angelegt ist (basale Schwarzkogelschuppung und Überschiebung der Hirschensteinschuppe der Sulzbachdecke vor der Klosteralpe und Reisalpe ohne Gosauinterferenz, die daneben bzw. darunter mächtig vorhanden ist) und im Ostteil eben noch nachgosauisch weiterbewegt worden ist.

Die Reisalpendecke liefert ein Musterbeispiel für eine Vielfaziesdecke – Abb. 15 in Band 1 dieser Monographie. Nur der zentrale Abschnitt der Decke fällt in den Bereich der dolomitreichen Rohrerfazies mit mächtiger Wettersteindolomitentwicklung (E. SPENGLER, 1959, Taf. 4; 1963, S. 469), ihr Ostteil ab einer schrägen, südöstlich verlaufenden Grenze zwischen Reisalpe und Gemeindealpe sowie ihr Westteil etwa ab dem Annaberger Fenster liegen hingegen innerhalb des Raumes mit Lunzer Entwicklung mit dünnschichtiger kalkiger Mitteltrias (G. HERTWECK, 1961,

Taf. 4). Der Faziesübergang im Westen geht allmählich unter breiter Verzahnung (L. WAGNER, 1970, Taf. 20–25) vor sich, jener im Osten erfolgt auf überraschend kurzer Strecke von wenigen 100 m im Fenstergraben 4 km südlich von Kleinzell und ist mehrfach als Beispiel für raschen seitlichen Fazieswechsel geschildert worden (E. SPENGLER, 1928 a, S. 115; 1931 a, S. 39 und Kt.; 1959, S. 291; 1963, S. 469; A. TOLLMANN, 1963 c, S. 159).

Die Innenstruktur der Reisalpendecke. Im Nestelbergklappen, unmittelbar nach ihrer Ablösung von der Sulzbachdecke, dominiert in der Reisalpendecke die Mitteltrias mit Gutensteiner-, Steinalm- und Reiflinger Kalk. In der zentralen, längsverlaufenden Nestelbergmulde sind mächtige Lunzer Schichten eingefaltet. Interessant ist der Südrand: Durch die Ötscher-Stirnschuppe der Unterbergdecke und den nachschiebenden Hauptkörper dieser Einheit ist die südliche Randantiklinale in ihrer ganzen Längserstreckung zur Nestelberg-Halbantiklinale aufgerissen, von der nur der Nordschenkel erhalten ist, so daß die gipsreichen Haselgebirgsmassen der Ötscher-Stirnschuppe unmittelbar an die Permo-Tieftrias der Reisalpendecke angepreßt sind und es so zur Bildung einer Scheinserie kommt. Ferner tritt noch in zwei kleineren Fenstern bei der Teufelskirche NW Trübenbach an der Erlaf die unterlagernde Sulzbachdecke mit ihrem Muschelkalk hervor, so daß komplizierte tektonische Situationen entstehen (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 172 ff., Taf. 1) – vgl. Abb. 94. Die Reisalpendecke ist hier unter der Unterbergdecke rasch und vollkommen abgequetscht, wie die östlich von Trübenbach liegende Fenstergruppe mit Arzriedel-, Teufelsriedel- und Kollerfenster anzeigt, wo jeweils Mitteltrias der Sulzbachdecke unmittelbar unter Elementen der Unterbergdecke aufsteht. Die Zerlegung der Reisalpendecke in einen Schwarm von Deckschollen (1966 a, Taf. 1) im Raum um Gösing hat bereits S. 273 Erwähnung gefunden – vgl. Taf. 5, ebenso die Halbklippenlandschaft im Rahmen der Mühlfelder-Annaberger Fenstergruppe, über der die Reisalpendecke im Hennesteck-Türnitzer Schwarzenbergzug noch das Stirnscharnier der sie erzeugenden Großfaltenform erkennen läßt (Taf. 7, Fig. 6).

Die NE-SW-Richtung, die in der Anlage einer Reihe von Fenstern im Gebiet von Annaberg abzulesen ist, läßt sich auch noch in dem nun gegen Osten im Raum Türnitz breiter werdenden Deckenkörper ablesen: So in der Türnitzer Aufschuppung im Norden von Türnitz, von weiteren Schuppungen begleitet (E. SPENGLER, 1928 a, S. 98, Abb. 8); ferner in dem gleichgelagerten Reiftaler Bruch, 5 km südlich davon, bei dem allerdings die Südostscholle nach E. SPENGLER (1928 a, S. 129) angeblich an senkrechtem Bruch abgesunken ist, während man aus dem regionalen Bild in Fortsetzung des Schuppenrandes der Furthofer Schuppe eine Aufschiebung des östlich gelegenen Ramsadolomites über den gegen SE abtauchenden Muschelkalk erwartet. Hinzu kommt in diesem Raum die vom Ostrahmen des Annaberger Fensters gegen Osten ziehende, gegen Norden aufspringende Bruckhofer Schuppung (E. SPENGLER, 1928 a, S. 129, Fig. 12), an der Werfener Schiefer und permoskythischer Quarzit mit über faustgroßen Quarzgeröllen (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 112) inmitten des weiten Muschelkalkrahmens emporgeschleppt wurden, so daß in diesem Raum Schwarzenberg-, Türnitzer- und Bruckhofer Schuppe gestaffelt hintereinander liegen.

Der östlich anschließende Abschnitt der Reisalpendecke zeigt nur im Vorderteil im Bereich Reisalpe und Klosteralpe Muschelkalk als Hauptbaustein, im südlicheren, durch

den Türnitzer Höger beherrschten Raum steigt die Schichtfolge über einen breiten Gürtel aus Ramsau/Wettersteindolomit zum Hauptdolomit und zu geringen Resten von Kössener Schichten auf, so daß dort weithin der Triasdolomit des Rohrer Faziesbezirkes dominiert. Eine über große Strecken verfolgbare Schuppung setzt hier ein und nimmt in der Stirnzone größere Intensität an. Die frontale Überschiebung der Reisalpendecke auf die Lunzer Decke bzw. den der Sulzbachdecke angehörigen verkehrt lagernden Span der Hirschensteinschuppe (Taf. 7, Fig. 5) wird von E. SPENGLER (1928 a, S. 108) aus diesem Gebiet mit Recht als die am klarsten aufgeschlossene und daher auch landschaftlich eindrucksvollste Überschiebung des weiteren Raumes hervorgehoben, an der unter den mächtigen, über dem Vorgebirge zu Mittelgebirgshöhen aufsteigenden Muschelkalkmassen fast noch auf der ganzen Strecke des Schubrandes auch die Werfener Schichten erhalten sind – Abb. 19 in Band 1 dieser Monographic. Daher war diese tiefgreifende Überschiebung bereits durch A. BITTNER bei Kleinzell (1893 b, S. 327; Abb. 1, S. 332) über Lehenrotte bis nördlich von Türnitz (1894 b, S. 278) genau bekannt. Nicht weniger eindrucksvoll aber ist die großräumige tektonische Verdopplung der Werfener Schichten und Muschelkalkfolge im Abschnitt Lehenrotte-Klosteralpe-Reisalpe-Staff, bei der die Schwarzkogelschuppe zufolge des erosiv ausgezackten Stirnrandes und des Dürntalfensters ESE Innerfahrafeld als eine 5 km tief sichtbar zurückreichende Stirnschuppe der Reisalpendecke erkennbar wird – Abb. 95. Hinzu kommt die Einklemmung von Juraschürflingen im Hangenden der Stirnschuppe an der Reisalpe und im Dürntalfenster, wobei die Schürflinge zufolge der Beteiligung von *Gryphaea cf. arcuata* führenden Gryphaeenschichten als tiefbajuarisch im Sinne von G. HERTWECK (1961, S. 71) aufzufassen sind. E. SPENGLER (1928, S. 109 ff., Abb. 10–11; S. 136 ff., Abb. 13; Taf. 1, Fig. 6–11; 1969, S. 266 ff.) hat der Struktur und Genese dieses Schuppengebietes einschließlich des H. Staff SW Kleinzell (vgl. E. PAYCI, 1966, S. 58 ff., Taf. 1–2) eine ausführliche Studie gewidmet.

Das Innere der Reisalpendecke dieses Abschnittes ist durch eine nicht unbedeutende Teilbewegung innerhalb der Schichtfolge an einer Übergleitungsfläche gegliedert, in dem die Wettersteindolomitplatte des Türnitzer Högermassivs und ihre östliche Fortsetzung jenseits der Unrechttraisen im Sonnstein-Höllkogelzug östlich von Furthof über den Muschelkalk/Reiflingeralksockel von Reisalpe, Klosteralpe und Türnitzer Högerbasis nordvergent vorgeschoben ist, so daß man eine tiefere Klosteralpschuppe (nov. nom.) von einer höheren Furthofer Schuppe (nov. nom.) in einer Länge von 20 km abtrennen kann (Abb. 95; Taf. 7, Fig. 5). Der diskordante Hangendzuschnitt der Klosteralpschuppe wird besonders im Raum zwischen Dickenau und Türnitz deutlich, wo der Muschelkalk unter der höheren Einheit zur Gänze abgesichert ist, so daß Wettersteindolomit auf Werfener Schichten zu liegen kommt. Die Überschiebung war unter regionaltektonischer Mißdeutung zuerst von O. AMPFERER (1925, Abb. 15, S. 53) erkannt, dann von E. SPENGLER (1928 a, S. 117) richtig interpretiert und von L. WAGNER (1970, S. 85) bestätigt worden.

Gegen Osten nimmt die tektonische Gliederung der Reisalpendecke bedeutend ab. Die tiefere und mittlere Trias zieht gegen den Vorderrand hin, die Hauptmasse des aufgeschlossenen Deckenareals wird vom Hauptdolomit eingenommen, besonders im Kieneckstock. Hier ist der dem Hauptdolomitsockel auflagernde Dachsteinkalk durch die südrandnahe Kieneckschuppe aus Hauptdolomit überfahren worden (W. STEIN-

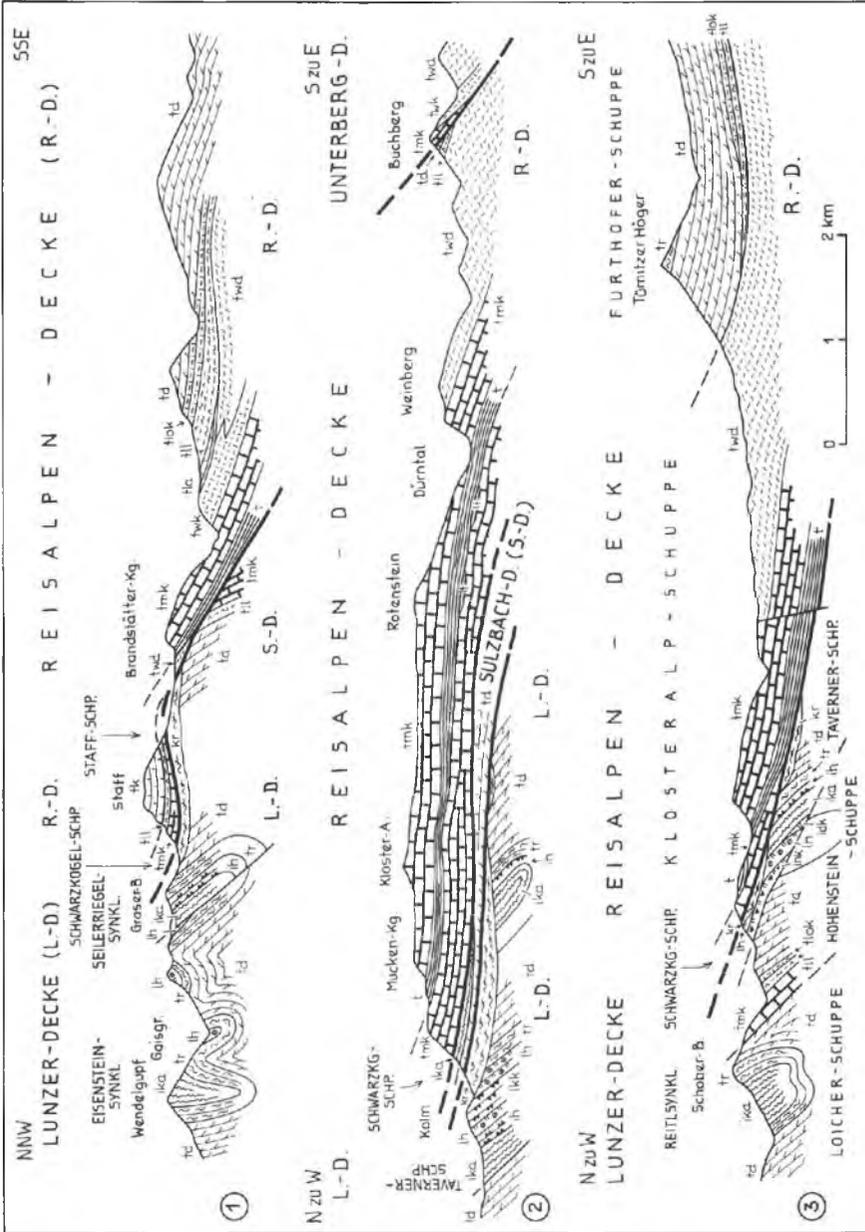


Abb. 95: Die Überschiebung der Reisalpendeck auf die Lunzer Decke im Abschnitt Tüntizer Höger, Klosteralpe, Staff. Die nach E. SPENGLER (1931 a, Profilaf.) wiedergegebenen, nur schwach modifizierten Profile zeigen den Faltenbau der Lunzer Decke, einen Span der verkehrt lagernden Sulzbachdecke und die flache Überschiebung der Reisalpendeck mit dem basal abgelösten Span der Schwarzgölschuppe.

HAUSEN, 1959, Taf. 7). Die von diesem Autor im Kirchwald SW vom Kieneck verzeichneten Muschelkalkschollen sind – abgesehen von der Heuriß-Deckscholle unmittelbar vor der Unterbergdeckenstirn – nach H. SUMMESBERGER (1966 a) nicht vorhanden. Als südlichstes Element der Reisalpendecke kommt hart an der Überschiebung der Unterbergdecke vor dem Further Gaisstein die sich aus einer Antiklinale der Reisalpendecke mit Reiflinger Kalk und Lunzer Schichten im Kern des Hauptdolomitareals herausentwickelnde *Gaisruckschuppe* zur Ausbildung (G. HERTWECK, 1961, S. 40, Taf. 2, Prof. 11, 14–18), die als ein Musterbeispiel für eine Dachschuppe hervorgehoben werden kann (A. TOLLMANN, 1967 e, S. 725; Abb. 8) – Abb. 81 in Bd. 1. Über die lebhaftige Faltung und Schuppung des gepreßten Ostendes der Decke von der Hoheckgruppe SW von Altenmarkt an der Triesting angefangen bis hinüber nach Nöstach und Hafnerberg berichtete ausführlich G. HERTWECK (1961, S. 34 ff., Taf. 3). In diesem Raum lagern ferner im Wiegenberg und Steinkampel bei Altenmarkt Deckschollen der Reisalpendecke der Frankenfelder Decke auf.

## 6. Die Unterbergdecke

Die Bezeichnung Unterbergdecke, E. SPENGLER (1927, S. 20), abgeleitet aus dem Begriff „Unterberg-Almesbrunnsholle“, L. KOBER (1926, S. 51), wird hier gegenüber dem Namen Ötscherdecke s. str. für die mittlere tirolische Decke östlich der Weyerer Bögen bevorzugt, da es sich eingebürgert hat, mit dem Namen Ötscherdecke das gesamte tirolische Ensemble des Kalkalpen-Ostabschnittes „zwischen der Linie Brühl-Altenmarkt-Lunz und der Linie Hernstein-Mariazell“ im Sinne von L. KOBER (1912, S. 360) zu bezeichnen. Der Name Unterbergdecke wird wiederum auf Grund der Einbürgerung beibehalten, obgleich der Bezeichnung „Schönschuppe“, A. SPITZ (1920, S. 2), die Priorität gebühren würde.

Diese Decke stellt einen im Durchschnitt 5 km, im Abschnitt Ötscher-Dürrenstein maximal 10 km breiten Sedimentstreifen dar, der über eine Länge von 105 km vom Gamser Becken in der Steiermark bis über das Triestingtal im Wienerwald verfolgt werden kann (Taf. 7, Fig. 5–7). Die Decke überschiebt nacheinander von Westen gegen Osten hin Reiflinger Scholle, Sulzbach-Decke und Reisalpendecke und wird selbst in ihrer gesamten Erstreckung von der noch ausgedehnteren Göllederdecke bzw. Peilsteindecke überfahren. Die Struktur wird im Vergleich zu den vorgelagerten Decken eiförmiger, und zwar im Zusammenhang mit der spröderen und großräumigeren gleichförmigeren *Triasfazies* des Gebietes, die im Westen bis einschließlich Ötscher und Gemeindealpe im Bereich der Dachsteinkalkfazies (Ötschersubfazies) eine mächtige Dachsteinkalkplatte umfaßt und im Raum der östlich anschließenden Rohrerfazies die spröde Wettersteindolomitmasse beinhaltet.

Die *Abknickung* und das Einschwenken in die karpatische NE-Richtung vollzieht sich auch in dieser voralpinen Einheit faziesbedingt dort, wo ganz im Osten nördlich des Miratales noch Lunzer Fazies in ihren Sedimentstreifen hereinreicht (G. HERTWECK, 1961, S. 77). Hier stellt sich auch sogleich wiederum lebhaftige Faltung ein, während der Hauptteil des Deckenkörpers praktisch eine überdimensionale Schuppe mit aufrechter Schichtplatte darstellt, nur sekundär nachgosausch lokal – wie im Raum südlich Lunz – zur Stirnfalte ausgestaltet. In diesem letztgenannten Abschnitt übrigens kommt die

Deckenfront der Unterbergdecke im Dürrenstein-Ötschermassiv durch das harte Nebeneinander von Lunzer- und Dachsteinkalkfazies besonders zur Geltung, indem letztere auch morphologisch markante Hochgebirgsformen über dem weichen Faltenland der Sulzbachdecke schafft. Materialbedingter Faltenstil in den bajuvarisch-tieftirolischen Bauteilen im Bereich der plastischen Gesteinsfolgen gegenüber dem Großschuppenbau im südlichen Tirolikum ist seit je als wesentlicher Gegensatz erfaßt worden. Allerdings darf bei solcher Materialbezogenheit des Baustiles gerade bei Vielfaziesdecken, zu denen auch die Unterbergdecke gehört, keineswegs eine Deckenabgrenzung nach Material oder Verformungsstil im Sinne von A. THURNER (1962, S. 367) versucht werden, sondern muß den realen Gegebenheiten tektonischer Grenzen und Bindungen Rechnung getragen werden, wie dies ja gerade auch im vorigen Abschnitt in bezug auf das Tieftirolikum (Reisalpen-, Sulzbachdecke, Reiflinger Einheit) geschehen ist.

Materialmäßig beherrscht Dachsteinkalk bei weitem den Westteil der Unterbergdecke bis zum Ötscher und Erlafsee. Jura ist in Resten nördlich vom Gamser Becken, östlich vom Hochkar, östlich vom Dürrenstein bis hinüber nach Neuhaus und westlich vom Ötscher erhalten. Der schmalere östliche Abschnitt der Unterbergdecke zeigt eine erstaunlich regelmäßige und konstante Folge von Muschelkalk (nur lokal tieferen Gliedern) über Wettersteinkalk und -dolomit zum Hauptdolomit, der von Rohr am Gebirge an gegen Osten an Bedeutung zunimmt und unter Zurückdrängen der älteren Triasglieder an den Deckennordrand bald mehr als zwei Drittel der Deckenbreite im südlichen Hauptstreifen einnimmt.

Zur Struktur der Einzelabschnitte sei folgendes vermerkt. Geradlinig überschiebt die Unterbergdecke in ihrem westlichen Abschnitt mit dem bis an die Stirn herantretenden Dachsteinkalk und Hauptdolomit und unter lokaler Mitschleppung eines Haselgebirgs- und Werfener Saumes den Mendlingstiel der Reiflinger Scholle bei Palfau, ab Lassing direkt die Sulzbachdecke. Ganz im SW, wo die Gosau des Gamser Beckens über Gesteine der Unterbergdecke und Göllederdecke transgrediert, ist noch an ihrer Basis ein Span von Dachsteinkalk der Unterbergdecke nördlich und südwestlich von Gams hart über der Überschiebung über den Hauptdolomit der Reiflinger Scholle zu verfolgen. Wo hier Gosau direkt an die Reiflinger Scholle herantritt, ist sie tektonisch von ihr getrennt, die Grenzlinien sind nachgosauisch gestaltet (H. KOLLMANN, 1964 a, S. 136, Taf. 1). Die südliche Begrenzung des Westendes der Unterbergdecke gegen die Göllederdecke hin liegt zum guten Teil im Untergrund des Gamser Gosaubeckens begraben, hat demnach vorgosauisches Alter und ist nicht in den Gosauaufschuppungen am Südrand des Gamser Gosaubeckens zu suchen, wie H. KOLLMANN (1964 a, S. 145; Taf. 1, tekt. Skizze) angenommen hat, wie vom Verfasser ausgeführt worden ist (1967 a, S. 239 f.) – vgl. S. 292.

Das Rückgrat dieses SW-Abschnittes der Unterbergdecke bildet die in Längsrichtung des Deckenstreichens gegen ENE über das Hochkar ziehende Hochkar-Antiklinale mit Hauptdolomit im sichtbaren Teil des Kernes und dem beiderseits von der Kammlinie abwärts fallenden Dachsteinkalkgewölbe, wie das Profil der Lickerplanhöhe SE Lassing zeigt, wo außerdem noch eine eng gepreßte, nach Norden überschobene, gestörte Synklinale mit Juraradiolarit im Kern dem Dachsteinkalk nördlich des Hauptkammes auflagert (E. SPENGLER, 1922, Prof. 11, S. 173; 1926 a, S. 69, Taf. 1, Prof. 3).

Die Art des Durchzuges vom Ostast des Göstlinger Blattverschiebungssystem durch den Bereich der Unterbergdecke südlich von Steinbach ist noch nicht völlig geklärt, da diese Region nur auf der unzuverlässigen veralteten Karte Gaming-Mariazell (A. BITTNER, 1906) enthalten ist und – von der Untersuchung des Nordrandes der Decke durch A. HAMEDANI (1973) abgesehen – der gegen innen folgende Teil nicht wieder studiert worden ist. Es liegt die Vermutung nahe, daß der in der ungefähren südlichen Fortsetzung gelegene Wildalpenbruch westlich von Abbrenn einen Ausläufer dieses Störungssystems darstellt. An ihm erscheint die Südgrenze der Unterbergdecke zur Göllerdecke 2,5 km rechtssinnig versetzt, der Ostflügel gehoben. E. SPENGLER (1925 a, S. 280) hat diese Störung aufgefunden und über 8 km weit bis hart nördlich von Wildalpen verfolgt.

Der Nordteil des folgenden Abschnittes der Unterbergdecke in der weiteren Umgebung des Dürrensteinmassivs zwischen Steinbach SE Göstling und dem Ötscher wurde von A. RUTTNER (1949, Taf. 1) bearbeitet. Das auffälligste tektonische Element der großen, in ihren höheren Teilen besonders aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk bestehenden Platte stellt eine dem letzten (nachgosauischen) Vorschub der Decke vorausgegangene kräftige Querfaltung dar, die zur Bildung der großen Langauer Querfalte geführt hat: Der Hauptdolomit entlang des Ybbstales zwischen Scheiblingstein und Kl. Ötscher ist zu einer großen, kilometerweit ostüberschlagenen Querfalte geformt, die von Norden her in der Stirn der Unterbergdecke aus dem Einfallen der Schichten ablesbar ist (A. RUTTNER, 1949, S. 104 ff., Abb. 2). Parallel hiezu und ebenfalls quer verlaufend erkennt man auf der Abbildung den Seetalbruch, an dem der Scheiblingstein-Westsockel, also die Ostscholle, gegenüber dem Hetzkogel im Westen kräftig abgesunken ist.

Im Stirngebiet der Unterbergdecke westlich des Hetzkogels kam es, wohl nachgosauisch, zur Ausbildung einer stirnfaltenartigen Einrollung (Taf. 7, Fig. 7), ferner aber zur Abspaltung einer Stirnschuppe aus Obertrias am Großkopf 3,5 km südlich von Lunz, die durch Werfener Schichten mit Gutensteinerkalk-Schollen und -Brocken vom Hauptkörper der Decke getrennt ist (A. RUTTNER, 1949, S. 102, Taf. 1). Ein noch schöneres Beispiel einer Stirnschuppenbildung als jenes der Großkopfschuppe ist 15 km weiter im Osten in der gleichen Position am Beispiel der Ötscher-Stirnschuppe (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 159; 1967 e, S. 711 ff., Abb. 3) im Nordsockel des Ötscher zu studieren – Abb. 99 in Band 1 dieser Monographie. Hier war die Unterbergdecke ursprünglich mit mächtiger Haselgebirgsserie an der Basis und aufrechter Stirnplatte auf das Vorland überschoben worden. Später, sicherlich auch nachgosauisch, war die Hauptmasse unter Liegenbleiben des gipsreichen Haselgebirges am Untergrund über diesem Komplex nachgeschoben worden, hatte sich beim Nachschub weiter im Westen stirnfaltenartig aufgestellt, so daß die im Osten im Gebiet des Kollerberges noch erhaltene normale Verbindung über Muschelkalk zum Wettersteindolomit und Hauptdolomit im Westen gelöst ist und am Nordwestabfall des Ötscher schon die jüngsten Schichtglieder wie Dachsteinkalk und Liasfleckenmergel bis hart an die sekundäre Überschiebungsfäche heranreichen. Wir haben so ein Musterbeispiel für das Ablösen einer Stirnschuppe im Streichen vor uns.

Im Inneren des noch reichlich unerforschten Dürrenstein-Rothwaldgebietes, dem letzten Urwaldstreifen an der niederösterreichisch-steirischen Grenze,

liegt östlich vom Dürrensteingipfel mit seinem steiler gegen SE abtauchenden Dachsteinkalk die Rothwaldschuppe (vgl. A. RUTTNER, 1949, S. 104, 107), die aber nicht der ebenso unzureichend erforschten Südgrenze der Unterbergdecke an der Neuhäuser Überschiebung (E. SPENGLER, 1922, S. 171) gleichgesetzt werden darf (Taf. 7, Fig. 7).

Die mannigfaltige Ausgestaltung des Stirnrandes der Unterbergdecke südlich des Gösinger Schollenlandes hat bereits oben Erwähnung gefunden. Durch die zahlreichen Fensteraufschlüsse bis hinüber zum 6 km entfernten Schmelzfenster läßt sich die rasche Abquetschung der Reisalpendecke unmittelbar unter der heutigen Stirn der Unterbergdecke ablesen. So in den Fenstern östlich von Trübenbach, wie schon erwähnt, ferner aber auch im Westrahmen des Schmelzfensters, wo SW der Äußeren Schmelz die Reisalpendecke unter der Unterbergdecke auf einer Breite von 200 m vollkommen abgequetscht wird, so daß im Schmelzfenster, obgleich es durch den verschiedenartigen Rahmen als Doppelfenster zu bezeichnen ist, keine Fortsetzung der tieferen Decke über dem Inhalt der Sulzbachdecke erhalten geblieben ist (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 175) – Abb. 94.

Östlich vom Schmelzfenster folgt in 40 km Länge ein einfach gebauter Abschnitt, der aus einer regelmäßigen südfallenden Triasserie besteht. Die sichtbare Überschiebungsweite ist an einzelnen Deckschollen und Halbfenstern abzulesen: So an der 2 km weit vorgelagerten Wettersteinkalkklippe des Burgstall 5 km ESE Annaberg, an der Wettersteinkalk-Halbkuppe des östlich fortsetzenden Sonnkogelzuges, besonders an der aus knolligem Muschelkalk bestehenden, über Hauptdolomit aufruhenden Stadelberg-Deckscholle und dem sich dahinter bis 3,5 km weit entfernt öffnenden Thorhof-Halbfenster an der Traisen SW Hohenberg (Taf. 7, Fig. 5). Der Fensterahmen dieses eindrucksvollen Halbfensters wird in wirkungsvoller Weise durch die hellen Wettersteinkalkwände der Unterbergdecke über dem Dolomit der Reisalpendecke des Fensterinhaltes gebildet (E. SPENGLER, 1928 a, S. 119, Prof. 7). Nahe östlich davon ist der Stirnrand durch schräge Aufschuppung der Hochkogelschuppe eingerissen. Weiter im Osten hat W. STEINHAUSEN (1959, Taf. 1) eine Deckschollengruppe aus Muschelkalkklippen SW vom Kieneck im nordöstlichen Unterberg-Vorland verzeichnet, die aber mit Ausnahme der der Unterbergdecke unmittelbar vorgelagerten Heuriß-Deckscholle nach H. SUMMESBERGER (1966 a) nicht existiert.

Mit Übertritt der Decke in den Bereich der Lunzer Fazies östlich des Meridians von Gutenstein weicht der ruhige Bau, wie wir ihn im Gebiet der dolomitreichen Rohrer Fazies kennengelernt haben, rasch einem durch Faltungen und Schuppungen komplizierten Innenbau des zugleich in die karpatische Richtung an der Faziesgrenze abgknickten Ostausläufers der Decke. Die eindrucksvollste Struktur stellen hier wohl die schon von L. KOBER (1911, S. 107 und Taf. 3) abgebildeten Falten im Gaissteingebiet NW von Pernitz dar (Abb. 96). Hier ist der Hauptdolomit mit seiner Auflagerung von Dachsteinkalk und Kössener Schichten zu engen, flachen, gegen Osten hin gerichteten großen Falten geformt, und zwar zu der SSW-NNE-verlaufenden südlicher gelegenen Almesbrunner Falte und der in spitzem Winkel darauf auftreffenden Gaissteinfalte mit Jura im Kern der überschobenen WSW-ENE-streichenden Mulde (G. HERTWECK, 1961, S. 41, Taf. 2, Prof. 17–20). Die Unterbergdecke bildet hier in ihrem Vorderabschnitt eine normal lagernde Stirnplatte vom Gutensteiner- und Reiflinger Kalk auf-

wärts und ist durch G. HERTWECK (1961, Profiltaf. 2) dargestellt worden. Nordwärts folgen im auslaufenden Deckenstreifen kleinere Schuppungen. Gosau verhüllt schließlich die tieferen Schichtglieder der Decke und wird selbst noch von der Peilsteindecke überwältigt. Nach ihrem Verschwinden gegen Osten unter der Peilsteindecke muß auch die Unterbergdecke ebenso wie die Reisalpendecke bald gänzlich abgequetscht sein, da sie unter dem Rahmen des Schwechatfensters nicht mehr herauskommt, sondern gleich der der Sulzbachdecke entsprechende Untergrund im Inhalt dieses Fensters aufscheint.

## 7. Die Peilsteindecke

Nahe dem Ostrand der Kalkalpen erlangt mit dem so markanten Alpen-Karpaten-Knick im Raum von Gutenstein der bisher als basaler Teil der Gölledercke betrachtete östlichste Teil dieser großen voralpinen Einheit deckentektonische Selbstständigkeit, so daß für das Ensemble Peilsteinschuppe und Waxeneckschuppe und die Fortsetzung dieser Einheit vor und unter dem Anningerstock sowie im Untergrund des Wiener Beckens bei A. TOLLMANN, 1973 b, Abb. 135, S. 285, der Name Peilsteindecke eingeführt worden ist. Die Bezeichnung wurde aus der Erweiterung des alten Namens Peilsteinschuppe (A. SPITZ, 1920, S. 2, 49) abgeleitet. Diese Decke liegt demnach im Deckenstapel des Tirolikums zwischen der Unterberg- und der enger gefaßten Gölledercke, die erst mit der Lindkogelschuppe einsetzt. Diese neu erfaßte Peilsteindecke tritt obertags in einer Länge von 33 km auf (Gutenstein–E Sparbach). Durch die Erfassung der Fortsetzung im Untergrund des Wiener Beckens in Form einer tieferen Einheit unter der Gölledercke im Bereich von Schönkirchen im Marchfeld erhöht sich die bisher bekannte Länge der Peilsteindecke auf 80 km, wobei sie aber unter der neogenen Bedeckung sicherlich noch weiter gegen Osten reicht.

Die Peilsteindecke umfaßt demzufolge obertags den Streifen zwischen der Front der Peilsteinschuppe (vgl. A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1) entlang der Linie Gutenstein–Muggendorf–Furth–Taßhof–Alland und Sparbach im Norden und der Überschiebung der Lindkogelschuppe der Gölledercke entlang der Linie Gutenstein–Pernitz–Raum Waxeneck–Josefsbrunn NW Pottenstein–W Merkenstein–Rohrbach–Raisenmarkt–SE Alland und E Sparbach im Süden. Bereits 1959, S. 274, hat übrigens E. SPENGLER einen Großteil dieser Linie als Hauptüberschiebungsfläche im Bereich der Gölledercke angesehen.

Der Nachweis der Deckennatur dieser Einheit liegt in folgenden Punkten: 1. 6 km beträgt die sichtbare Mindestweite der Überschiebung gegenüber dem Untergrund zwischen der Deckenstirn SE Alland und dem Wiederauftauchen als innerer Rahmen von Schwechat- und Kaiserwaldfenster bei Sattelbach. 2. Das bedeutende Ausmaß der basalen Überschiebung wird ferner durch eine Reihe der an ihr aufgeschuppten Späne der Frankenfesler Decke von Furth und Eberbach bis in den Raum von Alland belegt. 3. Mindestens 6,5 km beträgt die Schubweite der im Hangenden überschobenen Gölledercke (Lindkogelschuppe), ersichtlich an der Tieftrias-Überlagerung über Obertrias und Jura im Raum des Lindkogel-Vorlandes an dem erosiv bedingten Rückspringen der Deckengrenze von Raisenmarkt bis W Merkenstein (der Opponitzer Kalk auf der Karte von B. PLÖCHINGER, 1970, stößt am Dachsteinkalk ab); 6 km weit ist

die Überschiebung im Hangenden durch das Kaiserwaldfenster und Schwechatfenster belegbar; mindestens 4,5 km Schubweite sind auch durch die der Göllerdecke vorgelagerten Muggendorf-Hohenwarter Deckscholle nachweisbar (Taf. 7, Fig. 3–4).

Wiederum ist auch diese Überschiebung als Hauptüberschiebungsfläche klar von den untergeordneten Schuppengrenzen mit lokaler Förderweite der Peilstein- und der Göllerdecke unterschieden, indem an ihr zahlreiche, weit aus dem Untergrund aufgeschleppte Frankenfelserschürflinge erscheinen: An der Front der Hohenwarter Deckscholle genau wie bei Rohrbach vor dem Lindkogellappen und weiter im Osten bis hinüber zum Brühl-Schürfling! Auch der tektonische Baustil mit dem schräg gegen hinten, gegen SE, aufsteigenden Basalzuschnitt der Decke stimmt in beiden Teilstücken, dem Lindkogelmassiv und der Hohenwarter Deckscholle, überein: Die basale Schubfläche steigt vom Werfener Schiefer-Gebiet beim Gutental an der Front des Lindkogellappens über die Mitteltrias im Mittelteil dieser Halbklippe bis zum Hauptdolomit nahe der Überschiebungsfläche westlich von Merkenstein auf, die gleiche Tendenz ist an der Hohenwarter Deckscholle zu bemerken, die als isolierter Frontteil der Göllerdecke (Lindkogelschuppe) aus Werfener Schiefer und Mitteltrias besteht – während jede auch immer im Hinterland als Ausschleifungsfläche gewählte Linie in der oberen Trias läge!

Folgende, in der bisherigen Literatur als unverständlich angegebenen Fakten finden nun eine zufriedenstellende Lösung: Die bisher nicht ableitbare Muggendorf-Hohenwarter Deckscholle ist auf die Schubfläche Feichtenbach-Waxeneck der Lindkogelschuppe zu beziehen, wobei durch südaufsteigenden Schrägzuschnitt ähnlich wie bei Merkenstein die Basisglieder der Göllerdecke hier einwärts jünger werden. Die Überschiebungsfläche im Hangenden der Peilsteindecke endet nicht bei Gutenstein, wie von H. SUMMESBERGER (1966, Kt.) angenommen. Die mit Wettersteinkalk und -dolomit östlich vom Bahnhof Gutenstein überschobene Lindkogelschuppe setzt eindeutig in den Wettersteinkalk- und dolomitmassen südlich von Gutenstein und in halbklippenförmig über das Steinapiestingtal nach Norden reichenden Lappen fort, die Werfener Schichten und der Gutensteiner Kalk von Gutenstein sind hingegen sicherer Bestandteil der Peilsteindecke – ihre jüngere, unmittelbar im Osten bis zum Hauptdolomit noch erhaltene Serie ist abgesichert. Werfener und Gutensteiner Schichten SW von Gutenstein bilden ein Halbfenster der Peilsteindecke unter der Göllerdecke. Daher war gerade die eben nur eine Scheinserie bildende Gutensteiner Mitteltriasfolge durch Fehlen der oberen Muschelkalkglieder und der unmittelbaren Überlagerung durch Wettersteinschichten so aus dem Rahmen gefallen (L. WAGNER, 1970, S. 118). Es sei daran erinnert, daß die Göllerdecke von Westen her kommend, in ihrer gesamten Längserstreckung vom Westrand beim Gamser Gosaubecken bis hierher und weiter über das Waxeneck etc. stets mit den ladinischen Plattformsedimenten an der Überschiebung einsetzt und nicht mit der tieferen Trias.

Zum Innenbau der Peilsteindecke sei folgendes vermerkt. Der Frontteil, die Peilsteinschuppe, ist im Abschnitt zwischen Furtherbach und Triesting nur unvollkommen von der sie im Südosten begrenzenden und nur wenig weit aufgeschobenen Waxeneckschuppe getrennt. Als Waxeneckschuppe wurde vom Verfasser (1967 a, Taf. 1) die von G. HERTWECK (1961, S. 51 ff., Taf. 1) durch kurze Überschiebungsflächen abgetrennte nächsthöhere Schuppe der Peilsteindecke zwischen Neuhaus,



bis zum Dachsteinkalk und Rhät erscheint hingegen erst im Schwechatfensterrahmen und bei Rohrbach.

Während die Stirnzone nordöstlich von der Mira zunächst unter Abscherung der Basisglieder mit einer Wettersteinkalk-Stirnplatte der Unterbergdecke aufgeschoben ist, stellt sich im *Steinwandzug* eine steil aufgerichtete, rückgekippte Falte in der stirn-nahen Mitteltrias ein (Abb. 96). Sie rückt bei Furth mehr an die Front, die damit scharnierartig eingerollt ist, tritt aber weiter im NE südlich des Triestingtales als *Tannberg-Antiklinale* wiederum weiter ins Innere zurück, so daß sich noch die Ebersbachmulde mit Lunzer Schichten im Kern davor einschalten kann (G. HERTWECK, 1961, S. 45 ff., Taf. 1–2). Jenseits der Triesting bildet die *Peilstein-Antiklinale* eine analoge, aber schwächere Aufwölbungszone im Reiflinger Kalk, die aber nicht mit ersterer zusammenhängt.

Interessant ist das Auftreten von *Schürflingen* aus Gesteinen der Frankenfesler Decke an der Basis der Peilsteindecke bei Furth, Rehgras und Ebersbach NE davon (A. SPITZ, 1920, S. 43, 51 ff.; G. HERTWECK, 1961, S. 49, 69 f.), von Schürflingen, die aus Rhätkalk, Gryphaenmergel, Liasfleckenmergeln und Aptychenschichten bestehen. Sie sind zum Teil innerhalb der Werfener Schichten-Basis eingelagert mitgeschleppt, teils in Gosau eingespießt, also nachgosauisch in ihre jetzige Position gelangt. Auch über den Rücken der Peilsteindecke sind an der Schubfläche der auflagernden Gölledercke bei Rohrbach und vor der Hohenwart-Deckscholle derartige Schürflinge aufgeschleppt (Taf. 5).

Nördlich der Triesting reicht nach Erlöschen der aufgesplitterten Überschiebung der Waxeneckschuppe (siehe unten) die Vorderrandeinheit der Peilsteindecke, also die Peilsteinschuppe, südlich an *Rohrbach* mit seinen Juraschürflingen vorbei, wo erst 0,8 km westlich von Merkenstein der bei B. PLÖCHINGER (1970, Taf. 1) als Opponitzer Kalk bezeichnete ältere Triaskalk den tektonischen Kontakt der Lindkogelschuppe zum nördlich angrenzenden Dachsteinkalk der Peilsteinschuppe markiert.

Die Existenz einer gewaltigen Überschiebung auch am SW-Rand der Lindkogelschuppe über der Peilsteindecke ergibt sich bereits zwingend aus der Geometrie dieses Deckenlappens, dessen Schubweite durch das Schwechatfenster eindeutig markiert ist. Diese *Überschiebungsfläche am SW-Rand des Lindkogelstockes* ist schon von A. SPITZ (1920, S. 63, 65; Taf. 2) in allen Einzelheiten erfaßt worden, der die Überschiebungsgrenze des Muschelkalkes der Lindkogelschuppe über den Hauptdolomit und Jura von Rohrbach bis westlich Merkenstein verfolgt hat. Auch G. HERTWECK (1964, S. 231, Abb. 1) hat nach erneuter unveröffentlichter Detailkartierung dieses Raumes die Überschiebungsgrenze der Lindkogelschuppe über Rohrbach gegen SE geführt. Vom Verfasser war dieser Verlauf 1967 a, Taf. 1, angeführt und die Verbindung zur Schuppe bei Josefsbrunn, NW Pottenstein, vermutet worden: Der von B. PLÖCHINGER (1970, Taf. 1) westlich von Merkenstein neu erfaßte „Opponitzer Kalk“ markiert diese erwartete tektonische Linie gegen den angrenzenden Dachsteinkalk der Peilsteindecke. Da sich aus dieser Konfiguration zwingend die Notwendigkeit der Fortsetzung der Schubfläche der Lindkogelschuppe vom Raum westlich von Merkenstein gegen SW ergibt, wurde vom Verfasser die erste mögliche Schubfläche in diesem Gebiet, jene von Josefsbrunn bei Pottenstein, als solche gewertet. Über die Problematik ihrer Fortsetzung nach SW vgl. S. 296 ff.

Im Abschnitt *Alland* erfordert die Erkenntnis, daß die bisher als Muschelkalk gedeuteten Schollen in und nordöstlich vom Ort am Kalkberg malmisches Alter aufweisen (R. LEIN, 1970, S. 20), eine Rückverlagerung der tirolischen Stirn nach SE unter die anschließende breite Gosau-Paleozän-Zone. In dieser Region hat jüngst im Kirchenwald NW Mayerling B. PLÖCHINGER (1970, S. 27 ff., 47) in dem flyschähnlichen Paleozän-Sandstein einen Schürfling aus der Flyschzone vermutet und den Kirchenwald als östlichstes Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen bezeichnet. H. FÖBER hat aber (in A. TOLLMANN, 1971 c, S. 120 f.) gezeigt, daß die Brekzienlagen dieses Paleozäns mit den kalkalpinen Geröllen und der paleozänen Kalkschaler-Mikrofauna nicht mit den altersgleichen Flyschgliedern der Hois-Schichten parallelisierbar sind, sondern weitgehende Analogien zum paleozänen Anteil des Gießhübler Gosaubeckens, also eines kalkalpinen Beckens zeigen, so daß das Vorkommen vom Kirchenwald bei Mayerling nicht als Flyschfenster, sondern als kalkalpine paleozäne Einmuldung aufzufassen ist. Der genaue Verlauf der primären Front der Peilsteindecke ist ab Alland über die Vorzone nördlich von Heiligenkreuz bis Sparbach kaum mit Sicherheit anzugeben, da hier teils Gosau und Alttertiär, teils die neogene Füllung des Gaadener Beckens den Untergrund verhüllen. Westlich von Mayerling und nördlich von Heiligenkreuz sind weitere Schürflinge des Tiefbajuvarikums im Bereich der Peilsteindecke erhalten (A. SPITZ, 1920, S. 44; G. HERTWECK, 1961, S. 69; B. PLÖCHINGER, 1970, S. 23).

Die im Rahmen des Schwechatfensters zutage tretenden Anteile der Peilsteindecke werden bei Besprechung dieses Fensters im Zusammenhang mit der Lindkogel-Schuppe erörtert.

Als Fortsetzung der Peilsteindecke im Untergrund des Wiener Beckens ist nicht die ursprünglich als „überzählig“ gedachte zweite Lunzer Decke von J. KAPOUNEK & S. HORVATH (1968, S. 398, Abb. 2) im Raum Schönkirchen im Marchfeld zu werten, die sich ja als Göllerdecke erwiesen hat. Es ist vielmehr unter dieser – dort noch immer der Fortsetzung der Gießhübler Gosaumulde überschobenen – Göllerdecke noch eine überzählige Einheit vorhanden, wie das Profil von A. KRÖLL & G. WESSELY (1973, S. 409, Abb. 6) zeigt. In dieser Einheit zwischen Göllerdecke und Gießhübler Mulde kann auch im Raum Schönkirchen die Fortsetzung der Peilsteindecke erwartet werden.

## 8. Die Göllerdecke

Die Bezeichnung Göllerdecke für die höchste, voralpine, tirolische Einheit stammt von E. SPENGLER (1928 a, S. 122). Diese Einheit wurde damals noch mit dem Namen „Göllerschuppe“ belegt, da die regionale Bedeutung dieses tektonischen Elementes noch nicht offenkundig war. Da heute die abschnittsweise bedeutende Überschiebungsweite, der bedeutende innere Schuppenbau und die Fortsetzung der Schubfläche nach Westen bis in die Neuhauser Überschiebung und darüber hinaus klar gestellt sind, ist die Bezeichnung „Decke“ voll gerechtfertigt.

Östlich der Weyerer Bögen stellt die Göllerdecke das größte Teilelement des Tirolikums mit 125 km Länge, einer durchschnittlichen Breite von 6 km im vollkommen freiliegenden westlichen und mittleren Abschnitt, einer bis 20 km zunehmenden Breite gegen den Ostrand vor dem Untertauchen unter das Neogen des Wiener Beckens und mit einer im Durchschnitt 20 km überschreitenden Breite bei Berück-

sichtigung der zum Teil verdeckten südlichen Abschnitte, die nur in wenigen Fenstern (Hengst, Ödenhofenster im Schneeberggebiet) und in Form des der Grauwackenzone unmittelbar verbundenen Südrandstreifens jenseits der hochalpinen, juvavischen Deckenelemente aufscheinen. Der hierher gehörige Südrandstreifen östlich der Admonter Schuppenzone wird zufolge seines geringen Ausmaßes bei der Besprechung der hochalpinen Decken und ihres Sockels mit Erwähnung finden. Der Südteil der Gölledercke ist unter den hochalpinen Schubmassen weitgehend tektonisch ausgequetscht und vielerorts nur auf die basalen permisch-tieftriadischen Glieder beschränkt (vgl. Taf. 4-5; Taf. 7, Fig. 1-7).

Auch die Gölledercke ist wie die übrigen kalkvorpalpinen Decken *vorgosauisch* überschoben und *nachgosauisch* noch mehr oder weniger stark an ähnlichen Bewegungsbahnen *nachbewegt* worden. Das zeigt an dieser Decke besonders schön das Beispiel der Gießhübler Mulde am Ostrand und jenes des *Gamser Gosaubeckens* am Westende – Abb. 98 und 100 in Band 1 dieser Monographie –, in welchen beiden Becken die Gosau nach dem Fernschub der Decke und nach einer Erosionsphase über die Deckengrenzen hinweggreift und in einer späteren, wohl endozänen Phase der Deckenkörper die auflagernde Gosau nochmals überschoben hat (siehe unten).

Der *gesteinsmäßige Aufbau* zeigt wiederum trotz aller lokalen Komplikationen im Hauptabschnitt der Decke ähnlich wie bei der unterlagernden Unterberckercke eine große Regelmäßigkeit: Im westlichen und mittleren Hauptabschnitt vom Südrahmen des Gamser Beckens an bis zum Umknicken in die karpatische Richtung im Meridian von Gutenstein zieht die vom Wettersteindolomit und -kalk beherrschte Mitteltrias unter nur geringer Erhaltung tieferer Glieder im nördlichen Streifen der Decke dahin. Nach schwächigem Karn folgt im Süden Hauptdolomit bzw. auch Dachsteinkalk. Letzterer gewinnt neben dem Hauptdolomit vom Trieben bei Gußwerk nach Westen hin an Bedeutung, da hier die Decke im Bereich der Dachsteinkalkfazies (*Ötschersubfazies*) liegt, Hauptdolomit hingegen herrscht im Mittelabschnitt im Bereich der Rohrer Fazies mit Zentrum Gölles. Von den Vorlagen des Schneeberges aber über Dürre Wand, Pernitz und Weißenbach bis an den über die Triesting hinausgreifenden Abschnitt beherrscht die *Triestingfazies* (*Strážovfazies*), eine Subfazies der Dachsteinkalkentwicklung, den Ostabschnitt der Decke, durch Wettersteinkalk, mächtigen Hauptdolomit und geringmächtigen Dachsteinkalk charakterisiert (vgl. S. 495 f. in Bd. 2). Mit einem breiten Saum zwischen Peilstein und Gutenstein geht innerhalb dieser Decke und der Peilsteindecke die *Triestingfazies* in die *Lunzer Entwicklung* (Nordabschnitt) bzw. in die *Rohrer Entwicklung* (Südabschnitt) des westlichen Nachbargesbietes über. Hier im breiten Ostabschnitt der Decke ist durch die starke Teildeckenbildung auch das weiter im Westen gültige einfache stratigraphische Schema mit gegen Süden hin altersmäßig aufsteigender Schichtfolge naturgemäß durchbrochen.

*Regionale Besprechung.* Der westlichste Teil der Gölledercke im Bereich des *Gamser Beckens* in der Steiermark wird von verschiedenen Autoren in bezug auf seine nördliche und südliche Abgrenzung durchaus verschieden beurteilt. Während die Situation an der Nordgrenze aber heute durch eine genaue Kenntnis der Lagerungsverhältnisse unschwer zu überblicken ist, geht die Meinung mancher Autoren über den weiteren Verlauf der von Osten her gut heranverfolgbaren Südrandüberschiebungsfäche durch die hochalpine Decke (*Mürzalphendecke*) dahin, daß man sie nicht durch die Störung im Schwabelbachtal an die Nordfront der *Gesäuseberge* hinausverfolgen

könne, wofür E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962, S. 16 f.) Gründe beigebracht haben, sondern sie in die bruchtektonische Struktur der Gesäusestörung hineinlaufen lassen möge, so daß dann der Nordteil der Gesäuseberge zur Göllerdecke gehören würde. Diese Frage ist heute an Hand einer Reihe von neuen Beobachtungen nach Neukartierung des Abschnittes im unteren Schwabeltal durch J. MAURACHER (1975) im Sinne der tektonischen Selbständigkeit der Mürzalpendecke geklärt worden. Die alte Vorstellung eines muldenförmigen Zusammenhanges von Göllerdecken-Südteil und Mürzalpendecke in den Gesäusebergen wurde durch neue Fakten klar widerlegt. Näheres hierüber wird im Zusammenhang mit der Besprechung der hochalpinen Überschiebung S. 370 mitgeteilt.

Im Raum des Gamser Gosaubeckens, dessen Schichtfolge in Bd. 2, S. 437 ff. dargelegt worden ist, gliedert sich die Göllerdecke in vier Schuppen, von Norden nach Süden Gamser Stirnschuppe, Rabenmauerschuppe, Schwarzkogelschuppe und Buchbergsschuppe (Taf. 4). Die nördlicheren drei Schuppen haben in verschiedenem Umfang transgressiv Gosaisedimente aufgelagert. Außer der durch die Erosion bis auf die permotriadischen Basalglieder abgetragenen und daher geschwächten und für eine nachgosauische Nachbewegung ungeeigneten Stirnschuppe haben alle übrigen Schuppen auch noch eine nachgosauische Weiterbewegung erfahren. H. KOLLMANN (1964 a, S. 147) hatte noch angenommen, daß die ausgedehnten Permo-Altriasvorkommen, die im Gamser Becken mehrfach durch die Gosauverhüllung hindurch an die Oberfläche kommen, Aufbrüche aus dem Untergrund der Unterbergdecke seien und nicht die Basalglieder der Göllerdecke darstellen. Nicht nur der regionale Vergleich der Stirnausgestaltung der voralpinen Decken bis hinüber zur Gießhübler Stirnschuppe der Göllerdecke, sondern vor allem auch das eindeutige Abtauchen der jurassischen Gesteine der Unterbergdecke am Nordrand des Gamser Gosaubeckens unter die Werfener Schiefer des Beckens (südlich vom Bischofbauer, H. KOLLMANN, 1964 a, Taf. 1) zeigt, daß auch hier die nördlichste, gosautragende Schuppe bereits der nächsthöheren Einheit, der Göllerdecke, angehört (A. TOLLMANN, 1967 a, S. 239 f.; 1967 e, S. 717 ff., Abb. 6). Außer den nachgosauischen nordvergenten Schuppungen kam im Gamser Becken auch noch eine kräftige, nachgosauische ostvergente Queraufschuppung zustande, die weit in den Nordrahmen hineingreift und im Becken selbst eine aus Werfener Schiefen, Saalfeldener Rauhwacke und Gutensteiner Dolomit aufgebaute hochgepreßte Zone östlich der „Noth“ formiert hat (H. KOLLMANN, 1964 a, S. 137).

Am Ostrand des Gamser Gosaubeckens springt die Göllerdecke mit einem langen Sporn aus Wettersteindolomit nördlich des Plassenkalkes vom Torstein gegen Westen vor. Die Störung der anschließenden Nordgrenze durch die Versetzung am Wildalpenbruch westlich von Abbrenn wurde im vorigen Kapitel besprochen. Im Abschnitt des R ö c k e r 2 km westlich Abbrenn hat E. SPENGLER (1922, S. 171; 1925 a, S. 280) durch den scheinbaren Zusammenhang der Serie Hauptdolomit und Lunzer Schichten am Südrand der Unterbergdecke mit dem angrenzenden Wettersteinkalk der Göllerdecke an einen primären Faltenzusammenhang der beiden Decken ohne trennende Überschiebung gedacht, eine Vorstellung, die aus den Verhältnissen an der Überschiebungsgrenze östlich und westlich davon, namentlich durch die erwähnte bedeutende Halbklinke nördlich vom Großen Torstein in nur 7 km Entfernung, sehr unwahrscheinlich ist. Diese Auffassung wurde demnach auch bei Erstellung der paläogeographischen Karte

durch E. SPENGLER (1959, Taf. 4) nicht mehr aufrechterhalten, sondern es wurde eine gleichmäßig durchlaufende Überschiebung angenommen. Eine Überprüfung der Verhältnisse dieses Abschnittes im Bereich des Röckers südlich der Lassing hat folgendes gezeigt: Wo der Dachsteinkalk der Unterbergdecke am linken Ufer des Lassingbaches westlich von Klaus am Röcker-NE-Fuß bis an den Wettersteindolomit der Gölledercke unmittelbar herankommt, liegt er auf Grund des Geopetalgefüges in einer Reihe von Schriffen bis zu seinem Abtauchen aufrecht. Am nördlichen Röckergipfel (Kote 1089) aber folgt tatsächlich gegen die Grenze hin über dem steil SE ( $150^{\circ}/70^{\circ}$ ) einschließenden Dachsteinkalk der Gipfel-Nordwestkante ein durch gut aufgeschlossenen Übergang eindeutig stratigraphisch damit verbundener, gegen SE anschließender Hauptdolomit, bevor das weite Wettersteindolomitland weiter im SE anschließt. So entsteht der Eindruck einer verkehrten, durch Faltenverbindung zusammenhängenden Serie. Wiederum zeigt die Schriffprüfung des Hauptdolomites, daß der im Hangenden des Dachsteinkalkes der Unterbergdecke auftretende Anteil ebenfalls noch aufrecht liegt und keinen Faltenübergang zur Mitteltrias der Gölledercke anzeigt. Die Lösung der Frage mag etwa darin liegen, daß in diesem Gebiet noch der Einfluß der Hauptdolomitfazies des Nordens in die Dachsteinkalkfazies des Südens zu verspüren ist, indem sich Hauptdolomite im norischen Anteil des Dachsteinkalkes als Zungen in verschiedenen Niveaus noch eine Strecke weit verzahnend nach Süden einschieben und so ein Dolomit im Hangenden einer Dachsteinkalkpartie aufscheint.

Das hier den Vorderabschnitt der Gölledercke bildende, schon A. BITTNER (1888 a, S. 72) als „berüchtigt einförmig“ bekannte, schwer zugängliche, weite Dolomitgebiet in den Urwäldern des *Abbrein* hat erst durch die erwähnte Arbeit von E. SPENGLER eine Auflösung seiner nicht ganz so einfachen Tektonik und eine Gliederung in Ramsaudolomit, Carditaschichten und Hauptdolomit erfahren. Im SE lagert dieser dolomitischen Trias im Höhenzug der Kräuterin eine Dachsteinkalkplatte auf, die ihrerseits unter der Überschiebung der Mürzalpendecke entlang der Linie Rothmoos-Brunntal verschwindet.

Im Stirnteil der Gölledercke setzt die *Neuhauser Überschiebung* (E. SPENGLER, 1922, S. 171) gegen Osten über Rothwald und Neuhaus zum Erlafsee fort (Taf. 7, Fig. 7). In dem weiten Dolomitgebiet stellt sich im Liegenden der Bewegungsfläche noch ein karger Jungschichtenanteil der Unterbergdecke ein, der z. B. bei Neuhaus 10 km WNW Mariazell durch Dachsteinkalk, Starhembergsschichten, Jura und Neokom-schiefer repräsentiert ist.

Vom Ostabfall der Kräuterin über den Raum SE Mariazell zur Wildalpe und den Mitterbergen bildeten sich in der Region der Überschiebungsfrent der Mürzalpendecke bzw. weiter im Osten der Schneebergdecke nach deren Herantransport in sekundärer Bewegung Dachschuppen der Gölledercke, und zwar die fast 50 km lange *Tribeinschuppe* und im Westen die gleichzeitig entstandene untergeordnete *Radmer-Schuppe* mit dem Gipfel des Aufgespreizten (Taf. 5; Taf. 7, Fig. 6-7). E. SPENGLER (1925 a, S. 281 f., Abb. 1; Kt. 1926; 1931, S. 498, Taf. 18) hatte diese Schuppen ausgegliedert und deren Zusammenhang am Westrand mit dem Dachsteinkalk der Kräuterin der Gölledercke betont. Die Serie der Tribeinschuppe reicht im Westen vom Karn über die höhere Obertrias mit Dachsteinkalk bis zum Jura, im Ostteil ist auch die Mitteltrias durch Wettersteindolomit vertreten. Hallstätter Kalke sind in dieser Schuppe entgegen E. SPENGLER nicht vorhanden (siehe S. 382). Gut ist in diesem

Gebiet die Mehrphasigkeit der Entstehung dieser Strukturen an Hand der verschiedenartigen Einbeziehung der Gosau in die Tektonik ablesbar (A. TOLLMANN, 1967 e, S. 728, Abb. 9): Vorgosauisch war das gesamte Gebiet der nachmaligen Tribeinschuppe von der Mürzalpendecke überschoben, ihr Stirnteil erosiv in einzelne Schollen zerlegt worden, und das Gosameer hatte seine Sedimente sowohl über dem Bereich der Göllerdecke als auch jenem der Mürzalpendecke hinterlassen. Der nachgosauische Nachschub aber erzeugte erst die erwähnten beiden Dachschuppen, die ihrerseits zum Teil die davorliegenden Reste der Mürzalpendecke (W) bzw. Schneebergdecke (E) einzwickten und einwickelten (Dürradmer-Deckscholle und östlichere Klippen), aber auch noch Gosau überführen (Tribein SW Mariazell; Buheck 11 km WSW Mariazell – E. SPENGLER, 1931 b, Taf. 18).

Ein Problem bietet die Südagrenzung der Göllerdecke zur Mürzalpendecke (Abb. 99, 127, 128). Seit Beginn der Deckenlehre ist die Grenze einer hochalpinen Decke, wie auch immer sie bezeichnet worden ist, an die schon aus dem vorigen Jahrhundert als „Aufbruchlinie“ bekannte Struktur der Puchberg-Mariazeller Linie gelegt worden, die südlich von Schwarza, am Südfuß des Gipfel, über den Lahn-sattel, Terz und durch das Halltal südlich von Mariazell nach Westen zieht. Sie ist durch einen wechselnd breiten Streifen von Werfener Schiefen und Haselgebirge, selten auch Gutensteiner Dolomit, markiert. Bei jenen Auffassungen, bei denen die Mürztaler Alpen die Fortsetzung des tirolisch-basalen Gebirges bildeten, war dieser Streifen von Permoskyth als Deckschollenstreifen der Schneeberg-, Lachalpen- oder Hallstätter Decke betrachtet worden. Bei Aufstellung der hochalpinen Mürzalpendecke wurde vom Verfasser dieser Alttriasstreifen wiederum als Nordgrenze genommen, der südlich davon liegende Streifen in voralpiner, hauptdolomitreicher Fazies noch als Nordrandzone der hochalpinen Einheit zugeordnet und das nordwärtige Einfallen dieses Streifens als sekundäre Stirnbildung gedeutet. Trägt man aber dem erwähnten Einspruch von H. SUMMESBERGER Rechnung, daß das Ostende dieser voralpinen Fazieszone in der Schürmkogelschuppe durch keine namhafte Überschiebungsfläche, sondern nur durch eine lokale nachgosauische Aufschuppung von der Fortsetzung im Schuppensystem der Dürren Wand getrennt sei, berücksichtigt man ferner den von R. LEIN (1972, S. 76) erwähnten Umstand, daß dieser Streifen in der Wildalpe bei Frein südvergent dem Hallstätter Kalk am Südfuß dieses Berges aufgeschoben sei und daß alle übrigen auf der Karte von E. SPENGLER (1931) in diesem Randstreifen verzeichneten Hallstätter Kalke der Wildalpe und des Westlichen Mitterberges Dachsteinkalke sind, so ist es naheliegend, daß es sich bei diesem Randstreifen in voralpiner Fazies südlich der Puchberg-Mariazeller Linie, der den Östlichen und Westlichen Mitterberg und die Wildalpe umfaßt, noch um voralpines Gebiet handelt, das nicht der Mürzalpendecke zuzurechnen ist, sondern eben im Sinne von E. SPENGLER (1931 b, S. 498, Taf. 18) und A. THURNER (1951, S. 642) mit der Tribeinschuppe im Westen als Tribein-(Wildalpen-)Schuppe zu verbinden ist (Taf. 7, Fig. 5-6).

Die tektonische Abgrenzung dieser Einheit von der Mürzalpendecke bzw. den an sie herangeschobenen Deckschollen der Schneebergdecke von der Sauwand bis zur Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle ist durch Aufschiebungsflächen gesichert. In dem schmalen Korridor bei Hinter-Naßwald unter dem Westrand der Raxmasse, wo Wettersteindolomit dieser Tribein-Wildalpen-Schuppe an den Wettersteindolomit

der Mürzalpendecke herankommt – was 1962 für den Verfasser neben den oben erwähnten Gründen mit ein Motiv für die Verbindung dieser beiden Einheiten war –, ist die große NW-SE-ziehende Störung östlich von Hinter-Naßwald, bei H. P. CORNELIUS (1936, Kt.) als Bruch eingetragen, an dem Werfener Schiefer und Wettersteinkalk der Mürzalpendecke gegen Wettersteindolomit der voralpinen Serie abschneiden, wohl die Trennungslinie zwischen den beiden Einheiten.

Der Deckenhauptkörper des im Osten von Mariazell anschließenden Abschnittes der Gölledercke ist einfach gebaut. Die bis in den Raum von Kernhof fast nur aus Dolomit aufgebaute Decke liegt im Norden bis an die Überschiebungsgrenze mit Mitteltrias, im Süden mit Hauptdolomit frei. Kleinere, aber interessante ältere Querstrukturen liegen nur nördlich des Salztales in Form des Gracheralmbruches und der Schöplspitz-Antiklinale vor (Abb. 164 in Band 1 dieser Monographie). Ersterer, 3 km östlich von Mariazell in meridionaler Richtung verlaufend, liefert ein schönes Beispiel für den Typus eines während der Transversalbewegung der Decken ungleichmäßig bewegten Überschiebungsblattes. Die schon G. GEYER (1889, S. 519) bekannte eigenartige Störung ist durch E. SPENGLER (1931 b, S. 494, 528) genauer geschildert worden, wobei SPENGLER auch auf ihr hohes, vorgosauisches Alter hingewiesen hat: Die Werfener Schichten der Schneebergdecke sind auf die verschieden gestalteten Flügel zu beiden Seiten der Querstörung bereits vorgosauisch aufgeschoben worden, die Gosau transgrediert über den Faltenbau und über die Deckengrenze hinweg, das jeweilige Grundmaterial aufarbeitend. Vom Verfasser (1970 a, S. 30 ff., Abb. 10) wurde der Mechanismus dieser Störung erläutert, die zum Typus eines Deckenhinterrand-Grenzblattes gehört, da der Jungschichtenanteil des Tirolikums weiter im Süden unter der Schneebergdecke weitgehend abgequetscht ist und so der Westflügel mit seinen Jura-falten gegenüber dem ruhig lagernden Hauptdolomit des Ostflügels durch den Druck von Süden her gestaltet worden ist.

Auch die 8 km östlich von Mariazell am Hinterrand der Gölledercke domförmig hart vor der Überschiebung der Schneebergdecke auftauchende Mitteltriaskulmination der Schöplspitze in Form der Schöplspitz-Antiklinale inmitten der Hauptdolomitlandschaft (E. SPENGLER, 1931 b, S. 496) zeigt gleichalten Bau.

Auch weiter gegen Osten bleibt der Charakter des Hauptkörpers der Gölledercke bis in die Region von Gutenstein in gleicher Art gewahrt: Einheitliche, gegen Süden fallende dolomitreiche Trias bildet den Hauptteil der Decke, Schuppungen treten nahe dem Südrand in unmittelbarem Einflußbereich der Schneebergdeckenstirn auf. Die erste markante Schuppe östlich des Göllestockes tritt uns in der Gippelschuppe (E. SPENGLER, 1928 a, S. 124) entgegen, einer nachgosauisch entstandenen, gegen Norden über die in 1000 bis 1400 m Höhe der Gippel-Nordwände gelegene Gosau überschobenen, flach südfallenden Dachsteinkalkplatte (Taf. 7, Fig. 5). E. SPENGLER (1931 b, S. 497, 504; 1959, S. 274) mißt dieser Bewegung nur geringe Schubweite bei, entgegen der Auffassung von O. AMPFERER (1919, S. 47, Prof. 73), der die Gippelschuppe mit einer südlichen Schuppe des Obersberges 4 km westlich Schwarzau am Gebirge verbunden hat. Interessant ist die Feststellung von E. ERKAN (1970, S. 137 f., Abb. 22), daß die Gippelschuppe doch eine östliche Fortsetzung hat, zwar nicht in jener erwähnten kleinen Schuppung hoch oben am Obersberg, sondern daß sie, die alte vorgosauische Deckengrenze zwischen Tirolikum und juvavischen Deckschollen kreuzend, sich beim Obers-

berger über der eingeklemmten Gosau fortsetzt und letztlich östlich der Schwarza in die Vordermandlingschuppe weiter verfolgt werden kann.

Als südliche Randzone der Göllerdecke zieht vor der Deckschollenreihe Sauwand-Student-Roßkogel-Sonnleitstein der Schneebergdecke der oben besprochene Streifen der Triben-Wildalpen-Schuppe dahin (Abb. 99, 127, 128, 130). Von ihr ist im Osten durch unvollkommene Abschuppung die als Schürmkogelschuppe bezeichnete Göllerdecken-Südrandeinheit als Inhalt des Donnerkogel-Halbfensters, E. SPENGLER (1931 b, S. 519), getrennt. Dieses Halbfenster wird ringsum von Schollen der Schneebergdecke gesäumt.

Vom Schwarza-Quertal von Schwarza am Gebirge an beginnt von Süden her die beträchtliche *Aufgliederung* der sich im Osten verbreiternden Göllerdecke durch teils bald wieder auslaufende, meist aber weithin anhaltende und *tiefgreifende Schuppungen*, die gegen Osten hin immer nördlichere, stirnnähere Partien umfassen, schräg vom Stirnrand gegen Osten ins Innere der Decke gestaffelt hincinziehend. Die Abfolge dieser Schuppen von außen nach innen, von Norden gegen Süden lautet: Lindkogel-, Hohe Mandling-, Vordere Mandling-, Dürre Wand- und Dürre Leiten-Schuppe sowie noch untergeordnete Abschuppungen. In der Abgrenzung mancher Schuppen ist noch kein endgültiges Urteil zu fällen, da die südwestliche Region unzureichend genau bekannt ist, andererseits durch weite tertiäre Verdeckungen in der Gainfarner Bucht, im Triestingebiet und im Gaadener Becken die Fortsetzung der Linien von SW nach NE nicht ohne Schwierigkeiten zu ziehen ist. Die Besprechung der Teilelemente des Göllerdecken-Ostabschnittes soll von Norden nach Süden erfolgen.

Nachdem der Vorderabschnitt des Ostteiles der ehemaligen Göllerdecke s. l., nämlich die Peilsteinschuppe samt der von ihr nur untergeordnet abgetrennten Waxeneckschuppe, als Peilsteindecke abgetrennt worden ist (siehe S. 286), setzt die *Göllerdecke in neuer Fassung* in ihrem Ostabschnitt östlich von Gutenstein mit dem bisher als *Lindkogelschuppe* bezeichneten Abschnitt im Norden ein. Mit dieser Bezeichnung wurde von A. SPITZ (1920, S. 2, 63 ff.; Taf. 2) die große Schubmasse des Lindkogelstockes belegt, die unter Dominanz von Unter- und Mitteltrias die im Schwachatfenster und im Raum Rohrbach-Raisnmarkt sichtbare Peilsteindecke in mindestens 6 km Breite überschiebt. Vorgosauische Entstehung und nachgosauische selbständige Weiterbewegung des Hangendflügels gegen Norden wird vom Autor dieser Einheit (l. c., S. 109) angegeben. Die Fortsetzung der großen Schubmasse gegen NE und SW blieb lange ungeklärt, bestimmte Abschnitte des Grenzverlaufes sind heute noch umstritten. Immerhin ist sicher, daß durch den Zusammenhang vom Lindkogel über die Badener Randberge zum Anninger – von der sekundären Oberstockvorgleitung zwischen Soofer und Badener Lindkogel abgesehen – der Anningerstock bis zur Brühl Bestandteil dieser Schuppe ist (B. PLÖCHINGER, 1974, Taf. 2), wobei die Peilsteinschuppe, wie erwähnt, im Untergrund des Gaadener Neogenbeckens gegen NE hin überwältigt wird. Ferner gehört das im Untergrund des Wiener Beckens in der Tiefbohrung Laxenburg 2 (J. KAPOUNEK et al., 1963, S. 213, Abb. 4) angetroffene Schuppensystem aus Obertrias und Jura als direkte Fortsetzung des Anninger-Schuppensystems der Lindkogelschuppe an.

Vom Lindkogelstock gegen SW hin setzt sich die Überschiebungsfläche an der Basis der Göllerdecke, wie bereits im vorigen Abschnitt ausgeführt, über das noch immer pro-

blematische Gebiet bei Rohrbach gegen SE zurückspringend fort: Die Mitteltrias des Lindkogelstockes liegt hier wohl der SW davon befindlichen Obertrias auf, obgleich die Aufschlüsse im einzelnen keine guten Einblicke ergeben. Die Fortsetzung dieser großen Überschiebung, die das Schwechatfenster erfordert, verläuft offenbar jenseits der Triesting NW Pottenstein über das Waxeneck, Feichtenbach und Pernitz in Richtung Gutenstein, da nur von dieser Fläche die große, bis 4,5 km vor diesen Überschiebungsrand vorgelagerte Muggendorf-Hohenwart-Deckscholle abgeleitet werden kann (Taf. 7, Fig. 4). Diese bildet nach ihrer Stellung, der Weite der Überschiebung und der Vielzahl der an der Basis mitgeführten Schürflinge ein schönes Gegenstück zur Lindkogel-Rohrbacher Schubmasse im NE. Auch dort ist ja die Peilsteindecke weitgehend von der fast bzw. im Osten ganz bis zu ihrem Vorderrand vorstoßenden Göllerdecke überfahren. Eine Ableitung der Muggendorfer Deckschollengruppe aus der nur wenig bewegten und unter die Deckscholle hineinziehenden Waxeneckschuppe ist hingegen nicht möglich. So bleibt für die Herleitung der vorwiegend über Hauptdolomit aufruhenden, im wesentlichen aus Unter- bis Mitteltrias bestehenden Deckschollengruppe (G. HERTWECK, 1961, S. 56 ff., Taf. 1, 2), deren Heimat bis jüngst problematisch blieb (H. SUMMESBERGER, 1966 c, S. 140), wohl mit Sicherheit nur die SW-Fortsetzung des Überschiebungsrandes der Lindkogelschuppe der Göllerdecke übrig. Der Anschluß der vorwiegend aus tieferer bis mittlerer Trias aufgebauten Muggendorf-Hohenwart-Deckscholle an den hier mit dem Karn einsetzenden Vorderrand des entsprechenden Abschnittes der Lindkogelschuppe versteht sich dadurch, daß bereits innerhalb der Deckscholle eine schräg gegen hinten aufsteigende Abquetschung der Basis zu bemerken ist (G. HERTWECK, 1961,

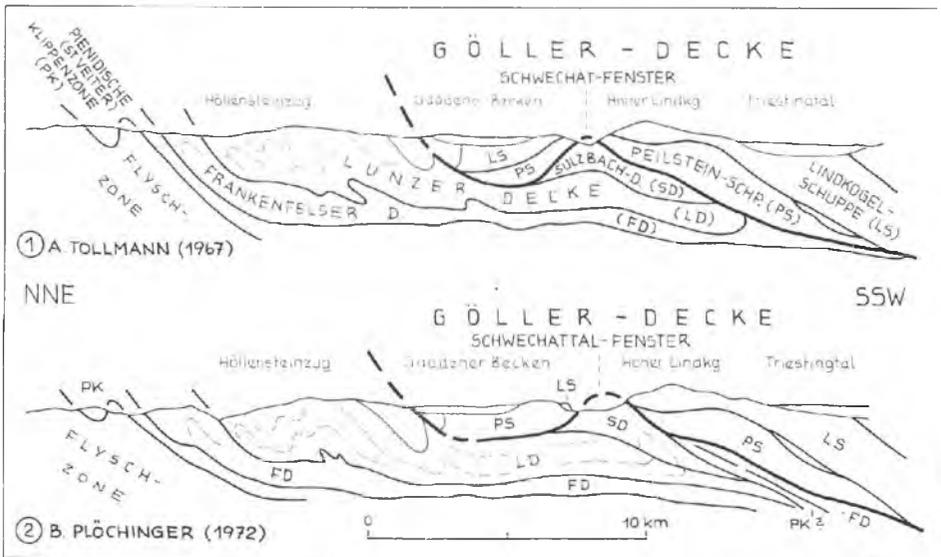


Abb. 97: Die verschiedenartige Deutung des Schwechatfensters nach A. TOLLMANN (1967) und B. PLÖCHINGER (1971/72) aus B. PLÖCHINGER (1974, Abb. 17).

Taf. 1): Im hinteren Abschnitt der Deckscholle ist der Gutensteiner Kalk im Raum „Hohenwart“ und „Am Aich“ zugunsten von Wettersteinkalk bereits weitgehend reduziert, so daß bei gleichbleibender Tendenz das Karn an der Basis des noch weiter hinten gelegenen zusammenhängenden Teiles der Lindkogelschuppe verständlich wird. Die gleiche Erscheinung wurde ja übrigens auch vom nordöstlicher gelegenen Abschnitt der dort noch nicht durch die Erosion aufgelösten Lindkogelschuppe im Raum des Lindkogels und des Schwechatfensters beschrieben.

Die hintere Begrenzung der Lindkogelschuppe liegt vor der unter der Wucht der hochalpinen Decken im Süden stark zerrissenen und verschuppten südlichen Zone der Göllerdecke, und zwar vor der Dürren Wand und der Hohen Mandling. Bei Grillenberg SW Berndorf erreicht der Hinterrand der Lindkogelschuppe die neogene Füllung der Mandlingbucht des Wiener Beckens, so daß der gesamte, 15 km breite Ostabbruch der Kalkvoralpen zwischen Vöslau im Süden und Brunn am Gebirge im Norden unter der Wiener-Becken-Füllung dieser Hauptschuppe des Ostabschnittes der Göllerdecke angehört.

Der gesteinsmäßige Aufbau der Lindkogelschuppe bleibt im gesamten Gebiet SW des Schwechattaales im großen gut vergleichbar: Ein breiter Vorderteil in der Muggendorfer Deckschollenlandschaft und im Lindkogel-Raisenmarkter Abschnitt gehört der Untertrias und besonders der Mitteltrias an, im Hinterabschnitt des Schuppenstreifens schiebt sich Hauptdolomit weitaus in den Vordergrund, nur lokal steigt die Serie in den Jura und in die Kreide auf (z. B. bei Ortmann). Im NE-Abschnitt hingegen wird der permo-tieftriadische Anteil rasch auf einen schmalen Randsaum reduziert, Hauptdolomit und Dachsteinkalk beherrschen den Raum, und Jura stellt sich mit gegen Osten zunehmender Bedeutung ein (Anninger, Laxenburg).

Über die Einzelausschnitte der Lindkogelschuppe sei, von SW gegen NE fortschreitend, folgendes hervorgehoben.

Die schöne tektonische Ausgestaltung des potenziert gefalteten Göllerdecken-Stirnbereiches bei Gutenstein hat H. SUMMESBERGER (1966 b, Abb. 1) zur Darstellung gebracht. Die Göllerdecke ist demnach, und auch nach Beobachtungen des Verfassers, hier mit ursprünglich aufrechter Serie aus Mitteltrias – mit Wettersteindolomit und -kalk einsetzend – über dem Hauptdolomit der Unterbergdecke und Tieftriasresten der Peilsteindecke überschoben worden. In jüngerer Bewegungsphase ist die gesamte Randzone zu großer, potenziertes, gegen NNW überschlagener Falte umgestaltet worden, so daß heute der als falscher Kern steil im Zentrum der Falte aufgepreßte Hauptdolomit ein schmales Halbfenster zwischen dem durch die Ortschaft Gutenstein ziehenden überschlagenen Stirnklappen aus Wettersteindolomit und -kalk der Göllerdecke und dem mit Werfener Schiefen beginnenden, aufrecht gelagerten südlichen Rest der hier gerade noch zwischengeschalteten Peilsteindecke bildet.

Die sich aus den regionalgeologischen Verhältnissen ergebende Erwartung nach einer tektonischen Grenze zwischen der Tieftrias (Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk) des südlichsten Abschnittes der Peilsteindecke im Raume von Gutenstein und der von ihrem Westrand an bis hier herüber stets mit höherer Mitteltrias an der Überschiebungsfäche einsetzenden Göllerdecke wurde bei der Begehung im Gelände mehrfach bestätigt – besonders klar im entscheidenden Abschnitt auf der linken Seite des Längapiestingtales 700 m südlich von Gutenstein, wo der dünn-schichtige, Crinoiden-führende

Gutensteiner Kalk (der Peilsteindecke) im Norden und der helle, Algen-hältige massive bis undeutlich gebankte Wettersteinkalk (der Göllerdecke) im Süden nur eine Scheinserie bilden, die durch eine steile, die Gesteinsserien quer und diskordant abschneidende Störung getrennt sind. Auch die Gutensteiner Kalke der Typlokalität in der Talenge östlich von Gutenstein, die der Peilsteindecke angehören, sind an einer noch am Nordufer am westlichen Engtalausgang sichtbaren Harnischfläche diskordant vom Wettersteinkalk getrennt. Die einst wohl flache Überschiebung wird hier demnach von späteren steilen Harnischflächen überlagert. Ein Zusammenhang der Serien der beiden Decken besteht nirgends.

In der steilstehenden Stirnzone östlich von Gutenstein kommt es ferner im Zusammenhang mit der späten Ausgestaltung des deutlichen knickförmigen Schwenkens der Gesteinszüge von der alpinen W-E-Richtung in die karpatische SW-NE-Richtung zu einem Schlepplungssystem an einer Blattverschiebungsschar. An vertikalen N-S-streichenden Störungen ist der jeweilige Ostabschnitt der Göllerdeckenfront vorversetzt (H. SUMMESBERGER, 1966, Kt. S. 86; A. TOLLMANN, 1970 d, S. 35), wobei die großen N-S-Störungen im Längapiestingtal SW Gutenstein und im Ebenbaumtal SW Pernitz ebenfalls diesem System der Querstrukturen angehören. An letztgenannter Störung ist zugleich die SW-Scholle abgesenkt (H. SUMMESBERGER, 1966 a, S. 111).

Bei Gutenstein besteht das dem nördlichen Vorland der Dürren Wand angehörige Areal dieser Lindkogelschuppe nicht aus zwei Teilschuppen von Hauptdolomit, wie einst bei F. KOSSMAT (1916, Kt.) dargestellt, sondern aus einer gegen Süden aufsteigenden Triasfolge mit mächtigem Wettersteindolomit im Abschnitt Neukogel-Katzkogel SE Gutenstein (B. PLÖCHINGER, 1964, Kt.; H. SUMMESBERGER, 1966 a, S. 105; 1966 b, Kt., S. 86), sehr schwachem Karn und Hauptdolomit im Süden. Die Front der Göllerdecke ist südlich des Kalten Ganges in der Schubfläche von Wettersteindolomit (wie auch weiter im Westen über so weite Strecken!) über Hauptdolomit westlich des Katzbadgrabens gut verfolgbar, im Graben selbst schneidet eine Störung die Grenze ab und versetzt sie offenbar, wie hier üblich, gegen Norden, so daß sie im Tal des Kalten Ganges in der üblichen Streichrichtung der Überschiebungsflächen gegen Pernitz hin zu vermuten ist. Die Annahme von H. SUMMESBERGER (1966, S. 112), daß eine solche Fortsetzung der Überschiebungsfläche nach der Katzgrabenstörung gegen Pernitz nicht möglich sei, weil er eine N-S-gerichtete Schichtverbindung quer über das Tal des Kalten Ganges annimmt, ist nicht stichhältig. Die Wettersteindolomit-Hauptdolomitserie im Norden wird durchaus der gegenüberliegenden Wettersteindolomit-Hauptdolomitfolge im Süden des Tales entsprechen, die ja noch *u n t e r* der hier geschilderten Göllerdeckenfront liegt und demnach noch dem Bestand der Peilsteindecke angehören kann. Da das breite Piestingtal bei Pernitz durch Alluvionen verhüllt ist, käme als Fortsetzung der Hauptüberschiebungsschar der Göllerdecke in neuem Sinne östlich dieses auch eine Blattverschiebung aufweisenden Tales entweder die von H. SUMMESBERGER (1966, S. 131) beschriebene, durch Lunzer Sandstein zwischen Hauptdolomit markierte Überschiebungsfläche in der Bergflanke südlich des Schärftales in Frage oder aber die bereits auf der Karte von F. KOSSMAT (1916) verzeichnete Bewegungsfläche am Wolfskogel weiter im SE. Da das Gebiet in der NE-Fortsetzung dieser Schubflächen im Raum „Am Hals“ und östlich vom Waxneck noch nicht neu kartiert ist, bleibt die Verbindung zu der wiederum klar in Erscheinung tretenden Überschiebungsschar beim Josefsbrunnen NW Potten-

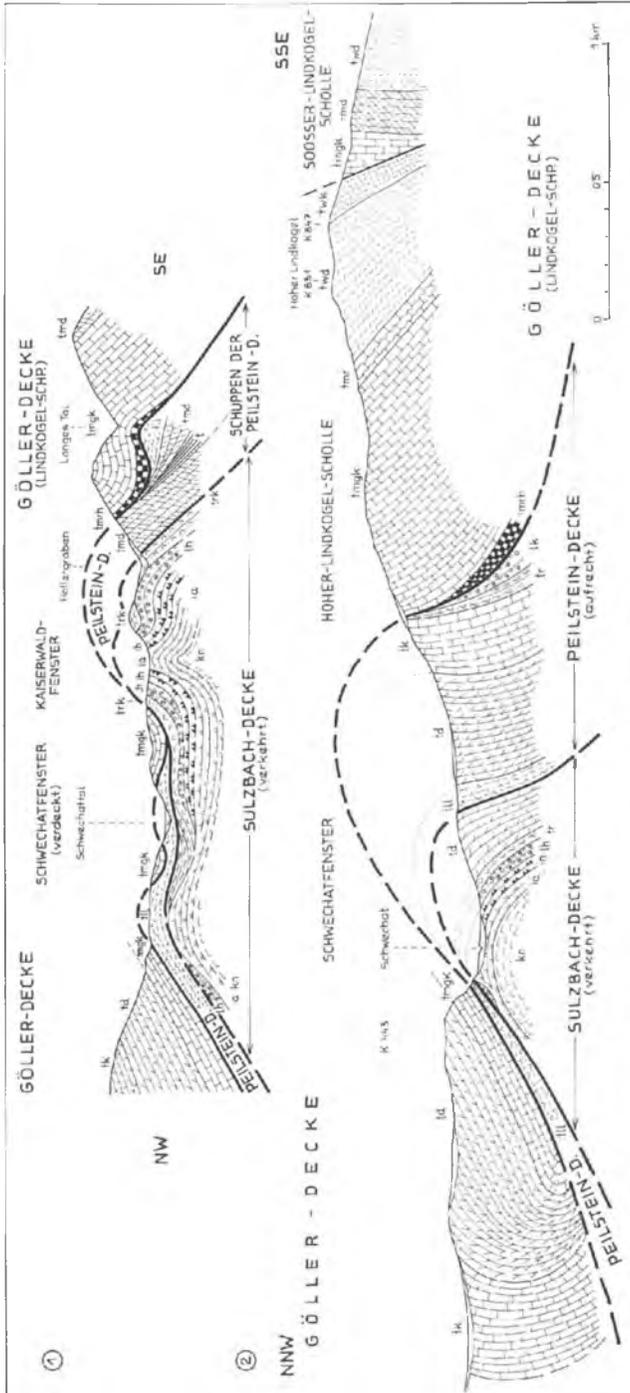


Abb. 98: Profile durch das Schwechatfenster, Kaiserwaldfenster und Lindkogelmassiv nach der Karte von B. Plöschinger (1970) und eigenen Beobachtungen. Im östlicheren Profil kommt südlich des Schwechatfensters noch das Kaiserwaldfenster in einer Antiform zutage (Fig. 1). Die Peilsteindecke erscheint tektonisch sehr stark reduziert, auch verschuppt. Man erkennt im Talgrund des Schwechattales die verkehrte Serie der ja in ihrer Gesamtheit verkehrt liegenden Sulzbachdecke, sodann die Überschiebung der aufrechten Serie der im Hangenden auflagernden Peilsteindecke, die mit Lunzer Schichten einsetzt. Auch die folgende Göllerdecke zeigt den Bau einer normal gelagerten Ab-scherungsdecke. Die Störung innerhalb der Göllerdecke, die eine Trennung in Teilschollen bewirkt, stellt eine bruchtektonische Fläche mit steiler Neigung dar. Die stirnformige Einrollung der Göllerdecke im Norden (Fig. 2) ist nach den Fallzeichen wahrscheinlich, durch die schlechten Aufschlußverhältnisse aber nicht gesichert.

stein im einzelnen noch unsicher. Es mußte vorderhand mangels neuer Aufnahmen noch die Linienführung von KOSSMAT auf unserer tektonischen Karte übernommen werden.

Über das Kerngebiet der Lindkogelschuppe, das Massiv des Lindkogels westlich von Baden, liegen etliche geologische Detailkarten vor, so jene von A. SPITZ (1920), G. GÖTZINGER et al. (1952) und B. PLÖCHINGER (1970) – trotzdem ist die Struktur des Schwechatfensters, dem auch G. HERTWECK nach Neukartierung zwei kurze Artikel (1964; 1965) gewidmet hat, in all diesen Arbeiten zufolge der großen Komplikation letztlich noch nicht erfaßt worden (Abb. 97) – ja dem prächtigen Schwechatfenster mit dem verkehrt lagernden Inhalt war eine Weile sogar der Fenstercharakter abgesprochen worden (B. PLÖCHINGER, 1968, S. 55, Abb. 6). Der Bau des Lindkogelmassivs selbst ist einfach (Abb. 98): Eine vom Hebungszenrum im Schwecatall bei Sattelbach nach außen hin abfallende Triasschichtfolge kennzeichnet das Lindkogelgebiet: Der Hohe Lindkogel besteht aus einer gegen Süden einfallenden Mitteltriasserie von Reichenhaller Rauhwacke im Norden bis zum Wettersteinkalk im Hauptkammgebiet. Diese Hohe-Lindkogel-Scholle ist SE vom Gipfel durch eine SW-NE-streichende, gegen NW gerichtete Aufschuppung von der im Osten anschließenden Sooßer Lindkogel-Scholle getrennt. In letzterer schwenkt das Einfallen in der Mitteltrias-Schichtreihe auf Ost. Die obertriadische Hülle dieser Kuppel ist im NE entlang des Reingrabener Schieferbandes westlich von Baden (Jägerhaus-Cholerakapelle) in selbständiger Stockwerktektonik weiterbewegt. Sie ist am Ostrand und Südrand des Sooßer Lindkogels bruchtektonisch abgesetzt. Die Obertrias umfaßt hier im Bereich der Triestingfazies sowohl Hauptdolomit als auch Dachsteinkalk in nennenswertem Umfang. Eine jüngere E-W-gerichtete Einengung macht sich in weiten Teilen des Lindkogelmassivs durch N-S-gerichtetes Streichen von Schichtpaketen und Faltenachsen bemerkbar.

Einen besonders tiefen Einblick in den Bau dieser Region gewährt das von L. KOBER, 1908 (mündliche Mitteilung, L. KOBER), entdeckte Schwechatfenster (non: Schwecatalfenster, B. PLÖCHINGER, 1970) bei Sattelbach an der Schwecat, 6 km WNW von Baden. Nach aller bisherigen Erfahrung und Kartierung und auf Grund der Überprüfung einer größeren Anzahl von Proben auf ihre Lagerung in bezug auf Inversgefüge kann seine Struktur am besten wie folgt gedeutet werden (A. TOLLMANN, 1971 c, S. 123 ff.) – Abb. 98, Taf. 7, Fig. 3: In der Tiefe des Schwecatals erscheint eine verkehrt lagernde Schichtfolge von Malmkalk in der Talsohle bis zum Hauptdolomit beim Weizenbauer südlich davon. Diese verkehrt liegende Serie mit spezifischer Fazies gehört der erst wieder weit im Westen von Niederösterreich im Annaberger Fenster auftauchenden verkehrt lagernden Sulzbachdecke an (E. SPENGLER, 1927, S. 53).

In einem zweiten kleineren, östlich vom Schwechatfenster am NE-Rand des Kaiserwaldes gelegenen Fenster, das vom Verfasser (1971 c, S. 123) als Kaiserwaldfenster bezeichnet worden ist, kommt die Sulzbachdecke in einer Aufwölbung mit ihrer verkehrten Serie, demnach als Antiform, nochmals zutage. Die nächsthöhere Einheit darüber, als innerer Rahmen um diese beiden Fenster ausgebildet, besteht aus der auch im Kleingefüge aufrecht lagernden Serie von Lunzer Sandstein, Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Rhät, mächtig entfaltet im Kaiserwald südlich des Fensters, ebenfalls vorhanden auch entlang des Nordrandes dieses Fensters. Diese Serie ist Bestandteil der Peilsteindecke. Die oberste Einheit schließlich, die Lindkogelschuppe der Göllerdecke, setzt in aufrechter Folge mit Reichenhaller Rauhwacke oder

Gutensteiner bzw. Annaberger Kalk darüber ein, formt das oben besprochene Lindkogelmassiv im Süden und setzt auch im Norden mit Gutensteiner Kalk über den Lunzer Schichten des aus der Peilsteindecke bestehenden inneren Rahmens auf.

Die Umgrenzung dieses äußeren Nordrahmens des Schweichattens ist noch nicht einhellig entschieden: Entweder gehört nur die Schollenreihe aus Muschelkalk vom Ungarstein gegen Osten zur Lindkogelschuppe und liegt als Deckschollenreihe dem nördlich anschließenden Hauptdolomitgebiet von Windhagberg und N Sattelbach auf, das dann bereits Bestandteil der Peilsteindecke wäre (B. PLÖCHINGER, 1962, S. 55, Abb. 6; 1970, Taf. 1; 1974, Taf. 2), oder man nimmt im Sinne des Verfassers (1971 c, S. 125) auf Grund des Einfallens des Muschelkalkes des Ungarsteins gegen Norden unter dieses Hauptdolomitgebiet an, daß dieses zur Gänze bereits der höheren Einheit, also der Lindkogelschuppe zuzurechnen ist. Durchaus für letztere Auffassung spricht auch, daß die Lindkogelschuppe auch weiter im Osten nördlich des Schweichattales aus Hauptdolomit und höherer Obertrias besteht, wie z. B. im Kleespitz südlich von Siegenfeld (vgl. Taf. 1 von B. PLÖCHINGER, 1970). Daher wäre das Obertriasareal westlich von Siegenfeld auch aus diesem Grund sehr wohl als Fortsetzung des Nordteiles der Lindkogelschuppe denkbar - Abb. 97.

Das Anninger-Massiv bildet den nordöstlichen Abschnitt der Lindkogelschuppe der Göllerdecke vor ihrem Verschwinden im Untergrund des Wiener Beckens. Der Bergstock besteht in seiner Hauptmasse aus mächtigem, gut gebanktem Hauptdolomit, wie er in der Brühl bei Mödling bestens aufgeschlossen ist, und aus Dachsteinkalk, der hier im Bereich der Triestingfazies den Übergang von der Hauptdolomitentwicklung in die Dachsteinkalkfazies unterstreicht. Die Hauptstruktur bildet eine breite, von SW nach NE hinziehende Mulde, die sogenannte Anningermulde (vgl. A. TAUBER, 1943, S. 133), die bereits südlich des Gaadener Neogenbeckens durch Rhät und Jura markiert, im Rosental NW Baden ansetzt und dann über den Anningergipfel im Bereich Eschenkogel und Vierjochkogel gegen NE weiterzieht (Taf. 7, Fig. 2). In dieser Gipfelregion ist Jura in Form von Spongienlias, Liasknollenkalk, Klauskalk, Malmradiolarit und Plassenbis Tressensteinkalken erhalten (B. PLÖCHINGER, 1974 a, S. 119 f. etc.). Die kräftige, gegen NW gerichtete dreifache Verschuppung dieses Juras ist hier bereits von H. KÜPPER (1926, S. 68, Abb. S. 71 f.) erkannt worden. Seine Fortsetzung im Untergrund des Wiener Beckens wurde in den Tiefbohrungen bei Laxenburg erfaßt.

Die weitere Schuppengliederung des vor der Mürzalpendecke frei liegenden südlichen Göllerdecken-Abschnittes ist in der Form, wie sie vom Verfasser (1963 c, Taf. 16) dargestellt worden ist, durch die Kartierung H. SUMMESBERGER (1966, tekt. Kt., Taf. 6) im wesentlichen bestätigt worden, trotz des gegenteiligen Textes dieser Darstellung. Die bei SUMMESBERGER dort mitgeteilten Neuerungen sind auf der Karte Taf. 1 vom Verfasser 1967 bzw. in der jetzigen Darstellung auf Taf. 5 aufgenommen: Von NW gegen SE fortschreitend trifft man zunächst als nächsthöheres Element im Raum der Hohen Mandling eine vielleicht vorgosauisch angelegte, jedenfalls noch nachgosauisch auf die vorgelagerte Waidmannsfelder Gosau überschobene Schuppe lokaleren Ausmaßes, die Hohe Mandling-Schuppe. Sie überschiebt mit Hauptdolomit und Dachsteinkalk die vor ihrer Front von H. SUMMESBERGER entdeckte, früher als Gosau gewertete Oberjuraserie. Eine intensive nachgosauische Tektonik läßt auch die ihr im Westen vorgelagerte Waidmannsfelder Gosau SE vom Kitzberg erkennen:

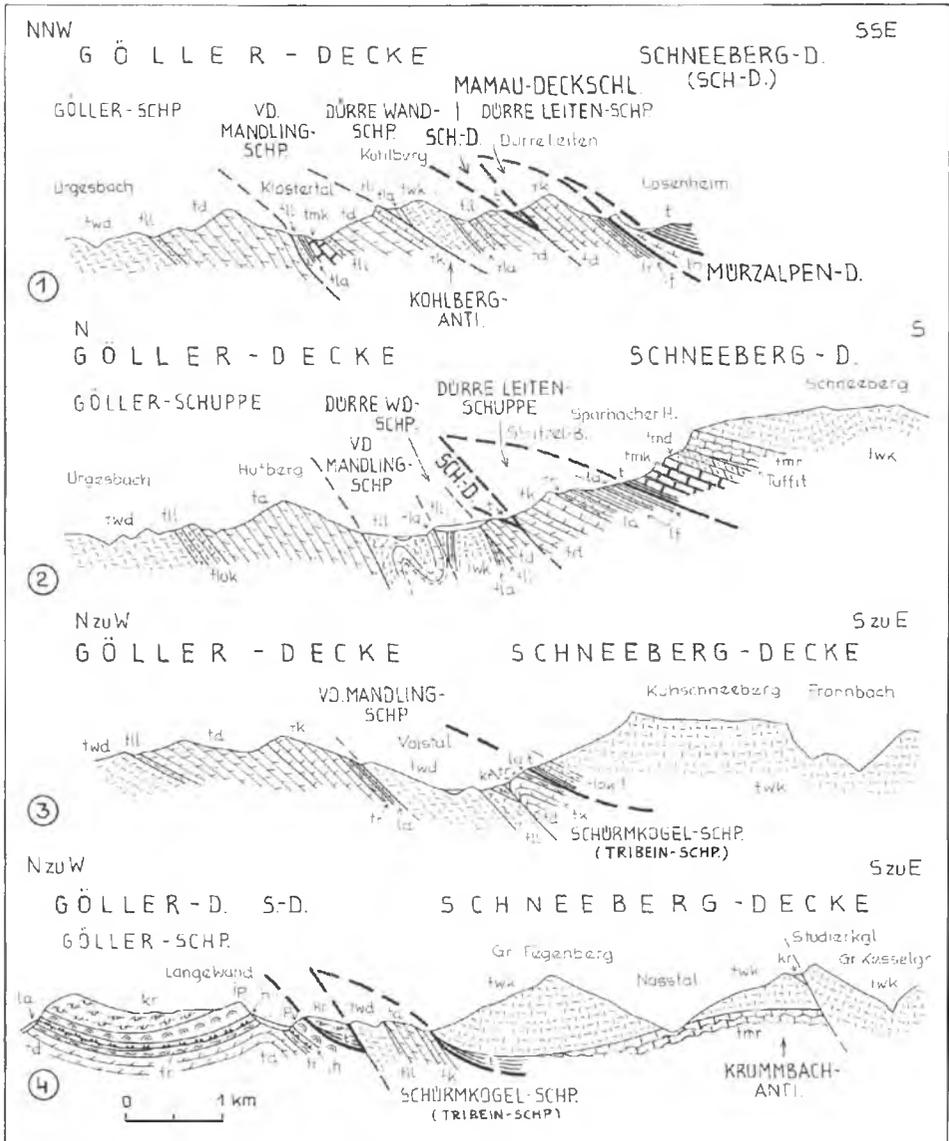


Abb. 99: Die Schuppenregion am Südrand der Gölledercke vor der Überschiebung von Mürzalpen- und Schneebergdecke nach E. SPENGLER (1931 b, Taf. 19, Fig. 13-16) unter Hervorhebung der Überschiebungsbahnen und unter Beifügung der hier verwendeten tektonischen Nomenklatur.

Diese Gosau liegt zur Gänze verkehrt, das Basalkonglomerat lagert zuoberst. Als Ganzes ist sie dem Malm des Kitzberges aufgeschoben (H. SUMMESBERGER, 1966, S. 136).

Als nächsthöheres tektonisches Element der Göllerdecke läßt sich die *Vordere Mandling-Schuppe* über eine weite Strecke hin verfolgen, und zwar über eine Entfernung von 50 km, wenn man auch noch die von E. ERKAN erfaßte Verlängerung der Gippelschuppe im Westen mit in die Betrachtung einbezieht (siehe Taf. 5 und Abb. 99). Diesem von B. PLÖCHINGER (1957, Vh. GBA., S. 239) geprägten Namen ist entgegen H. SUMMESBERGER (1966, S. 112 ff.) gegenüber der Bezeichnung *Baumeckschuppe*, E. SPENGLER (1931), durchaus der Vorzug zu geben, da E. SPENGLER unter diesem Namen ganz verschiedene Elemente vereint hat, und zwar Teile der *Hohen Mandling-Schuppe* beim Guglzipf SE Berndorf, Teile der *Vorderen Mandling-Schuppe* im hier gebrauchten Sinne und Teile der *Schürmkogelschuppe* vor dem Schneeberg, die durch eingeklemmte Gosau von unserer Einheit geschieden ist. Die Schuppe zieht von Vois und vom Klostertaler Gscheid nördlich vom Schneeberg gegen Osten: Sie setzt im allgemeinen mit schmalen Linsen Schichten an ihrer Basis ein, die z. B. im Hauptdolomitgebiet südlich vom Nebelstein nur intermittierend die Grenze markieren. Jenseits der Verdeckung der Grenze durch das Waidmannsfelder Pannon und durch Gosau ist die Schuppenbasis besser markiert, da östlich der Piesting die Lunzer Schichten der Schuppenbasis über Dachsteinkalk, Kössener Schichten und auch Liaskalk der *Hohen Mandling-Schuppe* aufgeföhren sind. Die gegen SE fallende Schichtplatte in der Vd. Mandling selbst mit Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Rhät und Liasfleckenmergel enthält in den rhätischen Starhembergsschichten bei Waldegg altberühmte Fossilfundpunkte.

Im Westen setzt knapp dahinter die schmale (*Kohlberg-)* *Dürre-Wand-Schuppe* an, die aus einer durchscherten NW-vergenten Antiklinale hervorgegangen ist. Nur im Westen, westlich vom Schober, kommen die tieferen Schichtglieder wie Wettersteindolomit und Lunzer Schichten im Kern dieser Antiklinale bis an die Oberfläche, weiter im Osten, im Bereich des Dürren-Wand-Zuges, liegt eine Antiklinale aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk vor (Abb. 99).

Die südlichste freiliegende Zone, die der *Dürre-Leiten-Schuppe* und der Schuppe des Haltberges angehört, schneidet schräg NE-ziehend das Miesenbachtal, wo über der hier bis in den Jura (Fleckenmergel, Rotkalk) reichenden Schichtfolge der Göllerdecke der Deckschollenschwarm der *Hohen-Wand-Decke* auflagert und Gosau weithin diesen vorgosauisch tektonisch geformten Untergrund verhüllt. E. KRISTAN (1958) und B. PLÖCHINGER (1964, Kt.; 1967, S. 80) haben die Struktur dieses Raumes zuletzt eingehend dargestellt. Östlich vom Miesenbachtal verschwindet der Ostrand dieses Schuppensystems mit dickbankigem, Mergellagen führendem Dachsteinkalk und bunten Liaskalken im Inhalt des Dürnbach-Halbfensters unter den lückenhaft rahmenden Gesteinen der *Hohen-Wand-Decke*. Über die Serie der Deckschollen dieser Decke, über die Transgression der Gosau des Miesenbachtals über die Deckengrenzen und über die Regionalstruktur dieses Raumes wird im Abschnitt über die *Hohe-Wand-Decke* (S. 387 ff.) berichtet.

Ferner wird über die noch südlich unter den hochalpinen Decken zutage tretenden Reste der Göllerdecke im Zusammenhang mit dem hochalpinen Raum am Alpenostrand referiert, so über die Inhalte des von L. KOBER (1912 b, S. 367) entdeckten *Hengstfensters* SW von Puchberg und des von O. AMPFERER (1916, S. 222; 1918, S. 5)

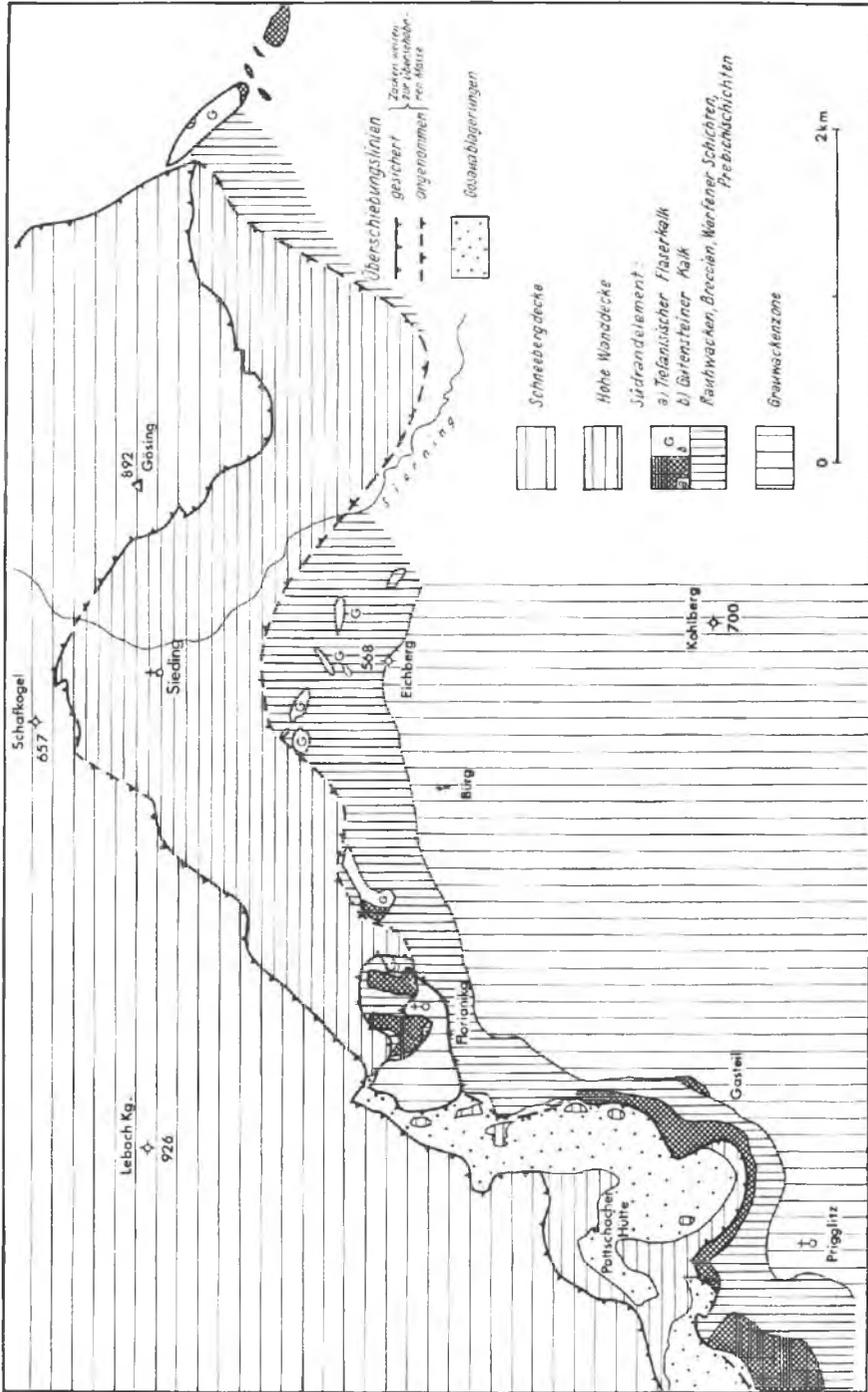


Abb. 100: Der Kalkalpen-Südrand unter dem Ostabschnitt der Schneebergdecke nach B. Plöschinger (1967, Abb. 17). Das „Südrand-element“ entspricht dem mit der Grauwackenzone verbundenen tirolischen Basaltteil der Kalkalpen.

erkannten *Odenhoffensters* südlich dieses Ortes sowie über den noch am Südrand der Kalkalpen unter den hochalpinen Decken hervorragenden *Saum der Göllederdecke* (Werningzone), der mit Prebichschichten der Grauwackenzone transgressiv auflagert, während die hochalpinen Decken mit dem gleichaltrigen permischen Haselgebirge über den untertriadischen Werfener Schichten der Göllederdecke überschoben sind (Taf. 7, Fig. 4). Daß am Südrand der Schneebergdecke noch die „Hallstätter Decke“ (Decke der Hohen Wand) hervorragt, hat bereits L. KOBER (1909, S. 493 f.) erkannt und gegen H. P. CORNELIUS verteidigt (Geyersteinscholle). Daß aber darunter, wiederum deckentektonisch getrennt, auch noch ein Rest der Göllederdecke aufscheint, der erst normal der Grauwackenzone auflagert, wurde von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962, S. 27 f.) beschrieben, bei A. TOLLMANN (1963 c, Taf. 16; 1967 a, Taf. 1) kartenmäßig dargestellt und nach Neukartierung von B. PLÖCHINGER (1967, S. 99 und Abb. 17) bestätigt – Abb. 100. Auch weiter im Westen bis hinüber zu den Gesäusebergen sind Reste des Tirolikums am Südrand der Kalkalpen unter der Mürzalpendecke erfaßbar (vgl. S. 363).

#### IV. ALLGEMEINE ANMERKUNGEN ZUM OSTENDE DER KALK(VOR)ALPEN UND ZU IHRER FORTSETZUNG IM UNTERGRUND DES WIENER BECKENS

Über den östlichen Ausklang der Kalk(vor)alpen sind noch einige allgemeine Betrachtungen, das kalkalpine Decken-Schuppen-Paket als Ganzes betreffend, angebracht. Es müssen wenigstens drei Phänomene des Kalkalpenostrandes herausgegriffen und kurz beleuchtet werden: Erstens, der in diesen Abschnitt fallende Alpen-Karpaten-Knick und seine Auswirkungen im einzelnen, zweitens, das Ostrandbruchsystem der Thermenlinie, an dem die Kalkalpen unter das Neogen des Wiener Beckens absinken und drittens die Fortsetzung der Kalkalpen im Untergrund des Wiener Beckens.

##### 1. Der Alpen-Karpaten-Knick

Das Umschwenken der Kalkalpen aus der W-E-Richtung in die SW-NE-Richtung vollzieht sich an recht klaren Gelenken noch innerhalb des östlichen freiliegenden Teiles der Kalkalpen. Seit E. SUSS (1909, S. 222) die Aufmerksamkeit auf dieses Phänomen gezogen hatte, hat sich eine beträchtliche Zahl von Forschern mit dieser Frage der Art des Einschwenkens der kalkalpinen Einheiten in die karpatische Richtung befaßt (Literatur in G. HERTWECK, 1961, S. 73). E. SPENGLER (1959, S. 303 f.) hat als erster gegenüber allen übrigen Betrachtern erfaßt, „daß das Umschwenken in die westkarpatische Streichungsrichtung ... die einzelnen tektonischen Einheiten an verschiedenen, nicht in einer geraden Linie liegenden Stellen ergreift“. Sogar das Gelenk der unterlagernden Flyschzone, die bereits karpatisch-schräg unter den noch W-E-streichenden Abschnitt der Frankenfelder und Lunzer Decke hineinstreicht, ist unabhängig und tief unter den Kalkalpen angelegt. Auch die Ursache der verschiedenen Positionen der Knickstellen in der kalkalpinen Einheit hat E. SPENGLER bereits erfaßt, da er den Gegensatz von starren Riffkalkplatten und biegsamen übrigen Faziesabschnitten als Grund hierfür angeführt hat.

G. HERTWECK (1961, S. 73 ff.) hat nun dieser Frage nochmals eine eingehende Betrachtung gewidmet und die Stellen des Karpatenknicke in den Einzelabschnitten sowie deren Faziesgebundenheit herausgearbeitet. Der Knick tritt in der Reisalpendecke SW von Kleinzell, in der Unterbergdecke NW Pernitz, in der Peilsteindecke und in der Göllerdecke bei Pernitz auf. Er steht in dieser Position in direkter Abhängigkeit vom Ostende der mitteltriadischen Riffdolomitplatte bzw. der mächtigen starren dolomitischen Plattformsedimententwicklung der Rohrer Fazies des Westens, die gegen Osten einerseits durch die Lunzer Fazies, andererseits durch die Strážov-Triestingfazies abgelöst wird. Eine graphische Darstellung über diese faziesbedingten und die weiteren – durch die Ausdünnung bestimmter Einheiten – ebenfalls materialbedingten Knickstellen findet sich im ersten Band dieser Kalkalpenmonographie (A. TOLLMANN, 1973 b, Abb. 135, S. 285).

## 2. Die Thermenlinie

Der Kalkalpen-Abbruch am Ostrand der Alpen gegen das Wiener Becken hin vollzieht sich in einem gestaffelten Bruchsystem entlang der sogenannten Thermenlinie (E. SUSS, 1864 – vgl. Taf. 5). Eine zusammenfassende Behandlung erfuhr dieses Randbruchsystem durch H. KÜPPER (1950, Taf. 6), wobei damals allerdings erst einige wenige Hauptbrüche erfaßt worden waren. Wesentlich detaillierter bereits ist das Bruchsystem auf der Karte von K. FRIEDL, 1954, dargestellt. Es ist auch bei A. TOLLMANN (1970 d, Taf. 1) in den Hauptzügen wiedergegeben. Im Wiener Bereich und im östlichen Vorland der Kalkhochalpen hat F. BRIX (1970, S. 149; 1967 in B. PLÖCHINGER) zur Kenntnis des Alpen-Ostrandbruches beigetragen. Die erste Stufe des Abbruches vollzieht sich zunächst in einem mehr an den morphologischen Rand gebundenen Staffelbruchsystem. Bis zu acht Äste treten hintereinander gruppiert auf. Diese Staffelbruchtreppe besorgt im Bereich der Kalkvoralpen eine Absenkung der kalkalpinen Einheiten bis auf maximal rund 800 m unter das Meeresniveau (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973, Abb. 1). Erst in 12 bis 15 km vom morphologischen Kalkalpenrand entfernt kommt es entlang des Leopoldsdorfer Verwurf-Systems, das von Wien-SE über den Raum W Schwechat, über Oberlaa und W Himberg in Richtung Mitterndorf zieht, zur tiefen Versenkung des kalkalpinen Deckenstapels, dessen Oberkante auf weiten Strecken bis auf rund 3000 m, im Raum Schwechat sogar über 5400 m, absinkt.

Als wichtigste Abschnitte im Gesamtverlauf des Thermenliniensystems im Bereich der Kalkvoralpen sei von Norden nach Süden auf folgende Elemente aufmerksam gemacht: Der Hauptrandbruch bei Perchtoldsdorf, der allgemein als Fortsetzung des Eichkogelbruches angesehen wird, ist von B. PLÖCHINGER (1958, Abb. 1) kartenmäßig erfaßt worden; hier ist die Zerspaltung in Teiläste noch nicht vollzogen. Bei Mödling hingegen ergibt sich durch staffelförmiges Absetzen des unmittelbaren Randbruches und durch eine Zuschärfung des von Nordosten aus dem Becken hier an den Rand laufenden Liesinger Bruches die Teilung in ein Bruchstaffelsystem. In dieser Mödlinger Bruchtreppe stellt der Eichkogelbruch (H. KÜPPER, 1950, S. 53) das Hauptelement dar. Die Wirksamkeit dieser Brüche wird hier durch die Beeinflussung der neogenen Sedimente bis in die Zeit nach dem Oberpannon belegt. Eine besondere Breite erreicht das Randbruchsystem im Abschnitt zwischen Baden und Triestingtal südlich von

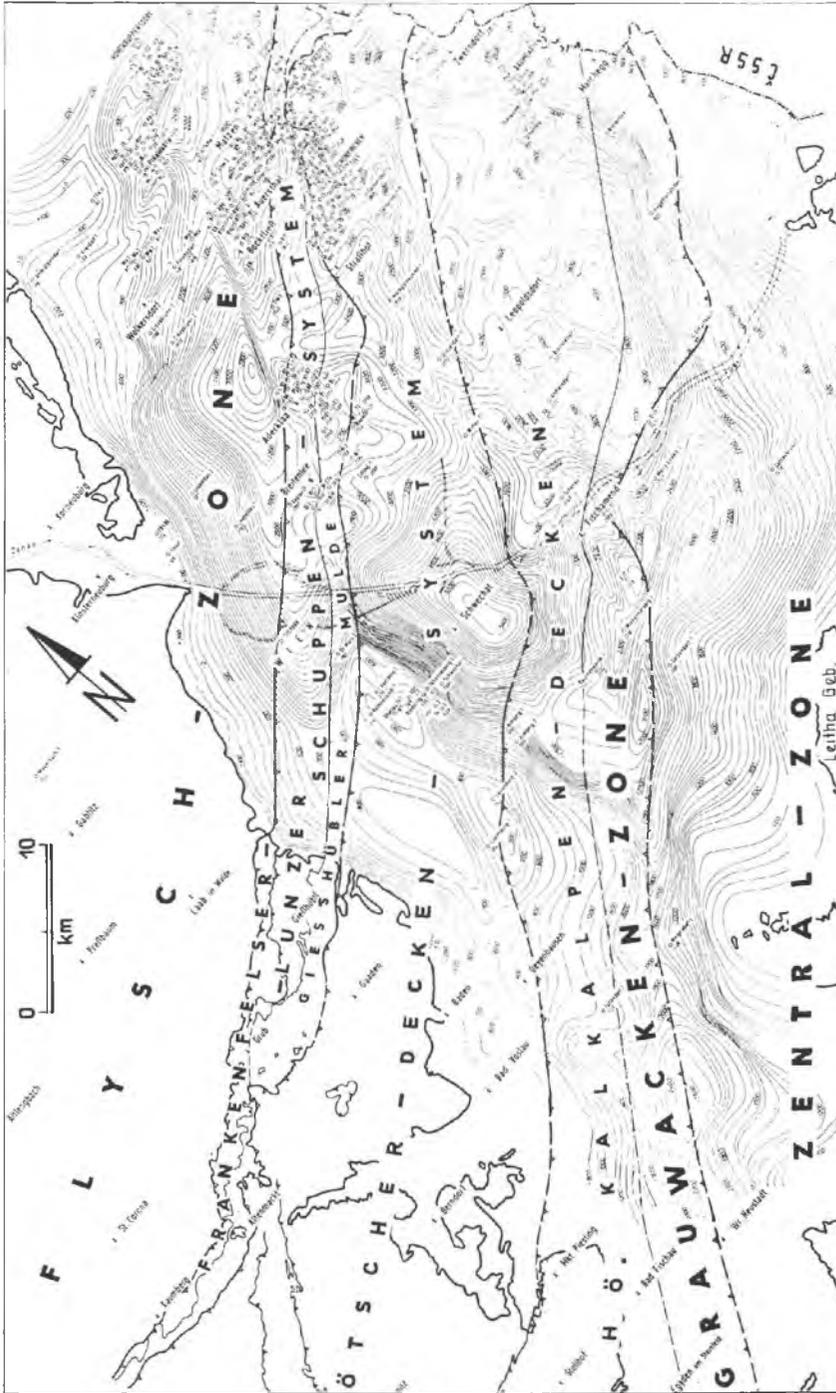


Abb. 101: Die Fortsetzung der kalkalpinen Einheiten im Untergrund des Wiener Beckens auf Grund der Bohrungen nach A. KRÖLL & G. WESSELY (1973, Abb. 1).

Sollenu, wo neben dem Weiterlaufen des Eichkogel-Bruchsystems weiter im Westen der mitten durch Baden verlaufende Badener Bruch (vgl. H. KÜPPER, 1950, S. 54) an der Oberfläche Sarmat und Pannon der Ostscholle gegen Badenien der Westscholle absenkt und weitere Hauptbrüche sich weiter im Westen zwischen Vöslau und Gainfarn einstellen.

Der Verlauf der Hauptbruchlinien am SW-Rand des Wiener Beckens im Vorland von Hoher Wand und Emmerbergzug ist nach den Obertags-Verhältnissen und den Ergebnissen der ÖMV-Bohrungen auf der Karte von B. PLÖCHINGER (1964) verzeichnet. Auch hier erscheint ebenso wie weiter im Norden eine Reihe von sich ablösender und gestaffelter Brüche vom Gebirgsrand weg gegen die Ebene hin anstelle einer einheitlichen „Thermenlinie“.

Als Ursache für die mit dem Einbruch des Wiener Beckens verbundene Bruchtektonik am Alpenostrand läßt sich auf Grund der Ausbildungsart des Wiener Beckens als Doppelgraben mit zentralem Horst („Zentrale Schwelle“ von Gänserndorf zwischen Kagraner Senke im Westen und Lasseer Senke im Osten) und auf Grund weiterer Merkmale nach Ansicht des Verfassers eindeutig ein Auseinanderdriften der Ränder des Wiener Beckens ableiten (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 64). Der Tiefgang der Bruchstrukturen – besonders jener vom Rand etwas beckenwärts abgerückten, an denen die Bildung der Tiefschollen vor sich gegangen ist – muß enorm sein, werden doch Mächtigkeitswerte von maximal 5,5 km Neogen auf der Tiefscholle registriert. Das bedeutet aber bei Extrapolation der Wirksamkeit der Bruchlinien in die Tiefe, daß diese Strukturen am Ostrand der Nordalpen wohl Zehnerkilometer weit in die Tiefe der Kruste hinabsetzen!

### 3. Die Fortsetzung der Kalkalpen im Untergrund des Wiener Beckens

Die Kenntnis des versenkten Teiles der östlichsten Nordkalkalpen ist seit der Entdeckung von Erdgas (1959: Aderklaa) und Erdöl (1962: Schönkirchen) im kalkalpinen Hauptdolomit im Beckenuntergrund schlagartig vermehrt worden, weil in den letzten Jahren zahllose, zum Teil bis über 6000 m tiefe Bohrungen im Anschluß an die erste glückliche Bohrung Schönkirchen-Tief 32 zur Erkundung und wirtschaftlichen Nutzung des versenkten Kalkalpen-Anteiles durchgeführt worden sind – heute stammen ja bereits fast 30 Prozent der Erdölförderung im Wiener Becken aus diesem kalkalpinen Unterbau. Entscheidend für die Kenntnis der Untergrundverhältnisse sind vor allem die Arbeiten von J. KAPOUNEK et al. (1963; 1964; 1968), F. BRIX (1970), A. KRÖLL & G. WESSELY (1973) und G. WESSELY (1975) – Abb. 101. Bis zum Jahr 1973 waren es bereits 150 Bohrungen mit 73,5 Bohr-km, die in den kalkalpinen Beckenuntergrund eingedrungen waren. In den Bohrungen konnte das Frankenfesler und Lunzer Deckensystem, an dessen Südrand die markante Gießhübler Gosaumulde, ein Rest der Peilsteindecke, die breitere Göllederdecke sowie (mit noch unsicherer Abgrenzung im Südosten) die kalkhochalpine Zone erfaßt werden. Die begrabene Fortsetzung der Kalkalpen wird demnach von einem gleichartigen Deckenbau mit inneren Verfaltungen und Verschuppungen beherrscht, wie wir ihn auch von den Verhältnissen obertags kennen. Hinzu kommt eine erstaunliche, extreme Einengung und Verteilung der Strukturen am Nord- und Südrand der versenkten Kalkalpen, die in

den zentralen Teilen des Beckens bis zur Rückkipfung der Randeinheiten auf nordwärts gerichtetes Einfallen statt Ausheben führte und die die Umgestaltung der Gießhübler Mulde zu einer gegen oben hin vollkommen abgequetschten Beutelmulde veranlaßt hatte – vgl. Taf. 7, Fig. 1 und Abb. 102.

Das *Bajuvarikum* im Untergrund des Wiener Beckens ist noch nicht in die Frankenfesler und Lunzer Deckenanteile aufgegliedert. Es zieht, wie Abb. 101 zeigt, von Kalksburg und Rodaun im Untergrund des ersten und dritten Wiener Gemeindebezirkes vorbei nach Breitensee, Aderklaa, N Schönkirchen, Ebenthal und N Dürnkrot weiter gegen NE. Auch hier setzt die Schichtfolge in der Stirnzone mit Obertrias ein, die basal Evaporite, in der Hauptmasse aber Hauptdolomit, auch Plattenkalk und Kössener Schichten führt. Im Lias schließt an die randliche Kieselkalkzone hier eine Hierlatzkalkschwelle und weiter innen abermals eine Kieselkalkentwicklung an. Im Dogger und Malm herrscht durchwegs geringmächtige Schwellenfazies, im Tithon-Neokom folgen Aptychenschichten. Die mittlere Kreide liegt in mergelig-sandiger Entwicklung vor, die Gosau und das Alttertiär bis zum Thanet sind in der Fortsetzung der durchwegs erfaßbaren Gießhübler Mulde ganz analog zu der obertags bekannten Serienentwicklung ausgebildet.

In tektonischer Hinsicht zeigt das Profil im Raum Aderklaa (Taf. 7, Fig. 1) im *Bajuvarikum* eine vordere, intensiv gefaltete Zone, einen Hauptaufbruch aus Hauptdolomit mit der Gaslagerstätte Aderklaa, ein schmales eingeschupptes Cenoman und dann noch vor der Gießhübler Mulde eine Jurafaltenzone, in der bereits eine erste Gosaeinmuldung mit einer Serie von Coniac-Santon steckt, die also sicherlich schon der Lunzer Decke angehört. Im Profil Schönkirchen (Abb. 102) zeigt das Falten-system im Norden zwei Mulden mit unterer und mittlerer Kreide bis ins Turon (Frankenfesler Decke?), dann einen als Antiklinale gezeichneten Hauptdolomitkern, südlich dessen die Falten-Schuppen-Zone unterhalb (nördlich) der Gießhübler Mulde wohl schon der Lunzer Decke angehört, da in ihr bereits vor der Gießhübler Mulde ein weiterer Gosauzug mit Schichten von Coniac bis in das Maastricht auftritt. In diesem Profil stellt sich im Liegenden der Gießhübler Mulde noch eine überzählige, tektonisch selbständige, verkehrt lagernde Einheit mit (südlicher) Kieselkalkfazies im Lias ein, die faziell bereits mit der noch als verkehrte Serie im Schwechatfenster erfaßten Sulzbachdecke harmoniert, ohne daß man auf diese große Entfernung auf direkten Zusammenhang schließen könnte, noch dazu, wo diese Einheit nördlich der Gießhübler Mulde liegt.

Die *Stirn des Tirolikums* läßt sich im Untergrund des Wiener Beckens südlich der Gießhübler Mulde entlang der Linie Mödling–Oberlaa–Eßling–Straßhof–Schönkirchen–Prottes verfolgen. In der basalen Schuppe der Göllerdecke im Hangenden der Gießhübler Mulde (Abb. 102) kann man noch die Vertretung der Peilsteindecke erblicken, die ja auch obertags an ihrem Ostrand im Gaadener Becken bereits durch die stärker vorprellende Göllerdecke überwältigt und abgepreßt ist. In der Göllerdecke wurde im Bereich Schönkirchen ein Gesamttriasprofil über den permischen Evaporiten über Werfener Schichten, Gutensteiner, Partnach-, Lunzer und Opponitzer Schichten bis zum Hauptdolomit erbohrt. In den Bohrungen weiter im Süden schiebt sich in der Mitteltrias Wettersteindolomit, in der höheren Obertrias Dachsteinkalk in den Vordergrund. Über dem Kössener Rhät folgen in der Göllerdecke in den Bohrungen meist schwächiger Enzesfelder Lias, dann mächtige Fleckenmergel und -kalke des Lias und

Dogger, im Malm Radiolarit und Oberalmer Schichten. Neokom ist gering entwickelt, die marine Gosau tritt in den südlichen Teilen der Decke ebenfalls zurück, häufiger ist liassische Oberkreide (Turon?) ausgebildet. Die flache Überschiebungsbahn der Gölledercke ist noch meist erhalten (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973). Das Schuppensystem der Anningermulde ist z. B. in der Bohrung Laxenburg 2 angetroffen worden (J. KAPOUNEK et al., 1963, S. 213).

Die höheren kalkalpinen Decken sind durch Bohrungen im Gebiet Zwerndorf-Baumgarten an der March angefahren worden. Ihre Schichtfolge zeigt

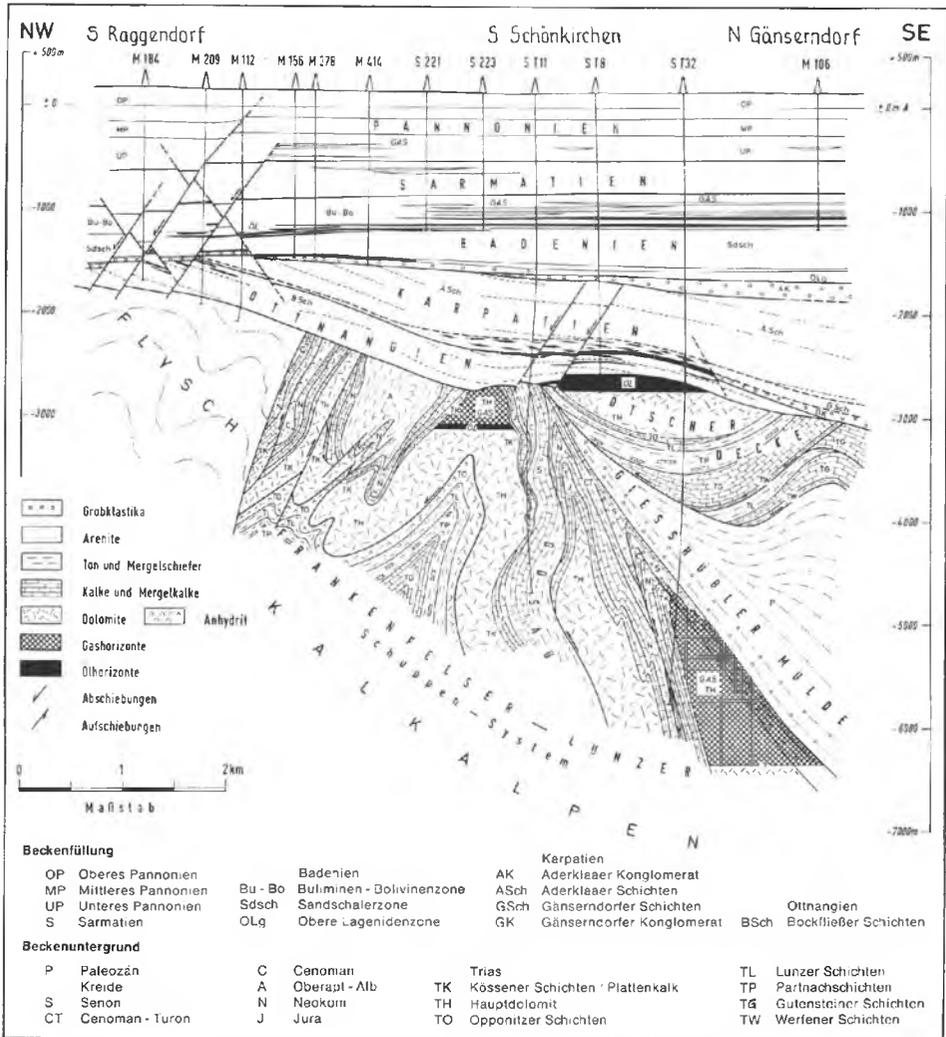


Abb. 102: Profil durch den Nordteil der Kalkalpen im Untergrund des Wiener Beckens im Bereich des Ölfeldes Schönkirchen 30 km NE von Wien nach A. KRÖLL & G. WESSELY (1973, Abb. 6).

Permoskyth, eine sehr mächtige Mittel- und Obertrias in Karbonatplattform-Fazies aus Kalken und Dolomiten, jüngere Schichtglieder außer limnischer Kreide fehlen dort. Die Einzelheiten über die Verbreitung und Gliederung dieser höheren kalkalpinen Decken im Untergrund des Wiener Beckens sind noch nicht bekannt.

Für einen weiter ausgreifenden Vergleich zwischen alpinen und westkarpatischen Einheiten sei etwa auf die Arbeiten von D. ANDRUSOV (1968), A. TOLLMANN (1969 a, 1972 d, 1975 a) und G. WESSELY (1975) verwiesen.

## c) Das Juvavikum

Da es sich sowohl beim Tiefjuvavikum (Hallstätter Zonen) als auch beim Hochjuvavikum (Berchtesgadener Decke, Dachsteindecke etc.) in Dachsteinkalkfazies stets nur um mehr oder weniger isolierte Schollen verschiedenen Ausmaßes im kalkhochalpinen Bereich handelt, da ferner im Osten (Mürzalpendecke) eine Verbindung tiefjuvavischer und hochjuvavischer Fazieselemente vorliegt, so soll die Besprechung beider Elemente gemeinsam von Westen gegen Osten fortschreitend durchgeführt werden, um eine zu große Zersplitterung der Darstellung zu vermeiden. Bezüglich der Verwendbarkeit des Begriffes Juvavikum vgl. S. 47 ff.

### I. DIE BERCHTESGADENER DECKE UND IHR HALLSTÄTTER SCHOLLENKRANZ

#### 1. Die tiefjuvavischen Schollen zwischen Lofer und Hallein

**Position und Verbreitung.** Mit den Hallstätter Schollen bei Lofer in Salzburg (Abb. 103) setzt im mediterranen Raum von Westen her die Hallstätter Entwicklung im Nordost dieses Gürtels zum erstenmal ein – eine eigenständige Sonderentwicklung, die sich von hier über die Karpaten, den Balkan, die Türkei, über den Himalaja bis Indonesien mit spezifischen Faziestypen, spezifischen Faunen und einer spezifischen Tektonik in schmaler Zone in spezifischer Position innerhalb des Orogens verfolgen läßt.

Die Hallstätter Schollen bilden im Umkreis der hochjuvavischen Berchtesgadener Decke einen zwar unterbrochenen, aber rund um diese Einheit verfolgbaren Ring von faziell durch ihre Lithologie und Fauna klar vom tirolischen Untergrund und der auflagernden Deckenmasse unterschiedenen Elementen. Wo sie in direkten Kontakt zur Berchtesgadener Decke treten und nicht Bruchlinien die Grenzen überlagern, ist ihre tektonisch tiefere Position, ihr Abtauchen unter diese hochjuvavische Decke zu erkennen – Taf. 6, Fig. 1, 2 und Abb. 105.

Folgende Hauptelemente gehören diesem Schollenkranz an (Taf. 3): Zwischen Weißbach und Lofer im Westen der Berchtesgadener Decke Hochkranz-, Gerhardstein-, Tauchenberg-, Lärchkogel- und Dietrichshorn-Deckscholle; bei Unken die langgestreckte

Unkener Scholle und die Unkener Kalvarienberg-Scholle; gegen NE hin die Scholle von Schneizlreuth und die durch ihr salzreiches Haselgebirge bekannte Reichenhaller Scholle; im Halleiner Gebiet stellt sich im Raum zwischen Hallein und Berchtesgaden die größte zusammenhängende Hallstätter Masse dieser Region, die Halleiner Scholle, ein, die sich in die nördliche tiefere Halleiner Schuppe und in die südliche höhere Dürrnberg-Schuppe gliedert. Am Südrand der Berchtesgadener Decke schließlich sind in neuerer Zeit eben-



Abb. 103: Die Flugaufnahme (L. BECKEL) von den Loferer Bergen über die Reiteralm zum Salzburger Alpenvorland mit Blickrichtung gegen Nordosten läßt die Großstruktur des Raumes erkennen: Schüsselförmig rahmt die tirolische Staufeu-Höllengebirgs-Decke vom Hochstaufer (Hintergrund Mitte) über die Berge am linken Bildrand bis zum Dachsteinkalkstock des Breithornes (Vordergrund rechts) die von Hallstätter Schollen erfüllte Depression von Lofer (Bildmitte) und Unken (dahinter), über der sich als tektonisch höchstes Stockwerk die Berchtesgadener Decke mit der Reiteralm (rechts hinten), abermals schüsselförmig gebaut, erhebt.

falls Reste im Bereich der Ramsauer Ache und am Klausbach durch W. BARTH (1968, S. 150, 161) festgestellt worden.

Der Schollenkranz rings um die auflagernde Berchtesgadener Decke zeigt durch das An- und Abswellen der Mächtigkeit der Schollen, die streckenweise unter der Auflast der hochjuvavischen Masse auch ganz ausgequetscht sind, daß diese Abquetschung bereits primär bei Überschiebung des Hoch- über dem Tiefjuvavikum zustande kam, da letzteres gleichsam als Schollenteppich beim Vortransport der großen Masse des Hochjuvavikums gewirkt hat. Dieses tektonische Auskeilen der Hallstätter Schollen zeigt auch der tirolische Inhalt des Aschaufensters (M. SCHLAGER, 1930, S. 254) nördlich von Berchtesgaden, wo die Hallstätter Scholle zur Gänze abgequetscht ist.

Sowohl gegen die Deckentektonik dieses Hallstätter Kranzes als auch gegen die Berchtesgadener Decke selbst sind in der Zeit der autochthonen Umdeutungen in den sechziger Jahren Einwände vorgebracht worden (W. ZEIL etc.). Gegen eine Autochthonie dieser juvavischen Region sprechen nun so zahlreiche Argumente, ihr Deckenbau ist so eindeutig und in der Landschaft überblickbar, daß es heute kaum mehr nötig ist, auf die Vielzahl der Einzelargumente für die Allochthonie hier näher einzugehen. Es seien nur einige wenige Anmerkungen zu diesem Thema vorgebracht.

Vorweg sei erwähnt, daß die Angabe von H. BÖGEL (1971, S. 10), daß der angeblich (fast) lückenlose Ring von Hallstätter Gesteinen um die Berchtesgadener Decke (wie er auf meiner Karte 1969, Taf. 1, angeblich verzeichnet sei) nur durch die automatische Zuordnung sämtlicher Vorkommen von Haselgebirge zur Hallstätter Zone zustande käme, doppelt unrichtig ist: Zunächst ist die Behauptung, daß auf dieser Darstellung ein fast lückenloser bzw. lückenloser Ring von Hallstätter Gesteinen um die Reiter-Alm-(Berchtesgadener-)Decke besteht, unrichtig: 51 km des Umfanges dieser Decke liegen nach der Karte 1969 ohne Hallstätter Schollen dem Tirolikum auf, 53 km Länge vermittelt Hallstätter Schollen. Ferner aber sind in diesen Schollen nicht Haselgebirge, sondern typische Hallstätter Schichtglieder für die Zuordnung zum Tiefjuvavikum maßgebend und sind selbstverständlich auch Haselgebirgsanteile in der Berchtesgadener Decke basal inbegriffen.

Nun aber zu den echten Argumenten in der Diskussion um diesen Hallstätter Schollenkranz. Was zunächst die Hallstätter Fazies-Schollen betrifft, so ist nirgends im gesamten Raum eine Faziesanknüpfung an die tektonische Unterlage, das Tirolikum, gegeben, sondern man trifft – da die Lammer/Torrenerjoch-Zone bereits am Königssee gegen Westen hin endet – erst am Kalkalpen-Südrand (Hochkönig) die ersten Übergänge und Verzahnungen zu Hallstätter Gesteinen, die eine Anknüpfung möglich machen. Hinzu kommt die geradezu ideale, vielfach ringsum kontrollierbare Deckschollennatur der Einzelschollen mit flacher Auflagerung bei zahlreichen Teilschollen (Hochkranz, Gerhardtstein etc.). Hinzu kommt ferner, daß auch noch der tektonisch erforderliche Transportweg des Juvavikums über Hochkönig, Steinernes Meer, Hagengebirge etc. mit Resten von 17 Deckschollen gepflastert ist, wozu weitere zehn Deckschollen im Bereich von Roßfeld und westlich benachbartem Tirolikum hinzukommen – wahre steinerne Zeugen auf dem einstigen Weg, den die Deckenmasse zurückgelegt hat (vgl. Taf. 3). Eine autochthone Deutung ist angesichts dieser Deckschollen, Halbfenster und Fenster unmöglich. Hinzu kommen weiters Tiefbohrungen, die die Allochthonie der Halleiner Scholle unmittelbar bestätigt haben, so z. B. die Halleiner Bohrung III (W. E. PETRASCHECK, 1945, S. 8;

W. MEDWENITSCH, 1962, S. 465, 483), wo im Bereich des Halleiner Salzberges noch 30 m Oberalmer Kalk des Tirolikums unter der Hallstätter Salzlagerstätte angetroffen worden sind. Für die Allochthonie der Berchtesgadener Decke schließlich liegen ebenso kräftige Beweise vor, wie S. 319 f. erwähnt wird.

Wenden wir uns nun der Frage der faziellen Prägung des Hallstätter Schollenkranzes zu, so fällt zunächst der eigenartige Gegensatz zwischen dem Westteil dieses Schollenringes von den Klausbachschollen im Süden bis zur Schneizlreuther Scholle im Norden und dem Ostteil mit Reichenhaller und Halleiner Schollen auf. In der Fazies des Westabschnittes fehlt mitteltriadischer Hallstätter Kalk, es stellt sich Hallstätter Buntdolomit – angeblich karnisch-norischen Alters (H. BÖGEL, 1971, S. 6) – ein, es tritt ein eigener Typus von Pedata/Pötschenkalken mit roten Kalken reich an *Halorella pedata* (BRONN) auf, es zeigt ferner der Oberjura und die unterste Kreide mit den als Lärchberg-Schichten bezeichneten Lerchkogelkalken und Loferer Schichten eine vollkommen eigenständige Entwicklung, so daß erst F. FERNECK (1962, S. 24 ff.) ihr Alter erkannte. Gerade letztgenannte Typen sind ausschließlich auf diesen westlichen Hallstätter Schollenkranz beschränkt (E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN, 1970, S. 111). Die Halleiner Scholle hingegen mit ihrem anisischen Schreyeralmkalk und ihrer kompletten karnisch-norisch-sevatischen Hallstätter Kalk-Serie (B. PLÖCHINGER, 1955, S. 112; W. MEDWENITSCH, 1962, Tab. 1–2; 1963 a, Tab. 9; H. PICHLER, 1963, S. 150 ff.; J. RIECHE, 1971) hebt sich deutlich von der Westfazies ab. Die Fazies der westlichen Schollen gleicht in vielem der Zwieselalmfazies (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 514), jene der östlichen Scholle stimmt weitgehend mit der Salzbergfazies überein.

Eine zweite, in der jüngeren Vergangenheit lange diskutierte Frage betraf die fazielle wie tektonische Einheit oder Zweiteilung der Halleiner Hallstätter Zone. Die Auffassung, daß es sich in der Halleiner Hallstätter Zone um eine faziell nicht weiter in Teilbereiche untergliederbare einheitliche Serie handle, vertrat die Mehrzahl der Bearbeiter dieses Gebietes, so etwa W. PETRASCHECK, 1947; B. PLÖCHINGER, 1955; H. PICHLER, 1963. Auf der anderen Seite sprach sich W. MEDWENITSCH (1960; 1962; 1963; 1966) für eine fazielle wie tektonische Zweiteilung der Halleiner Hallstätter Zone in eine Untere Hallstätter Decke analog der Zlambach-Einheit des Salzkammergutes mit Zlambachfazies und in eine Obere Hallstätter Decke analog der Sandlingdecke des Salzkammergutes mit der Hallstätter Kalk-Fazies aus. Da nun einerseits die Obertags-Aufschlüsse bei Hallein und Dürrnberg einen Übergang von den Hallstätter Kalken in die Zlambachmergel zeigen (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 158 – der dort erwähnte Aufschluß beim Wh. Gemse fällt weg, da Oberalmer Schichten, nicht Hallstätter Kalke vorliegen!), da ferner im Stollen des Jakobberges nach B. PLÖCHINGER (1955, S. 103) auch von W. MEDWENITSCH (1963, S. 77) nicht angezweifelte Übergänge vom Hallstätter Kalk zum Zlambachmergel bestehen und weitere Gründe ähnlicher Art vorliegen, ist die Auffassung von einer einheitlichen, einfachen Hallstätter Decke in Salzbergausbildung als besser begründete Deutung eindeutig vorzuziehen. Die Deutung des Jakobbergstollenprofils in diesem Sinn ist bei E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN (1970, Abb. 13, S. 110) vorgenommen (Abb. 104). Heute ist diese Deutung um so mehr gerechtfertigt, als einerseits die Zlambachmergel ja nicht mehr Faziesglied einer der beiden genannten Fazies darstellt, sondern auch in der Salzbergfazies nachweisbar vielfach durch Übergänge verbunden über dem Hallstätter Kalk aufsetzen und andererseits

die Zlambachentwicklung nicht grundsätzlich als fernüberschobenes Element anzusehen ist, sondern in der Lammer- und Zlambach-Einheit heute als relativ autochthon beheimatet gesehen wird, also nicht mit den fernüberschobenen Halleiner Hallstätter Schollen zu verbinden ist.

Über die interne tektonische Gestaltung dieser faziell demnach einheitlichen Halleiner Hallstätter Zone haben vor allem B. PLÖCHINGER (1955) und H. PICHLER (1963) anhand von Karten und Profiltafeln unterrichtet. Danach zeigt die Hallstätter Zone hier eine Zerlegung in zwei nordvergente Schuppen, die Halleiner Schuppe im Norden und die Dürrenberg-Schuppe im Süden. Auffällig im Zusammenhang mit dieser Nordvergenz ist der gegen Norden hin ansteigende basale Schrägzuschnitt der Halleiner Hallstätter Zone, an deren Nordrand karnisch-norischer Hallstätter Kalk an die basale Überschiebungsfläche herankommt, ja am NE-Rand sogar Zlambachschiechten in sekundärer ostvergenger Stirneinrollung dem aus Malmkalken bestehenden tirolischen Untergrund angepreßt sind, während an inneren Aufbrüchen, in Bohrungen und besonders in der Südschuppe, der Dürrenberger Schuppe, Haselgebirge, Werfener Schichten und Mitteltriasdolomit dominieren.

Deutlich kommt in der Halleiner Hallstätter Zone auch der die Region beiderseits des Salzach-Quertales hier beherrschende Querfaltenbau zum Ausdruck: Die NNE-SSW-ziehende Nesselantalantiklinale durchsetzt mit Anisdolomit im Kern die Halleiner Schuppe, die Hallstätter Kalke liegen in den parallel dazu ziehenden Mulden westlich und besonders östlich davon, so auch die altbekannten fossilreichen Lokalitäten Rappoldstein, Tirschenköpfl, Wallbrunnkopf usw. Salzreiches Haselgebirge ist in der Halleiner und Berchtesgadener Hallstätter Zone im Süden in der sogenannten Berchtesgadener Salinarmulde (Untersalzberg, Obersalzberg) und im Norden in der Halleiner Salinarmulde (Dürrenberger Salzberg südlich von Hallein) zusammengestaut. Die Streichrichtung dieser Mulden mit WSW-ENE-Anordnung (W. E. PETRASCHECK, 1947, Abb. 1) zeigt noch die Prägung in der Phase der nordvergenten Haupttektonik an. Die komplizierten Detailstrukturen des Dürrenberger Salzberges zeigen außer vorgenannter Arbeit die Taf. 7 bei B. PLÖCHINGER (1955) und besonders die Darstellung von W. MEDWENITSCH, 1962 und 1963 a.

Die Zuordnung des Deckschollenschwarmes südlich der Halleiner Zone im Bereich des Roßfeldes erfolgte auf Grund der Fazies durch H. PICHLER (1963, S. 175) durchwegs zur Halleiner Hallstätter Zone. Nur die große Brandkopf-Deckscholle südlich von Berchtesgaden stellt ja bekanntlich (C. LEBLING, 1935, S. 7) einen tektonischen Auslieger der Berchtesgadener Decke dar.

Nördlich der Halleiner Scholle hatte B. PLÖCHINGER (1955, Taf. 6) bei Oberreit, S. St. Leonhard an der Salzach, eine weitere Hallstätter Deckscholle aus Werfener Schiefer und Haselgebirge verzeichnet. Eine Nachuntersuchung durch diesen Autor (1974 b, S. 71) hat ergeben, daß diese etwa 1 km lange Haselgebirgsmasse keine Deckscholle, sondern eine in die umgebende Oberalmer Schichtserie eingegliederte Gleitscholle darstellt. In den begleitenden, zyklisch gegliederten Oberalmer Schichten treten übrigens auch an der Basis der Bänke in den fluxoturbiditisch entstandenen Brekzienlagen reichlich Haselgebirgskomponenten auf. Der intramalmische gravitative Schollentransport von Haselgebirge aus der sich im Süden bereits damals erhebenden Schwelle ist durchaus verständlich: Wir kennen analoge Erscheinungen aus dem Ost-

flügel der tirolischen Muldenzone östlich der Salzach, von wo M. SCHLAGER wiederholt auf die Einsenkung eines Beckens im höheren Malm, auf die Heraushebung der Trattbergsschwelle im Süden und auf das Eingleiten großer Schollen zusammen mit Fluxoturbiditen und Turbiditen aufmerksam gemacht hat. Dasselbe Dispositiv hat bereits O. AMPFERER (1936 c, S. 113) für den Halleiner Bereich westlich der Salzach formuliert. Hier muß die Aufwölbungszone im Süden noch hinter den Göll (über den die Malmbrekzie am Nordrand transgredierte) bis in die Hallstätter Zone des Torrener Joches der Lammer-Einheit zurückgereicht haben. Diese Schollenschüttung aus der Hallstätter Zone ist ja bereits aus den Beobachtungen von J. KÜHNEL (1929, S. 473 f.) über Hallstätter Kalk-Komponenten mit *Monotis cf. digona* KITTL in den Oberalmer Brekzien nördlich vom Göll und ähnlichen Beschreibungen von H. PICHLER (1963, S. 139) bekannt geworden (vgl. A. TOLLMANN, 1966 b, S. 57; W. DEL-NEGRO, 1968, S. 46).

Über die weite Verbreitung von Hallstätter Schürflingsschollen gegen Norden gibt in diesem Raum die unter dem Ostrand des Untersberges in verkehrter Lagerung eingeklemmte Grünbachscholle SW Niederalm Auskunft. Die Gesteinsscholle wird im Liegenden durch Haselgebirge vom Tithon/Neokom des tirolischen Untergrundes getrennt, sie wird im Hangenden vom Haselgebirge des hochjuvavischen Untersberges überschoben. Sie besteht vorwiegend aus Zlambachmergeln und untergeordnet aus Lias (B. PLÖCHINGER & R. OBERHAUSER, 1956, Abb. 1; B. PLÖCHINGER, 1963 a, Taf. 3). Berühmt ist die reiche Mikrofauna dieser Zlambachmergel, aus der die Ostracoden – vornehmlich durch H. BOLZ (1971) – beschrieben sind.

Die nördlichste Hallstätter Scholle im Kranz um die Berchtesgadener Decke schließlich stellt die haselgebirgsreiche Masse im Raum Bad Reichenhall dar, die zum Großteil unter jungen Ablagerungen der Oberfläche verdeckt in die Tiefe zieht, durch den Salzbergbau abschnittsweise erschlossen. Eine Oberflächenkartierung des Raumes um Bad Reichenhall stammt bereits von H. KRAUS (1914, Kt.), auf der neben den dürftigen Ausbissen von Werfener Schichten und Reichenhaller Kalk östlich des Ortes vor allem die dolomitischen Hallstätter Kalke bei Karlstein erfaßt sind, die ferner gegen SW hin in der sogenannten „Kugelbachzone“ die Fortsetzung der Hallstätter Scholle gegen Schneizlreuth am NW-Fuß des bereits der Berchtesgadener Decke angehörenden Müllnerhörndels zur Darstellung bringt. Die Gliederung des Reichenhaller Salzberggebietes mit den drei Salzsätteln in der Tiefe und den Querbrüchen (siehe Kt. 3) ist bereits von E. HARTMANN (1933) dargelegt worden.

Für die Struktur der Hallstätter Scholle im Westrahmen der Berchtesgadener Decke um Unken, Lofer und Weißbach sind nach wie vor die klassischen Arbeiten von F. F. HAHN (1910; 1913 a) sowie die geologische Karte von Lofer von O. AMPFERER (1927) maßgebend, da die Ergebnisse neuerer Untersuchungen (F. FERNECK, 1962; H. BÖGEL, 1971) nicht mit Detailkarten publiziert sind. Abseits der Berchtesgadener Decke lagern Hochkranz- und Gerhardstein-Deckscholle flach dem neokomen tirolischen Untergrund unter Mitschleppung schmaler tirolischer Juraschürflinge an der Basis auf, ähnliche Stellung nehmen Rauchenberg- und Lärchkogel-Deckscholle ein. Hallstätter Kalk und -Dolomit (Gerhardstein) im Liegenden, die tithon-neokomen Lärchberg-Schichten im Hangenden oder in der Gesamtmasse der Schollen bauen diese Klippen auf, die an Brüchen zerhackt sind. Die Dietrichshornscholle und die Unkenberg-Deckscholle hingegen stellen kompliziertere langgestreckte Hallstätter Elemente zwischen Lofer und Unken dar,

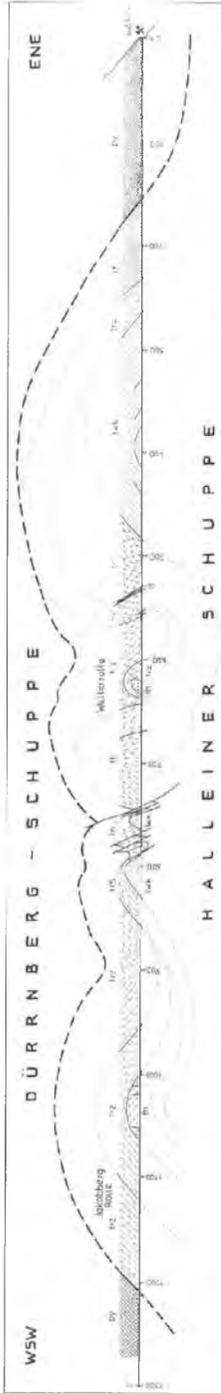


Abb. 104: Das Jakobberg-Stollenprofil (W. MEDWENTSCHE, 1963, Taf. 4) am Halleiner Salzberg, von A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T. (1970, Abb. 13) im Sinne einer einheitlichen Halleiner Hallstätter Decke gedeutet.

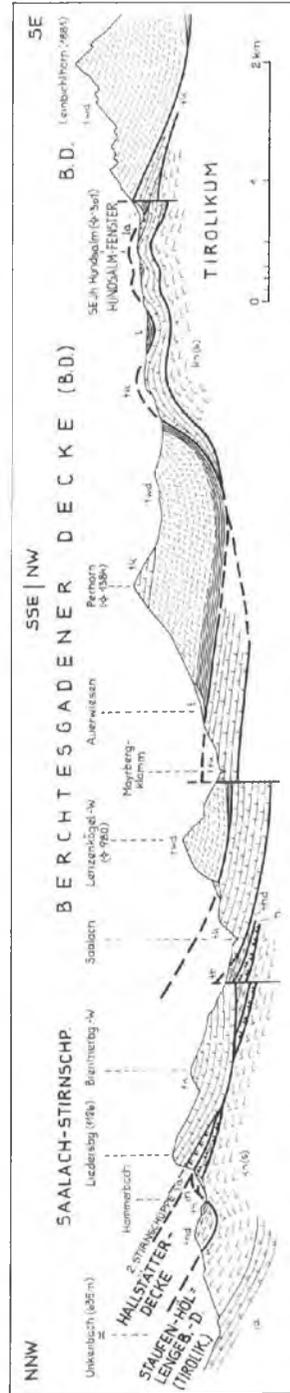


Abb. 105: Profil durch den Westteil der Berchtesgadener Decke nach A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T. (1970, Abb. 15).

die – wiederum stellenweise unter Vermittlung von Jurakalkschürflingen – der Neokomulde des Tirolikums auflagern und ihrerseits unter die Saalach-Stirnschuppe der Reiteralmdecke an einer Überschiebungsgrenze – nicht dem „Saalach-Ostbruch“ HAHNS – abtauchen (siehe S. 193). Ihre Unterlagerung unter dieser breiten Stirnschuppe des Hochjuvavikums wird durch kleine Fenster NW des Hallensteiner bestätigt, in denen unter dem Dachsteinkalk der Saalachschuppe noch Dolomit der Hallstätter Scholle hervor- kommt. Die Struktur der Dietrichshornscholle wird bereits auf der Karte von F. F. HAHN (1910, Taf. 23) deutlich: Eine zentrale SW-NE-ziehende Antiklinale aus Mitteltriasdolomit trennt die beiden Flügel aus buntem Hallstätter Dolomit und Hallstätter Kalk obertriadischen Alters, wobei über dem NW-Flügel sich im Dietrichshorn noch der an *Clypeina jurassica* FAVRE reiche malmische Lerchkogelkalk als steiler Gipfels aufbaut. Von Interesse ist noch, daß in dieser Unken-Loferer Schollengruppe der Hallstätter Zone am SW-Rand und am NE-Rand (Unkener Kalvarienberg) eine tiefere, wohl lokale Schuppe (Unkener Schuppe) mit mikrofossilreichen Zlambach-, Pötschen- und Pedataschichten unter der höheren Haupteinheit (Loferer Schuppe) in einer an Hallstätter Kalken reichen Fazies, tektonisch abgetrennt, hervortritt (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 162; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 112). Die reiche Ostracodenfauna ist aus der verkehrten Serie dieser Unkener Schuppe im Thälergraben (Mühlbachgraben) in letzter Zeit von E. KRISTAN-TOLLMANN in mehreren Arbeiten beschrieben worden – vgl. Bd. 2, S. 282.

## 2. Die Berchtesgadener Decke

Die Bezeichnung Berchtesgadener Decke, F. F. HAHN (1910, S. 417: „Schubmasse“), vom gleichen Autor später (1913, S. 265, Anm. 37) in Reiteralp-Decke umbenannt, bezog sich ursprünglich auf das Ensemble von Tief- und Hochjuvavikum, dessen tektonische Aufgliederungsmöglichkeit HAHN ja abgelehnt hatte. Nach Abtrennung des Hallstätter Schollenkranzes wurde trotzdem in der Literatur vielfach der Name Berchtesgadener Decke in eingeschränktem Sinne ausschließlich für die hochjuvavische, geologisch wie morphologisch gut umgrenzte Decke verwendet, so daß der spätere, nur für das Hochjuvavikum dieses Raumes geschaffene Name Untersbergdecke nur selten zur Anwendung gelangt. Trotzdem findet man die Bezeichnung Berchtesgadener Decke, Reiteralmdecke und Untersbergdecke heute synonym in den verschiedenen Arbeiten nebeneinander verwendet.

Die Berchtesgadener Decke stellt eine allseits frei aushebende überdimensionale Deckscholle ohne Verbindung zu einer einstigen Wurzelzone dar. Sie ist den Unterkreidesedimenten im Kern der tirolischen Unkener Mulde tektonisch aufgelagert und hat einen lückenhaften Teppich von Hallstätter Schollen unter sich mitgeschleift, der als der zuvor erwähnte Schollenkranz am Rand sichtbar wird – vgl. Taf. 6, Fig. 1–2.

Da auch die Deckennatur dieser idealen, frei auflagernden Schubmasse in der autochthonen Denkphase in den sechziger Jahren gelegentlich bezweifelt worden ist, seien doch noch einige Hinweise, die den allochthonen Charakter der Decke belegen, gegeben. Zunächst (1.) zeigt eine Reihe von Fenstern, wie das Almwaldalmfenster und Hundsalmfenster im SW-Teil sowie das tiefe Bischofwiesen-Halbfenster und das

Aschauenster im Osten, den tektonischen Untergrund bis weit ins Innere der Decke (Taf. 3). Sodann (2.) stellen sich hochjuvavische Deckschollen im Süden auf der einstigen Transportbahn ein, wie etwa die große Brandkopf-Deckscholle südlich von Berchtesgaden und zahlreiche weitere Deckschollen des allerdings nur schwer gliederbaren Juvavikums über dem Steinernen Meer; 3. wurde vom Verfasser, 1969 c, S. 165, die große Saalach-Stirnschuppe unter dem Westteil der Berchtesgadener Decke erfaßt, die von Reith im NW bis zum Hundsalmfenster, also in der Hauptbreite, die Decke unterlagert – ein gewichtiger neuer Beweis für die Allochthonie des Hochjuvavikums (Abb. 105), der für sich allein genommen bereits schwerwiegend genug wäre. 4. Altbekannt ist der deutliche fazielle Kontrast zwischen der spezifischen Dachsteinkalk-Entwicklung der Berchtesgadener Decke mit ihrem hellen, reinen, weißen, hochalpinen Dachsteinkalk vom Typus „Reiteralmkalk“, F. F. HAHN (1910, S. 337), bzw. in „weißer Dachsteinkalfazies“ (F. FERNECK, 1962, S. 14) zur unterlagernden, faziell klar individualisierten Saalach-Stirnschuppe mit dem „Dachsteinkalk vom Saalachtyp“ (H. BÖGEL, 1971, S. 7), zur nächsttieferen tektonischen Unterlage in Hallstätter Fazies und schließlich zur tektonischen Basis, dem Tirolikum, mit der der Berchtesgadener Decke vollkommen fremden Hauptdolomitfazies im Hauptteil (E. SPENGLER, 1956, Taf. 1) und einem schmalen Streifen von Otscherfazies (A. TOLLMANN, 1975 a, Abb. 253) im Südteil, die neben dem Dachsteinkalk auch Hauptdolomit umfaßt, wobei hier im Tirolikum der „Graue Dachsteinkalk“ (F. FERNECK, 1962, S. 14) bzw. der sogenannte „Dachsteinkalk vom Loferer Typus“ F. F. HAHNS (1910, S. 334) herrscht. Hier verbietet sich demnach auch aus faziellen Gründen etwa eine Einwurzelung innerhalb des Tirolikums (J. FROH & H. GÖTZDAG, 1973, S. 23). 5. Schließlich haben auch Mächtigkeitsvergleiche und detaillierte lithologische Vergleiche des Karn durch G. SCHULER (1968, S. 46 ff., S. 51, Abb. 15 ff.) gezeigt, daß nur die Herkunft der Berchtesgadener Decke aus dem Raum südlich des heutigen Kalkalpen-Südrandes befriedigende paläogeographische Verhältnisse ergibt.

Beschäftigen wir uns zunächst, bevor wir auf den Bau der Hauptmasse der Berchtesgadener Decke eingehen, mit der ihrem Westteil vorgelagerten, tief unter den Deckenkörpern reichenden Saalach-Stirnschuppe, wie die Zwischenschuppe zwischen den Hallstätter Schollen und dem Hauptkörper der Berchtesgadener Decke vom Verfasser nach ihrer Erfassung (1969 c, S. 165) bezeichnet worden ist. Diese Schuppe setzt 1 km östlich von Lofer unter dem Stirnrand der Berchtesgadener Decke ein und folgt mit wechselnd, maximal 2,5 km breitem, freiliegendem Teil auf einer Strecke von 10 km dieser Stirn. Die Struktur kommt landschaftlich prächtig zur Geltung: Die Ansicht dieser Stirnschuppe im Raum NE von Lofer zeigt beim Blick gegen SE über das Saalachtal hinweg die in der Taltiefe hervortretende Wandstufe aus Dachsteinkalk dieser Schuppe und mit Werfener Schiefen im Wiesengelände darüber die Triasschichtfolge der Berchtesgadener Decke, deren Dachsteinkalk erst auf der Hochfläche der Reiteralm die auflagernde Serie krönt (vgl. Abb. 16 bei A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970). Da diese Stirnschuppe noch in dem mitten im Hauptkörper der Berchtesgadener Decke sich öffnenden Hundsalmfenster mit ihrem Dachsteinkalk-Liaskalk-Anteil auftaucht, auch noch in weiteren Schollen an der Almwald-Störung bis zum Südrand der Berchtesgadener Decke erfaßbar ist, ist eine Unterlagerungsbreite von 10 km gegeben! Die Überschiebung zwischen Stirnschuppe und Hauptkörper war von F. F. HAHN (1910, S. 663) noch nicht

erfaßt worden, sondern war durch die Annahme eines Saalach-Ostbruches ersetzt gewesen. O. AMPFERER (1927, S. 221) hatte durch die Entdeckung von Schürflingen aus Dachsteinkalk und rotem Liaskalk bei der Hundstalm als erster geahnt, daß hier eine Abspaltung von der Stirn der Berchtesgadener Decke selbst vorliege. Der Einwand von H. BÖGEL (1971, S. 11), daß es sich nicht um eine Stirnschuppe, sondern auf Grund einer faziellen Abweichung vom Hauptkörper der Berchtesgadener Decke um eine Zwischenschuppe handle, ist nicht gerechtfertigt: Bei einer Ableitung aus der Stirn der Berchtesgadener Decke, die ja im Sinne der Deckenlehre südlich der Loferer Hallstätter Zone beheimatet war, ist es nur zu erwarten, daß am Stirnrand sich Hallstätter Einflüsse geltend machen, wie bereits F. F. HAHN (1910) erkannt hat und wie H. BÖGEL (l. c., S. 12) in Abrede stellt, obgleich er aus dieser Stirnschuppe die bunten Dolomite, typisch für die Hallstätter Entwicklung von der Zwieselalmfazies bis Lofer, beschreibt.

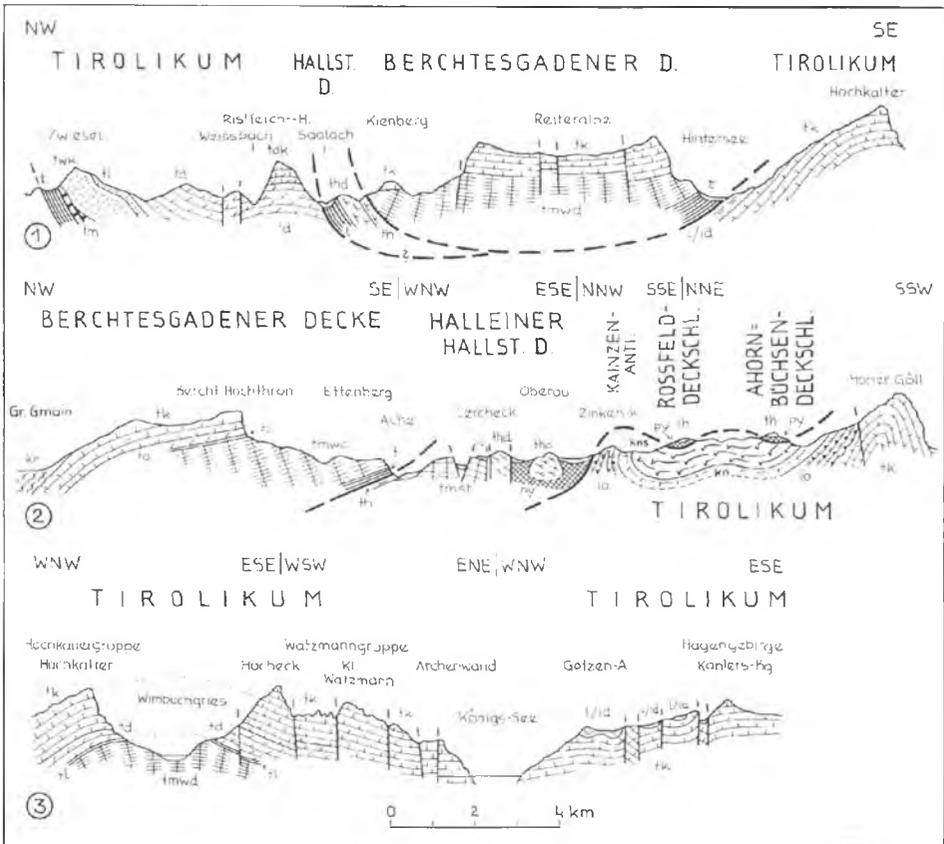


Abb. 106: Profilerie durch das Berchtesgadener Land nach H. PICHLER (in D. HERM et al., 1960). Die Profile zeigen die großwellige Faltung des Tirolikums, das besonders im Hochkalter ein groß dimensioniertes Gewölbe aufweist, sowie die stellenweise zusammengeschopte Halleiner Hallstätter Decke und die schüsselförmig eingelagerte Berchtesgadener Decke.

Die durchaus vorherrschende Dachsteinkalkfazies bindet diese Stirnschuppe aber zweifellos wesentlich enger an die Berchtesgadener Decke als an die Hallstätter Zone oder den tirolischen Sockel. Daß die Dachsteinkalke der Saalach-Stirnschuppe entgegen F. FERNECK (1962) nicht als Hallstätter Kalke anzusprechen sind, beweist auch ihre für den Dachsteinkalk typische Mikrofauna (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 115).

Strukturmäßig stellt diese Saalach-Stirnschuppe eine ostwärts fallende Platte (Liedersberg, Vokenberg) dar, die sich jenseits, östlich der Saalach, in dem Zug Reith-Seelau (hier durch den Mayerbergbruch versetzt) und Au gegen SW fortsetzt und die gegen NE hin über den Kniepaß zum stark gefalteten Achhorn weiterzieht. Die tektonische Abgrenzung der Saalach-Stirnschuppe von der Berchtesgadener Decke zeigt schon das auf G. GILLITZER (1913) zurückgehende, bei M. RICHTER (1937, S. 130, Abb. 41) modifizierte Profil mit dem Untertauchen des Dachsteinkalkes der Achberg-Stirnfalte unter den Ramsaudolomit südlich davon.

Kommen wir zur Besprechung der Struktur der Berchtesgadener Decke. Diese große Deckscholle liegt schüsselförmig dem Neokom im Kern der Unken-Roßfeld-Brachsynklinale eingelagert auf (Abb. 106). Mit der Frage nach dem Tiefgang dieser Deckschollen-Einlagerung hat sich eingehend F. F. HAHN (1913 b, S. 402 ff.) befaßt. Der südwestliche Lappen der Decke, das Kienberg-Hundshorn-Massiv östlich von Lofer, ist durch die Fortsetzung der Mayerberg- und Auwaldstörung und die Hundsalms-Antiklinale, in der das Hundsalmsfenster mit Saalach-Stirnschuppenresten aufbricht, sowie durch eine diesen Strukturen folgende morphologische Sattelzone getrennt. Die Serie dieses Massivs reicht von den Werfener Schichten bis zum Dachsteinkalk, wobei Ramsaudolomit die Hauptmasse des Stockes ausmacht. Über die innere Struktur der Gruppe mit der nordvergente Schuppung am Hundshorn berichtete ausführlich F. F. HAHN (1913, S. 61 ff., Taf. 1, 2, Prof. 7). Von faziellern Interesse ist der schon von HAHN (l. c., S. 9) hervorgehobene Umstand, daß hier mitten im Ramsaudolomit auf der SW-Seite des Kötschmayrhornes ein rötlich-bunter, knolliger Hallstätter Kalk in 20 m Mächtigkeit stratigraphisch eingeschaltet ist, welcher der Mitteltrias angehört. Diese mitteltriadischen Hallstätter Kalke auf der Südwest- bis Südseite der Berchtesgadener Decke, die auch bei der Neuuntersuchung im Rahmen einer Diplomarbeit von K. H. NAGEL (1971) bestätigt worden sind, sind insofern wichtig, da sie auf einen einst noch südwestlich der Berchtesgadener Masse angrenzenden Hallstätter Kanal hinweisen (vgl. R. LEIN, 1976, S. 220).

Der Hauptstock der Reiteralpe zeigt einen recht regelmäßigen Aufbau mit einem mächtigen Ramsaudolomitsockel über Tieftriasresten und einer an den Rändern, abgesehen vom Nord- und Nordostrand, an Störungen etwas eingesenkten krönenden Dachsteinkalkplatte als Oberbau. Die grundlegende Untersuchung und Kartierung geht auf G. GILLITZER (1913) zurück, ergänzt durch die Kartierung O. AMPFERERS (Blatt Lofer, 1927). Die Hauptstruktur der Reiteralpe liegt in der zentralen, W-E-ziehenden Eisberg-Flexur, an der die Südhälfte bis 600 m weit herausgehoben erscheint. Sie verläuft von der Steinberggasse über die Grünangeralpe zum Eisberg. Die Nordscholle trägt eigene Züge: Hier streichen die gebankten Dachsteinkalke N-S, fallen gegen Osten ein und werden durch eine Unzahl von Staffelbrüchen in dieser Ostrichtung immer wieder emporgeschleppt. Südlich der Flexur hingegen herrscht kleinwellige und schwache Faltung mit SW-NE-Achsen (F. F. HAHN, 1913 b, S. 410). Am Plateau, das durch ein

enges Bruchsystem zerhackt ist (tekt. Skizze bei G. GILLITZER, 1913), sind nur geringe Reste von Lias, ferner tiefe Gosau in Form von Glanegger Schichten erhalten.

Das Lattengebirge reiht sich im NE der Reiteralpe an. Hierüber liegt die Monographie von C. LEBLING (1912) vor. Morphologisch gliedert es sich in das durch die Dachsteinkalkplatte abgedeckte Hochgebirge im Westen, also das Lattengebirge im engeren Sinn und in das bewaldete Mittelgebirge, vorwiegend aus Ramsaudolomit bestehend, das sich im Osten anreihet und als „Gebirge des Toten Mannes“ bezeichnet wird. Das Lattengebirge s.l. wird durch einen kräftigen, N-S-ziehenden Querfaltenbau beherrscht. Der Hauptfaltenkern besteht aus dem N-S-Streifen von Ramsaudolomit des Toten Mannes, der mächtig und steil, gegen Osten sogar überkippt, aufgefaltet ist. Der überkippte Ostflügel aus Dachsteinkalk liegt im Sillberg 4 km WSW Berchtesgaden vor. Im mächtigen, muldenförmig gebauten Dachsteinkalk-Westflügel ist in einer N-S-ziehenden unsymmetrischen Mulde Gosau samt Nierentaler Schichten ostfallend eingesenkt und im Osten an tiefgreifenden N-S-Brüchen abgeschnitten.

Der Untersberg und der Berchtesgadener Hochthron bilden das östlichste Teilstück der Berchtesgadener Decke, durch die Bischofswieser Ache NW Berchtesgaden und die Fortsetzung dieser Depressionslinie über Hallthurm nach NNW sowohl morphologisch als auch fast geologisch von der Hauptmasse getrennt. Der Hallthurm-Bruch in dieser Furche, das Bischofswiesen-Halbfenster im Süden und das Hallthurm-Halbfenster im Norden sowie die ähnlich verlaufende Nierentaler Gosaumulde sorgen gemeinsam für eine geologische Abgrenzung des Untersberg-Lappens. Auch diese Querstruktur ist einseitig entwickelt, das Untersbergmassiv hebt mit seiner Dachsteinkalkplatte östlich davon flexurartig rasch heraus (F. F. HAHN, 1913 b, S. 409). Ähnlich wie im Lattengebirge treffen wir auch hier einen westlichen Hochgebirgsteil gegenüber einem östlichen Mittelgebirgstreifen im Ramsaudolomit, ähnlich zieht hier von Süden, vom Aschauenfenster weg, eine hier NE-gerichtete Antiklinale in das Innere des Stockes, im Westen durch Ramsaudolomit, im Süden auch durch Werfener Schiefer an der Oberfläche markiert.

Die beste zusammenfassende Übersicht über die Struktur des Untersbergmassivs gibt die mit Karte versehene Darstellung von M. SCHLAGER, 1930. Die eindrucksvollste Großstruktur des Untersberges bildet wohl die gewaltige, gegen NNW gerichtete Stirnabbeugung des Dachsteinkalkes, des Plassenkalkes westlich vom Brunntal und der noch auflagernden Gosaureste. Eine schier endlose Diskussion hat sich in der Vergangenheit über die Frage nach dem Alter des Einschubes der Berchtesgadener Decke – vorgosauisch oder tertiär – gerade anhand des Untersberges abgewickelt, zuletzt nochmals in der Gegenwart von H. BÖGEL (1971, S. 12) aufgegriffen. Nach den detaillierten Studien der Gosau und des Alttertiärs im Stirngebiet und im Reichenhaller Becken (D. HERM, A. v. HILLEBRANDT), nach den zahlreichen früheren Beobachtungen (M. SCHLAGER, 1930, S. 253; W. DEL-NEGRO, 1930, S. 303; 1970, S. 25 etc.), ist ein Zweifel an dem vorgosauischen Einschub der Berchtesgadener Decke und an einer nachgosauischen, alttertiären Nachbewegung, die die Gosauauflagerung mit aufgekippert hat, nicht mehr möglich. Die Gosauerien plombieren die Grenze zwischen Decke und Vorland in diesem Raum eindeutig.

## II. DIE LAMMEREINHEIT

**Stellung und Abgrenzung:** Seit H. ZANKL (1962, S. 457) gilt die Hallstätter Einheit, die sich vom Ostufer des Königssees über das Torrenerjoch und das Salzachtal bei Golling gegen Osten in den Raum des Lammertales hinüberzieht, als relativ autochthones Element der Hallstätter Zonen. Nach anfänglicher heftiger Gegenreaktion seitens der Vertreter der Deckenlehre einschließlich dem Verfasser ist bereits heute, wenig mehr als ein Jahrzehnt später, so viel neues Beobachtungsmaterial zusammengetragen, das für die relative Bodenständigkeit der Zone spricht, daß sich die meisten Autoren dieser Vorstellung angeschlossen haben. Diese Lammereinheit (-decke), unter der man seit A. TOLLMANN (1968 a, S. 224) eine Vielfazieseinheit mit Hallstätter- und Dachsteinkalk-Fazies im Verband verstehen muß, stellt nach jetziger Vorstellung demnach den westlichsten Abschnitt des Hallstätter Nordkanals, randlich kräftig über Vor- und Rückland im Süden und Norden überschoben, dar. Wenn diese Einheit endgültig durch gebundene Tektonik erklärt werden wird, kann man in ihr ein Musterbeispiel für den Typus der „autochthonen Decke“ erblicken – vgl. Taf. 7, Fig. 13.

Die Lammereinheit umfaßt folgende Abschnitte (Taf. 3): Westlich der Salzach die schmale, an Brüchen steil eingesenkte Zone, die vom Torrener Joch zum Königssee hinunterzieht, die Torrenerjoch-Zone mit Hallstätter Fazieseinflüssen, die gegen Osten in das Bluntautal hinuntersetzt. Nördlich davon liegt das Massiv in Dachsteinkalkfazies Hohes Brett–Hoher Göll–Kehlstein, das an Brüchen im Norden und Süden begrenzt ist und demnach auch gegen die Torrenerjoch-Zone bruchtektonisch abstößt. Zum Hauptkörper der Lammereinheit östlich der Salzach gehört im Norden der Gollinger Schwarzenberg mit seiner Obertrias in Dachsteinkalkfazies, das Gebiet der Strubberge mit Zlambachentwicklung, die ja für die nördliche Hallstätter Zone typisch ist, und die breite, vielfach von Tieftrias eingenommene Region zwischen Rigaus im Norden, Abtenau in der Mitte und dem Annaberger Gebiet im Süden. Den Ostausläufer der Lammereinheit stellt die Loseggschuppe und Hofpürglschuppe am Südrand der Dachsteindecke dar.

Einige kurze Bemerkungen seien in historischer Hinsicht über die vielfältige Deutung, die die Lammereinheit bisher erfahren hat, gestattet. Die Problematik der bis jetzt noch nicht gänzlich geklärten tektonischen Situation dieser Einheit spiegelt sich in der Vielzahl der Meinungen der führenden Forscher wider, von der einige erwähnt seien, um die mit diesem Thema befaßten Forscher vorzustellen und auf die einschlägige Literatur aufmerksam zu machen. Die Lammereinheit besteht aus drei bzw. vier faziell und zum Teil bruchtektonisch abgegrenzten selbständigen Teilstücken, nämlich dem gelegentlich hiezu gestellten Hohen Göll, ferner die Torrenerjoch-Zone, dem Gollinger Schwarzenberg und der Lammertalzone. Der Dachsteinkalk-Klotz des Hohen Göll wurde entweder dem Tirolikum zugeordnet (C. LEBLING, 1915, S. 21, Abb. 4–5; J. KÜHNEL, 1925, S. 380; 1929, S. 519, 554; B. PLÖCHINGER, 1960 – in W. DEL-NEGRO –, S. 18; 1968, S. 84; W. DEL-NEGRO, 1960, S. 18; 1970, S. 25; 1972, S. 313) oder zum Juvavikum im allgemeinen gestellt (F. F. HAHN, 1913, S. 425; Taf. 14; A. THURNER, 1943, S. 259; 1951, S. 665, Abb. 8; 1962, Abb. 7) bzw. dem Hochjuvavikum angegliedert (E. HAUG, 1906, S. 406, Taf. 10; J. NOWAK, 1911, S. 83; L. KOBER, 1938,

Kt.; B. PLÖCHINGER, 1955 a, S. 117; Taf. 5; 1956 a, S. 314). Der vielfach in seiner Stellung gleichwertig betrachtete Gollinger Schwarzenberg wurde dem Tirolikum zugeordnet (J. NOWAK, 1911, Taf. 3, Fig. 14; F. F. HAHN, 1913, S. 426 f.; W. DEL-NEGRO, 1959, S. 7; 1970, S. 25; B. PLÖCHINGER, 1972 c, S. A 61) oder für Hochjuvavikum gehalten (E. HAUG, 1906, S. 401, Abb. 7, Taf. 10; J. PIA, 1924, S. 81; Fig. 11; L. KOBER, 1938, Kt.; E. SPENGLER, 1943 a, S. 254; 1956, S. 36; W. DEL-NEGRO, 1950, S. 350; Fig. 26; B. PLÖCHINGER, 1952 a, S. 177; 1955 a, S. 116 f., Taf. 5). Die allgemein als äquivalent betrachtete Torrenerjoch- und Lammertalzone galt bei fast allen Autoren als tiefjuvavisch und fernüberschoben, z. B. bei J. PIA, 1924 b, S. 80, Abb. 11; O. SICKENBERG, 1928, S. 137; E. SPENGLER, 1928 b, S. 12; 1943 a, S. 254; 1956, S. 38; H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 195 f.; A. TOLLMANN, 1969 c, S. 152 f.; Taf. 1. An eine relativ autochthone Position der Lammereinheit nördlich des Tennengebirges hingegen glaubten K. LEUCHS, 1927; F. TRAUTI, 1937, S. 511, 516; H. ZANKL, 1962, S. 457; V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964, S. 229; W. SCHLAGER, 1967 a, S. 66; A. TOLLMANN, 1976 b, S. 2. B. PLÖCHINGER (1974 d, S. A 90) verbindet jüngst den Gedanken der Fernverfrachtung der Lammereinheit mit jenem der relativen Autochthonie in bezug auf den Jura durch die Vorstellung eines frühjurassischen Vorschubes und Eingleitens.

Die ungemaine Vielfalt der Meinungen und der Wechsel der Auffassungen bei gleichen Autoren zeigt die bedeutenden Schwierigkeiten in der Deutung dieser Zone, für die sich bei den rasch zuwachsenden neuen Erkenntnissen immer weitere Aspekte zu ihrer Beurteilung ergeben.

Betrachten wir nun, von Westen gegen Osten fortschreitend, die Einzelabschnitte der Lammereinheit mit ihrer Problematik und versuchen wir dann auf dieser Basis Antwort zu geben. Da sich nun bei den meisten Forschern und – nach neuerlicher Begutachtung der Nordgrenze der Göllscholle – jetzt auch beim Verfasser eine Zugehörigkeit des Göll-Kehlstein-Massivs zu dem im Norden davon nur bruchtektonisch getrennten Tirolikum ergeben hat (in: W. DEL-NEGRO, 1972, S. 314), wurde über diese Scholle im Zusammenhang mit dem Tirolikum S. 235 referiert.

Die Torrenerjoch-Zone südlich des Göllmassivs ist tektonisch allseits gegen ihr Umland abgegrenzt. An steilen Längsbrüchen steckt diese faziell individuell entwickelte Zone zwischen den Dachsteinkalkmassen im Norden und Süden. Die Schichtfolge reicht nach H. ZANKL (1962, S. 455, Abb. 3) – etwas revidiert – vom permischen Haselgebirge über Werfener Schichten, Reichenhaller Rauwacke, wenig Aniskalk, Anisdolomit, Reiflinger Kalk, Wettersteinkalk, Ramsaudolomit, Raibler Schichten, karnisch-norischem Dolomit bis zum Dachsteinkalk des Jenner NW vom Torrener Joch, der durch seinen Reichtum an *Halorella pedata* BRONN und *H. amphitoma* BRONN einen Hallstätter Einfluß aufweist. H. ZANKL verzeichnet (l. c., S. 454) mehrfach Hallstätter Einflüsse in dieser Zone. Aus der faziellen Verbindung des norischen Kalkes des Jenner zum Göllbrett-Riffkalk in der tirolischen Göllmasse nördlich der Störung sowie aus dem Ansetzen von fossilreichem norischem Hallstätter Kalk in Verzahnung auf der Südseite des Göllbretts spricht manches für eine primäre Nachbarschaft der Torrenerjoch-Zone zum Göll.

Auf zwei tektonische Fakten allerdings muß bezüglich der Struktur der Torrenerjoch-Zone hingewiesen werden: Zunächst fällt die in der Natur gut überblickbare Mulden-

struktur der Königsberg-Synklinale in dieser Zone westlich des Torrener Joches auf, besser sichtbar als auf den Profilen bei H. ZANKL (1962, Abb. 7) – vgl. A. TOLLMANN, 1968 a, S. 228. Es haben daher W. DEL-NEGRO (1968, S. 47 f.) und der Verfasser darauf verwiesen, daß sich diese Zone demnach leichter als eingemuldetete Deckscholle denn als autochthone Klippe deuten ließe. Trotzdem wird heute aus anderen Gründen die letztgenannte Deutung mehrheitlich bevorzugt. Andererseits ist seit alters (C. LEBLING, 1935, S. 9, Abb. 2 b; H. ZANKL, 1962, Abb. 1, S. 448) die steil zum Königssee hinabsetzende Torrenerjoch-Zone jenseits des Sees in der Eisbach-Antiklinale westlich von St. Bartholomä fortgeführt worden, und aus deren schön überblickbarer Antiklinalstruktur ist die Einwurzelung der Torrenerjoch-Zone im Tirolikum abgeleitet worden. Daß dieses Argument nicht stichhältig ist, wurde vom Verfasser 1969 c, S. 155 sowie von A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T. (1970, S. 105, Abb. 9–10) dargelegt: Die auch faziell ganz anders aufgebaute Eisbachantiklinale mit mächtigem Annaberger Kalk im Kern zielt gegen Osten in das Gewölbe des Feuerpalfen südlich der Torrenerjoch-Zone. Zu erwähnen ist ferner, daß die steile, tiefgreifende Bruchstörung zwischen Göllmasse und Torrenerjoch-Zone auch gegen Osten im Bereich des Bluntautales entgegen B. PLÖCHINGER (1955, Taf. 5) durchläuft und so die Trennung hier eine vollkommene ist.

Für den Bau der eigentlichen Lammereinheit östlich der Salzach sind folgende Gesichtspunkte von Bedeutung. Zunächst der Umstand, daß die Serie im Ostabschnitt des Lammertales mit ihrem obertriadischen Aufbau in Hallstätter Fazies (Pedataschichten und Zlambachmergel, am Vd. Strubberg in Zlambachfazies) mittels ihres Mitteltrias-Sockels mit dem Sockel des Gollinger Schwarzenberges, der selbst aber Dachsteinkalkfazies in der Obertrias aufweist, verbunden ist. Dies war der Anlaß für den Verfasser (1968 a, S. 224 ff.), in der Lammereinheit eine Vielfaziesdecke zu erblicken. Auch heute noch lehnt B. PLÖCHINGER (1972, S. A 63) wie einst (1952, Taf. 9) diese Verbindung ab und bindet nicht den von ihm weiterhin als fernüberschoben betrachteten Abschnitt der Lammereinheit in Hallstätter Fazies mit dem von ihm nunmehr dem Tirolikum zugeordneten Gollinger Schwarzenberg. Der Mitteltriadolomit zieht aber unterhalb der Wallingalm SE vom Schwarzenberg, im Hangenden von Karn mit Cidariskalk etc. begleitet, von einer Teilcinheit in die andere durch (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 241).

Diese Lammereinheit zeigt nun einen stratigraphischen Bestand vom Haselgebirge über weithin freiliegende Werfener Schichten (Hochsattel-Antiklinale im Zentralteil, SE-Abschnitt um Annaberg) zu einer sehr monotonen dolomitreichen Mitteltrias, die über ein unbedeutendes schiefbrig-kalkiges faßbares Karn im Schwarzenberg-Gebiet zu Hauptdolomit, Dachsteinkalk und buntem Liaskalk emporsteigt, im Gebiet der Holzwehralm am Vd. Strubberg SE der Lammeröfen und am Schober NW Annaberg bis zu Pedataschichten bzw. sogar Zlambachschichten reicht – Abb. 107. Die im Bereich dieser Lammereinheit hingegen auftretenden Hallstätter Kalke sind zum Teil Deckschollen, aus südlicherem Hallstätter Kanal eingeschoben, wie jene bei der Holzwehralm (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 106 f., Abb. 11) – wo fossilführender norischer Hallstätterkalk über den mikrofossilreichen Zlambachmergeln der Unterlage aufsetzt – oder auf der Pailwand SE Abtenau. Zum anderen Teil aber handelt es sich um synsedimentäre Gleitblöcke, die in der Strubbergbrekzie während deren Bildung eingeglichen sind – und zwar nicht nur im Bereich der Schönalm und am Sattelberg, sondern z. B. auch bei der „Hallstätter Kalk-Scholle“ des Lammereck (CORNELIUS & PLÖCHINGER, 1952, Taf. 9), die vielmehr



zur Gänze aus Strubbergbrekzie mit Hallstätter Kalk-Trümmern als Komponenten besteht (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 252).

Den Nordrand der Lammereinheit stellt im Ostabschnitt eine Überschiebungsgrenze mit Haselgebirge über dem Osterhorn-Tirolikum dar, wie z. B. U. WILLE-JANOSCHEK (1966, Taf. 10) im Raum des Gosaubeckens von Rigaus bestätigt hat. Im Westabschnitt, im Bereich des Gollinger Schwarzenberges, der stirnartig gegen Norden hin abbiegt, markiert nach B. PLÖCHINGER eine Bruchgrenze den Rand. Der Südrand hingegen ist in seiner gesamten Längserstreckung durch eine zum Teil flach liegende, zum Teil sekundär vor der Tennengebirgsstirn versteilte Überschiebungsfäche namhaften Ausmaßes gebildet. Die Auflagerung der Lammereinheit über den in schöner Stirnscharnier-artiger Abbeugung nordtauchenden gebankten Dachsteinkalken des Tennengebirgs-Nordrandes kommt auch in der Landschaft eindrucksvoll zur Geltung. Eine Reihe von Fenstern nahe der Südrandzone der Lammereinheit, in denen die unterlagernden jurassischen Strubbergschiefer und -brekzien des Tennengebirges zum Vorschein kommen, beweist eine kräftige Überschiebung (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, Taf. 5; A. TOLLMANN, 1969 c, Taf. 1; 1976 b, S. 251 ff. – vgl. Abb. 107 und Taf. 3): So das Kuchlbachfenster SE Scheffau, die Fenster im Gwechenbergegebiet nach H. GRUBINGER (1953, S. 153) und das Annaberger Halbfenster östlich davon. Das „Epenfenster“ SE Golling hingegen ist einzuziehen, da der gesamte Süd- und Ostrahmen dieses als Fenster gedachten Strubbergbrekzien-Vorkommens nicht aus Triasgliedern der Lammermasse, sondern ebenfalls aus Strubbergschichten besteht und demnach wegfällt (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 252). Das wichtigste Fenster aber für die Frage der Überschiebungsweite der Lammereinheit stellt das erst 1975 (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 252) entdeckte Lammeröfenfenster dar. In diesem treten die früher als Gutensteiner Schichten angesprochenen Strubbergschichten der tirolischen Unterlage noch 1,5 km – bzw. mit Schürflingen noch 2 km – vom Südrand der Lammereinheit entfernt in einem Längsaufbruch zutage. Nach all diesen Befunden fällt es weiterhin schwer, die Lammerereinheit als parautochthon zu deuten, da man dann einen beträchtlichen Ausschub nach Norden und nach Süden annehmen muß, also die Vorstellung einer „autochthonen Decke“ anwenden muß, um diese Süd- und Nordrandüberschiebungen zu erklären.

Der Grund für die heute aber trotzdem wahrscheinliche Einwurzelung der Lammerereinheit liegt (1.) in der nur bruchtektonisch gestörten höchstwahrscheinlichen Verbindung über Göll und Gollinger Schwarzenberg zum nördlich angrenzenden Tirolikum, (2.) in der faziellen Übereinstimmung der Zlambachfazies zu jener im östlich fortsetzenden nördlichen Hallstätter Kanal im Ausseer-Grundlsee-Gebiet, der nach Beobachtung von Verzahnungen ebenfalls als relativ autochthon zu deuten ist, (3.) in der nach den wenigen bisherigen Beobachtungen doch vorherrschenden und älteren südvergenten Faltung am Südrand der Lammereinheit und (4.) in der ebenfalls Südschüttung und Stauchung anzeigenden Schollen-Lagerung in der tektonisch so beanspruchten Unterlage, in den Strubbergschichten unter dem Südrand dieser Einheit, die auf eine südwärts gerichtete Schüttung zur Zeit der Jurasedimentation und damit auf eine nördliche Beheimatung dieser bereits Hallstätter Kalke als Komponenten liefernden Zone hindeutet.

Zu den beiden letztgenannten Punkten seien noch einige Anmerkungen hinzugefügt. Das Vorherrschen der älteren, gegen SW gerichteten Bewegung am Südrand der Lammerereinheit wurde vom Verfasser 1976 b, S. 251 mitgeteilt, allerdings unter Betonung der

zahlreichen anderen überlagernden Faltenvergenzen umgekehrter Art und kräftiger, westvergenter Bewegungsanzeichen, so daß dieses Merkmal noch einer eingehenden Überprüfung bedarf.

Die für unsere Frage ebenfalls bedeutsamen, unmittelbar unter dem Südrand der Überschiebungsbahn lagernden Strubbergbrekzien des Tennengebirges haben in neuerer Zeit eine Umdeutung erfahren: Während H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 197) die großen bis riesigen Schollen von Hallstätter Kalken, die in dieser Brekzie als Komponenten enthalten sind, noch für Deckschollen einer Hallstätter Decke über dem Tirolikum hielten, konnten V. HÖCK & W. SCHLAGER (1964, S. 228 f.) eindeutig feststellen, daß es sich bei diesen und weiteren Schollen aus dem Hallstätter Faziesbereich wie Dolomit und Werfener Schiefer um bereits im Jura eingegliederte, einsedimentierte Blöcke handelt. Obgleich damals die Schüttungsrichtung noch nicht festlag, schlossen sie daraus auf eine nördliche Beheimatung des Hallstätter Kalkes der Lammerzone. W. DEL-NEGRO (1968, S. 48) sowie der Verfasser (1968 a, S. 230) haben aber demgegenüber aufmerksam gemacht, daß man ohne Kenntnis einer Schüttungsrichtung für diese Gleitschollen, diese Olisthothrymma, ebenso eine Herkunft aus einem südlich des Tennengebirges gelegenen Hallstätter Südkanal annehmen könne. Die wenigen Beobachtungen eindeutiger Schüttungsrichtung aber, die sich nach weiträumiger Begutachtung dieser leider vorwiegend isometrische Komponenten führenden Jurabrekzien durch den Verfasser ergeben (1976 b, S. 243), sprechen doch für die südgerichtete Schüttung und Gleitung bereits in der Jurazeit, also ebenfalls für die Existenz eines Hallstätter Nordkanals. In letzterem müßte man dann allerdings neben der Sedimentation von Schichtgliedern in Zlambachfazies in der Obertrias auch Hallstätter Kalk-Bildung annehmen.

Betreffs der Struktur der Lammereinheit soll außer dieser Eigenart der Überschiebungsgrenzen im Norden und Süden hervorgehoben werden, daß die inneren Strukturen schräg gegen SE zum west-östlichen Verlauf der Scholle gerichtet sind, was sowohl im Westen als auch besonders im Mittelabschnitt (Vd. und Ht. Strubberg-Synklinale) und im Osten auffällt. Die großen Schrägfalten im Abschnitt der Strubberge bringen in der Hochsattel-Antiklinale zwischen Vd. und Ht. Strubberg mächtige Werfener Schiefer an die Oberfläche, in den Mulden liegt in der östlichen Struktur Mitteltriasdolomit als Kern, in der westlichen eine Serie bis zu den Zlambachmergeln (Abb. 107).

Eindrucksvoll ist ferner die intensive Verschuppung von Tirolikum und Lammereinheit im Abschnitt entlang der Grenze SE Abtenau. Die nordfallende Schallwand-Traunstein-Dachsteinkalkplatte ist über intensiv verschuppte Liaskalke und Strubberg-schiefer des Tennengebirges als parautochthoner tirolischer Span aufgeschoben, wobei verschiedene gegensätzliche Vergenzrichtungen in den unterlagernden Schiefen abgelesen werden können. Die im NW benachbarte Efelteck-Scholle zeigt eher primäre Südvergenz in der Strubbergschieferserie. Die Schuppung erfaßt im angrenzenden Gebiet der Grengalm auch noch die auflagernden Teile der Lammereinheit.

Gegen SE hin läuft östlich von Annaberg die Lammereinheit in die schmale Losegg-Hofpürgl-Schuppe unter den Südwänden des zur Dachsteindecke gehörigen Gosaukammes aus. Diese Schuppe in Hallstätter Fazies (Zwieselalm-Subfazies) zeigt zwischen dem Werfener Schuppenland im Liegenden einerseits, der Dachsteindecke im Hangenden andererseits tektonische wie fazielle Individualität, wie etwa sehr schön das W-E-Profil

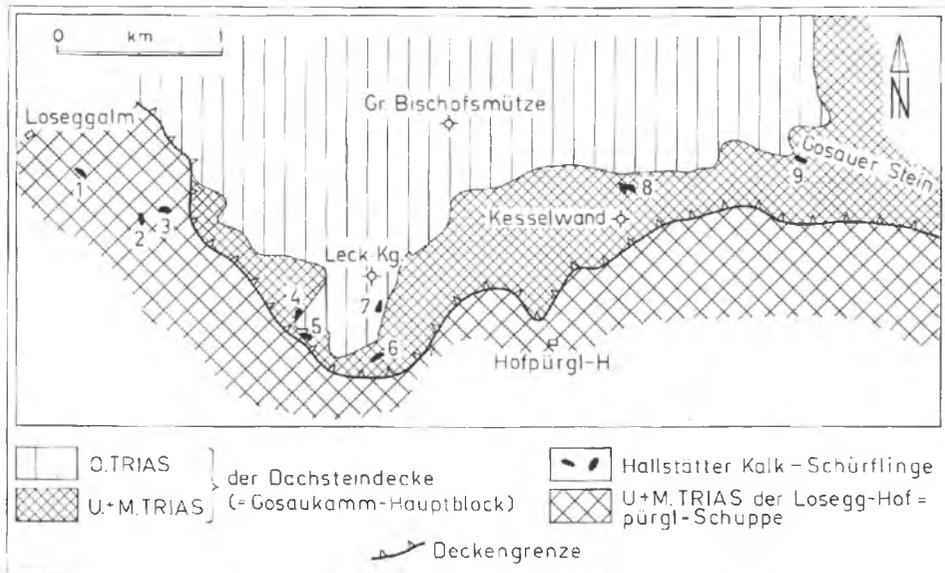


Abb. 108: Position der Hallstätter Kalk-Schürflinge in und unter der Basis der Dachsteindecke im Bischofsmützensgebiet nach R. LEIN (1975, Abb. 2). Diese isolierten Schollen aus Hallstätter Kalk stammen aus dem Dach der Loseggsschuppe der Lammereinheit und stecken teils in dieser selbst, teils in der Basis der Dachsteindecke.

vom Losegg über den Sulzkarstadel zum Leckkogel zeigt – A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 92 f., Abb. 1–3. Der Oberrand der Werfener Schuppenzone wird hier durch mächtige Saalfeldener Rauhwacke der Mitteltriasbasis markiert, darüber setzt tektonisch die Loseggsschuppe mit permischem Haselgebirge, mit dem für die Hallstätter Entwicklung hier typischen Hallstätter Dolomit bzw. cordevolischen Hornsteinknollendolomit, mit Hallstätter Kalk etc. auf, über dieser schließlich in ganz abweichender Fazies mit hellem Mitteltriasdolomit, Schiefer- und Cidariskalk-reichem Karn, Hauptdolomit und Dachsteinkalk die vom Sulzkarwandel zur Bischofsmütze hinaufreichende Serie der Dachsteindecke. Die Darstellung von W. SCHLAGER (1967 b, S. 252), daß das Losegg die stratigraphische Fortsetzung des Sulzkarwandels gegen unten darstelle, daß Dachsteindecke und Loseggsschuppe in naher primärer faziellen Beziehung stünden, daß die Hallstätter Kalk-Schollen und -Fetzen, die tektonisch noch in die Basis der Dachsteindecke eingeschuppt sind, zu deren normaler Serie gehörten, trifft nicht zu. Dies hat auch die spezielle Neuuntersuchung durch R. LEIN (1976, S. 204) auf der Basis von intensiver Beprobung auf Conodonten ergeben – Abb. 108. Einzelheiten hierüber sowie über den Ostrand der Lammereinheit werden im Zusammenhang mit der Besprechung der Dachsteindecke (S. 358) mitgeteilt. Wiederum überrascht auch in diesem Abschnitt die flache und weitreichende Überschiebung am Südrand der Lammereinheit im Abschnitt der Losegg-Hofpürgl-Schuppe, die bei relativer Autochthonie südvergent gerichtet sein müßte. Die wenigen bisherigen Beobachtungen hierüber haben noch keine direkte Entscheidung über die primäre Vergenz dieser Bewegungsfläche erlaubt.

Dem NE-Abschnitt der Lammereinheit sind im Gebiet von Rigaus und Schorn je ein Gosaubecken in nordwestlicher Fortsetzung des Beckens der klassischen Gosau eingelagert. Beide Becken sind durch U. WILLE-J. (1966) geologisch und mikropaläontologisch in moderner Weise untersucht. Das Becken von Rigaus streicht WSW-ENE-gerichtet am SE-Rand der Osterhorngruppe dahin und umfaßt eine Serie vom Coniac bis in die Zwieselalmschichten des Paleozäns. Diese Gosau setzt auf dem Haselgebirge der Lammereinheit auf, das nicht nur im Süden am Rigausbach, sondern auch im Norden am Rand zum Tirolikum unter der Gosau hervorkommt. Die Innenstruktur des Beckens weist keine vielfache Schuppung im Sinne von E. SPENGLER (1912, S. 1073) und B. PLÖCHINGER (1949, S. 24) auf, sondern zeigt eine einfache Bruchtektonik. Die Hauptinnenstruktur besteht aus einer nördlichen Teilmulde mit Zwieselalmschichten im Kern, einer mittleren Riffauftragung und einer südlichen Teilmulde mit Nierentaler Schichten (U. WILLE-J., 1966, S. 166 f.).

Die Gosaumulde von Schorn, SE von erstgenannter Mulde gelegen, streicht quer hiezu, nämlich NW-SE. Diese Gosau transgrediert über Lammereinheit und Dachsteindecke hinweg, was den vorgosauischen Einschub der Dachsteindecke belegt. Die Transgressionskonglomerate auf letztgenannter Einheit finden sich am Hauptdolomit und Dachsteinkalk sowie am rhätischen Riffkalk des Taborberges. Die Muldenfüllung enthält basal eine nur wenig gestörte Serie vom Coniac bis zur Basis des Untermaastricht. Das im zentralen Teil erhaltene Paleozän und Untereozän sind allseits an Brüchen abgegrenzt und eingesenkt (U. WILLE-J., 1966, S. 164, Taf. 10).

Über dieser zuvor beschriebenen Lammereinheit und ebenso über ihrem im Norden und Süden angrenzenden tirolischen Rahmen sind eine Anzahl von Hallstätter Deckschollen in Hallstätter Kalk-reicher Fazies erhalten geblieben. Hiezu gehören etwa die Holzwehralm-Deckscholle (A. TOLLMANN, 1969 c, S. 156), die Rabenstein-Deckscholle östlich von Golling, die Grubach-Deckscholle (W. E. PETRASCHECK, 1949) NE davon und weitere, erst jüngst von B. PLÖCHINGER (1972 c, S. A 62; 1973 b, S. A 50) entdeckte Klippen im Raum östlich von Golling, wie die Deckscholle von Unterscheffau (Mehlstein) und Hinterkellau. All diese und weitere Schollen werden hier als östliche Fortsetzung des Halleiner-Hallstätter-Deckschollenschwarmes betrachtet, die fernüberschoben aus einem südlicheren Hallstätter Kanal stammen (siehe S. 336).

### III. DAS JUVAVIKUM IM SALZKAMMERGUT

Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte und zur bestehenden Literatur. Die Region zwischen Ischl und Aussee bzw. Mitterndorf stellt als eines der Kerngebiete der Hallstätter Zone des Salzkammergutes in vielfacher Hinsicht einen Ausgangspunkt wesentlicher geologischer Erkenntnisse und tektonischer Hypothesen über die Gliederung und Beheimatung der Hallstätter Zonen dar – Abb. 109. Im vorigen Jahrhundert ist vor Kenntnis des Deckenbaues der Kalkalpen von E. v. Mojsisovics hier zuerst die Hallstätter Fazies als individuelle Zone erfaßt worden, und zwar zunächst (1874, S. 84) nur anhand der höheren Obertrias („Juvavische Provinz“), dann (1892, S. 769) auf Grund des gesamten Umfangs der Mittel- und Obertrias („Hallstätter Entwicklung“). In der Zeit vor Einzug der Deckenlehre wurden die Reste der Hall-

stätter Schollen naturgemäß mehr oder weniger autochthon eingewurzelt, so daß E. v. Mojsisovics (1903, S. 386 f., Abb. 2) im Salzkammergut einen nördlichen Ischl-Ausseer Kanal und einen südlichen Berchtesgadener-Hallstätter Kanal annahm – eine Auffassung, die später unter dem Kurztitel „Kanaltheorie“ bekannt blieb, wobei man Kanäle mit Hallstätter Fazies primär zwischen Dachsteinkalk-Arealen dachte – vgl. Bd. 2, S. 501 ff.

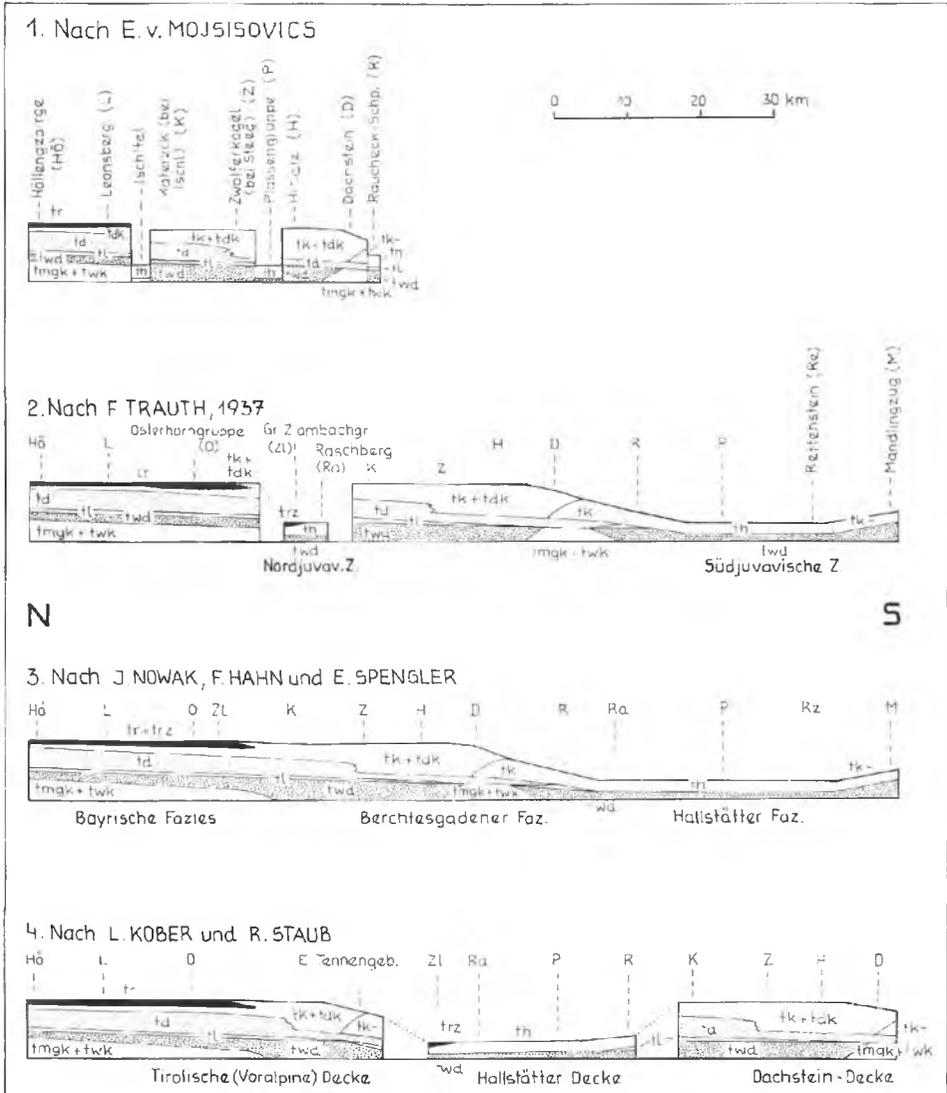


Abb. 109: Übersicht über die historische Entwicklung der Auffassungen von der ursprünglichen Anordnung der Fazieszonen im Salzkammergut nach E. SPENGLER (1943 b, Abb. 1) im Meridian Höllengebirge–Leonsberg–Plassen–Dachstein.

1. In den klassischen Arbeiten von E. HAUG (& M. LUGEON) – 1904, S. 893 f.; 1906, S. 374 ff. –, in denen zum ersten Mal der Deckenbau im Mittelabschnitt der Kalkalpen installiert wurde, sind in dieser Region des Salzkammergutes und darüber hinaus z w e i in ihrer Fazies verschiedene Hallstätter Decken aufgestellt worden, die „nappe du Sel“ in Zlambachfazies und die „nappe du Hallstatt“, worunter die spätere „Obere Hallstätter Decke“ mit der Hallstätter Kalk-Fazies, also der Salzbergfazies SPENGLERS, gemeint war. Dieser Gliederung folgen in späterer Zeit die Arbeiten von L. KOBER (1911–1955), K. HÖLZL (1933), W. MEDWENITSCH (1949; 1958 a) und A. TOLLMANN (1958 b; 1960 b) – Abb. 110.

2. Die zweite Grundvorstellung vom Dispositiv der Hallstätter Zone im Salzkammergut lieferte auf Grund der theoretischen Überlegung, daß „der Zusammenhang der allerdings verwandten Faziesgebiete der Bayerischen und der Dachsteindecke durch die fremde Hallstätter und Salz-Serie in unnatürlicher Weise zerrissen werde“, und nach einem Kurzbesuch der Salzburger Alpen der polnische Geologe Jan NOWAK (1911, S. 111; Taf. 3). Er nahm an, daß die gesamten Hallstätter Faziesbereiche ursprünglich südlich der Berchtesgadener Fazies, also am Südrand der abgewickelten Kalkalpen, beheimatet gewesen waren, dann als Hallstätter Decke der Dachsteinkalkfazies aufgeschoben worden seien und daß schließlich der hintere Teil der Dachsteinkalk-Platte samt noch tektonisch auflagernden Hallstätter Deckschollen als „Dachsteindecke“ dem vorderen Teil sekundär überschoben worden wäre – Abb. 111.

Dieser Vorstellung einer einheitlichen Hallstätter Südrandzone und einer Sekundär-Einwicklung von Hallstätter Deckenelementen im Salzkammergut folgte im wesentlichen E. SPENGLER mit verschiedenen kleineren Modifikationen 1912–1963. Auch F. F. HAHN (1913 b, S. 478 f.) sieht die einfachste Lösung in der Zurücknahme des gesamten Juvavikums an den Südrand der Kalkalpen, ähnlich wie J. NOWAK, hält aber eine interne weitere tektonofazielle Gliederung der Hallstätter Zone samt dem Hochjuvavikum der Reiteralmdecke für ungerechtfertigt (l. c., Taf. 14) – vgl. auch historische Darstellungen bei F. TRAUTH (1937) und E. SPENGLER (1943 b).

3. Ohne auf die zahlreichen weiteren Hypothesen einzugehen, die kurzfristig von verschiedener Seite für das Salzkammergut und für andere Hallstätter Regionen aufgeworfen worden waren, soll noch die dritte Hauptrichtung hervorgehoben werden, die in neuerer Zeit wiederum das Denken beherrschte: Die letztlich auf E. v. MOJSISOVICS (1892; 1903) zurückgehende „Kanaltheorie“ (siehe S. 14), die die Hallstätter Schollen in zwei oder noch mehrfach gegabelte Kanäle dort einwurzelt, wo sie heute liegen. Daß dieser Grundsatz zur Zeit von E. v. MOJSISOVICS vor Einführung der Deckenlehre völlig gerechtfertigt war, versteht sich von selbst. In der heutigen Zeit aber ist eine derartige schematische Verallgemeinerung nach all den Beobachtungen und Diskussionen zur Berücksichtigung der tektonischen und faziellen Beobachtungen nicht mehr möglich. Die Wiederaufnahme einer Vorstellung der Autochthonie gerade im Gebiet der am weitesten überschobenen juvavischen Schollen war begründet durch die ersten Entdeckungen von neuen faziellen Anknüpfungspunkten für die Hallstätter Beckenfazies an bestimmte angrenzende Abschnitte der Dachsteinkalkriffkomplexe nach den aus den USA stammenden Erkenntnissen über die Gliederung des Riff-Becken-Schemas. Diese von der Schule A. G. FISCHER erstmals auf die Kalkalpen übertragene Vorstellung wurde hier teils richtig, teils unrichtig gehandhabt. Das Ergebnis einer schematischen Anwendung

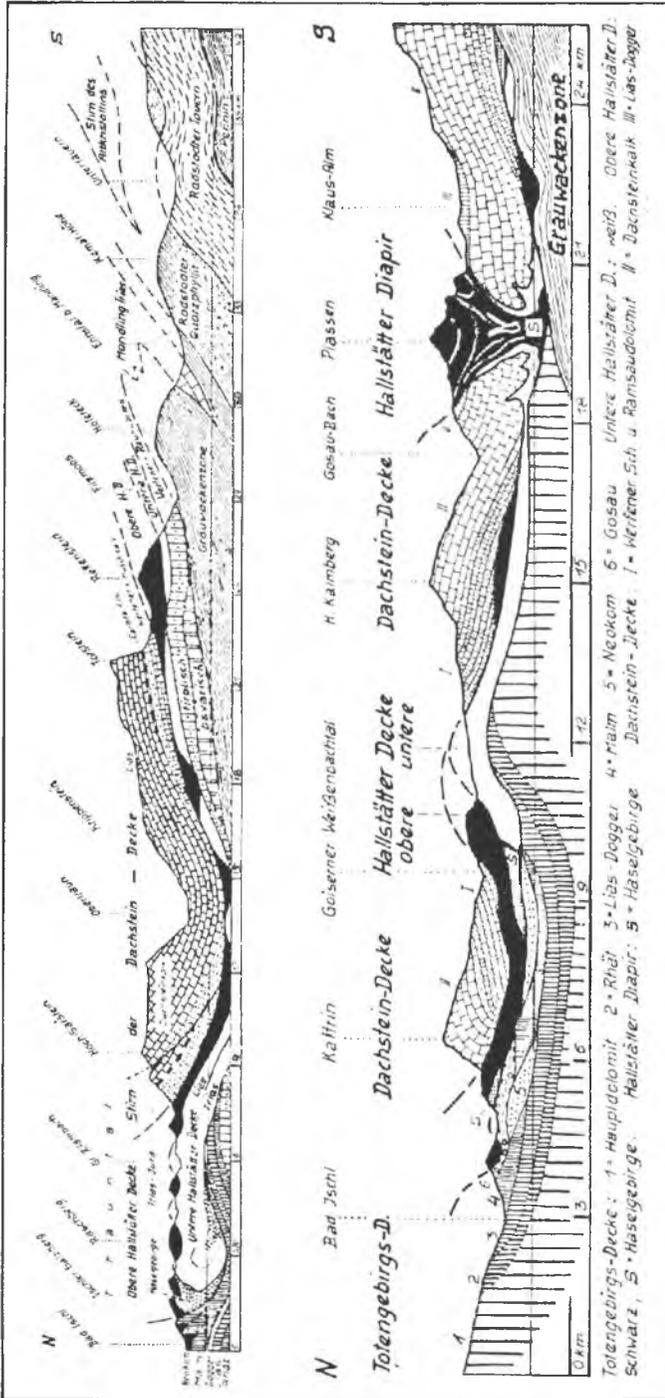


Abb. 110: Querprofile durch das Salzkammergut nach L. KOBER & W. MEDWENTITSCH aus L. KOBER (1955, Abb. 72-73). Die Profile zeigen die Vorstellung von der Deckenabfolge im Salzkammergut im Sinne HAUG-KOBER. Über dem Tirolikum der Totengebirgsdecke lagert dieser Vorstellung gemäß zunächst die Untere Hallstätter Decke in Zlambachmergefazies, darüber die Obere Hallstätter Decke in Salzbergfazies (Hallstätter Kalk-Fazies) und zuoberst die Dachsteindecke. Der Plassen wird nicht als Deckenscholle aus einem südlicheren Hallstätter Kanal gedeutet, sondern als von unten her die Dachsteindecke durchspießender Diapir.

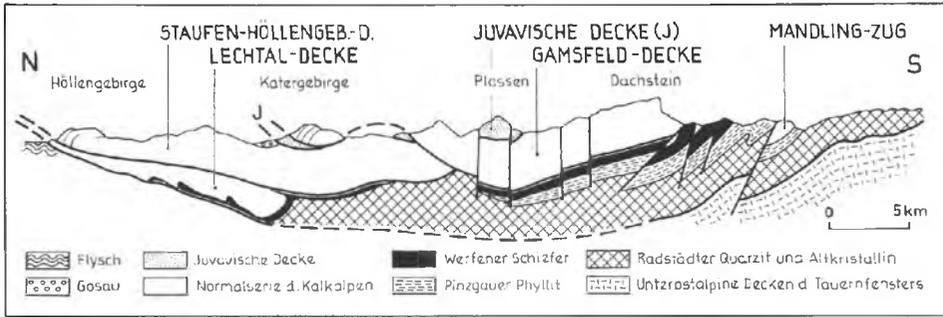


Abb. 111: Querprofil durch die Kalkalpen im Meridian des Dachsteins nach E. SPENGLER (1943 a, Abb. 15).

ohne Rücksicht auf die lokalen Gegebenheiten war die erwähnte generelle Rückkehr zur Autochthonie der Hallstätter Kanäle, wie sie H. ZANKL (1967, Abb. 1) in die Diskussion warf und wie sie W. SCHLAGER (1970) in der Arbeit über „die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen“ näher ausführte. Diese Auffassung von der Ortsgebundenheit aller Hallstätter Zonen und ihrer tektonischen Einbindung in das jeweils benachbarte Umland ist von den tatsächlichen Verhältnissen ebenso weit entfernt wie die Auffassung aus jener Zeit der Deckenlehre, in der alle Hallstätter Schollen als fernverfrachtet betrachtet worden waren.

4. Als vierte Denkrichtung über die Natur und Beheimatung der Hallstätter Zonen soll im folgenden eine Vorstellung dargelegt werden, von der wir meinen, daß sie nun den Beobachtungen am meisten gerecht wird (Taf. 7, Fig. 10, 11): Sie gibt kein durchgreifendes Bauprinzip für die gesamte Hallstätter Zone, sondern versucht den Anteil an belegten Beobachtungen aller drei genannten Theorien durch individuell angepaßte Erklärungen zu berücksichtigen und so den lokalen Verhältnissen gerecht zu werden. Diese „kombinierte Hallstätter Theorie“, wie wir diese Gedankenrichtung bezeichnen wollen, umfaßt folgende Einzelelemente früherer Vorstellungen: a) die Existenz zweier oder mehrerer Hallstätter Kanäle im Sinn von E. v. MOJSISOVICS; b) die fazielle Eigenstellung eines Hallstätter Nordkanals, in dem die Hallstätter Entwicklung s. str. im allgemeinen erst in der Obertrias einsetzt gegenüber einem Hallstätter Hauptkanal im Süden mit einer generell auch die Mitteltrias umfassenden Hallstätter Kalk-Entwicklung; c) die noch zu prüfende Möglichkeit eines gemeinsamen Vorkommens von mergelreicher Obertrias in Zlambachfazies und Hallstätter Kalk-reicher Obertrias im gleichen Nordkanal im Abschnitt des Ischl-Ausseer Raumes im Sinne von W. SCHLAGER und U. PISTOTNIK; d) relative Autochthonie bestimmter Abschnitte der Hallstätter Kanäle, z. B. des Nordkanals, im Sinne von H. ZANKL (1962); e) Fernverfrachtung von Schollen aus dem Hallstätter Südkanal bis an und über den Nordkanal (Mitterndorf, Hallein) im Sinne der Deckenlehre; f) Existenz von Vielfaziesdecken neben den in der klassischen Zeit hervorgehobenen Faziesdecken im Sinne der Mürzalpendecke, E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962); g) wahrscheinlich auch frühe Gleitschollentektonik vor der späteren hochorogenen Schubtektonik im Sinne von altkimmerischer

Transversaltektonik von E. KRAUS (1951, S. 357) mit Gleitmechanismus im Sinne von B. PLÖCHINGER (1974 b) und G. SCHÄFFER; h) Mitwirkung von Salzauftriebstechnik besonders im Frühstadium der Hallstätter Entwicklung bereits während der Sedimentation im Sinne von F. F. HAHN analog dem Beispiel vom Sandling nach U. PISTOTNIK (1975).

### 1. Das Tiefjuvavikum (Hallstätter Zonen)

Wenn wir im klassischen Sinne unter „Tiefjuvavikum“ die Hallstätter Zonen verstehen, so müssen wir nach dem durchaus nicht endgültigen Stand des heutigen Wissens mindestens zwei, wahrscheinlich sogar aber drei getrennte Hallstätter Kanäle annehmen, die zwischen den Plattformsedimenten in Dachsteinkalkfazies beheimatet waren (vgl. Abb. 14). Die nähere fazielle Begründung hiefür ist im zweiten Band dieser Monographie 1975, S. 505 ff. gegeben. Hiezu kommen weitere neuere Forschungsergebnisse verschiedener Art.

Es sind dies: a) der Nordkanal mit Hallstätter Entwicklung. Er fungierte allgemein erst ab Obertrias, vorwiegend in Zlambachfazies (im Westen vielleicht auch in Hallstätter Kalk-führender Fazies). Er war zwischen Totem Gebirge im Norden und Warscheneckdecke im Süden beheimatet und liegt heute als Ischl-Aussee-Tauplitz-Einheit parautochthon ausgeschoben vor. Als Name kann die Bezeichnung Zlambach-Schuppe im Sinne von E. SPENGLER unter Erweiterung des Begriffes gelten.

b) Der Mittelkanal, der in der östlicheren Fortsetzung der ebenfalls tiefjuvavisch beeinflussten Werfener Schuppenzone mit dem Mandlingzug weiterführt. Auch hier macht sich der Hallstätter Einfluß erst ab der Obertrias geltend. Dieser Streifen mit Hallstätter Kalken, auf dessen Selbständigkeit erst R. LEIN (1976, S. 223) aufmerksam gemacht hat, reiht sich an der Südseite des Tirolikums an, knüpft also an den Südrand von Hagengebirge, Tennengebirge und die tektonische Unterlage der Dachsteindecke an. Diese am heutigen Kalkalpen-Südrand befindliche Zone hat in tektonischer Hinsicht ebenfalls parautochthonen Charakter.

c) Der Südkanal, der Hallstätter Entwicklung in Mitteltrias (!) und Obertrias aufweist und in seiner Ausbildung die Hallstätter Kalk-Fazies, also die Salzbergfazies mit Hallstätter Kalken vom Mittelanis bis zum Ende des Sevat führt, dann aber auch noch Zlambachmergel empfängt. Dieser Südkanal schloß primär am Südrand der Dachsteindecke, die noch die Verzahnung mit mitteltriadischem Hallstätter Kalk enthält, an und bildet demnach – wenn die Dachsteindecke als fernüberschoben hinter den Mittelkanal zurückgenommen wird – einen eigenen, dritten Hallstätter Trog. Aus diesem Südkanal stammen die in Form der Sandlingdecke fernüberschobenen Schollen, von denen der Rettenstein im Süden verblieb, wenige Elemente wie der Plassen am Weg über der Dachsteindecke liegen blieben, der Hauptteil aber im Bereich des Mitterndorfer Beckens und eventuell im Raum des Sandling bis an und über den Nordkanal transportiert wurden. Sollte sich allerdings die Zugehörigkeit des Sandling und benachbarter Hallstätter Kalk-Schollen im Raum zwischen Ischl und Aussee als dem Untergrund angehörige Elemente erweisen, so könnte der übrige, oben erwähnte, sicher fernüberschobene Anteil der Deckschollen aus dem Südkanal in Salzbergfazies unter dem Namen „Mitterndorfer Decke“ zusammengefaßt werden, da im Raum Mitterndorf im steirischen Salz-

kammergut der Fernschub dieser Schollenserie aus dem Süden am besten abgelesen werden kann.

#### a) Die Zlambach-Einheit

Wenden wir uns zunächst der Besprechung der nördlichsten tiefjuvavischen Einheit, der Ausseer Hallstätter Zone, zu. Östlich des bedeutenden Vorstoßes der Dachsteindecke tritt aus dem tektonisch Liegenden dieser Schubmasse im Raum Ischl-Goisern-Pötschenpaß NW Aussee sowie erosiv davon getrennt östlich von Aussee im Abschnitt südlich des Grundl sees bis hinüber zur Tauplitzalm eine Hallstätter Zone in Zlambachfazies und mit Hallstätter Kalk-Schollen zutage, früher als „Untere Hallstätter Decke“ (mit Deckschollen der „Oberen Hallstätter Decke“) betrachtet. In neuerer Zeit hat sich gezeigt, daß diese Zone – was den Anteil in Zlambachfazies betrifft – relativ autochthon zwischen der tirolischen Totengebirgsdecke im Norden und der tirolischen Warscheneckdecke im Süden beheimatet war.

Die vorderhand noch immer vorhandenen Divergenzen in der Auffassung über die Autochthonie oder Allochthonie der gesamten Ausseer Hallstätter Zone äußern sich auch in der Nomenklatur dieser Region: Im Falle der Annahme, daß der autochthone Anteil der Ischl-Ausseer-Tauplitzer Hallstätter Zone sich nur auf die Serie in Zlambachfazies beschränkt, könnte man für diese Zone den bereits vorhandenen Namen *Zlambach-Einheit* verwenden, wie ihn etwa E. SPENGLER (1956, S. 39; Zlambachschuppe) oder W. MEDWENITSCH (1951, S. 144; Zlambachdecke) gebraucht hat. Der Begriff „Untere Hallstätter Decke“ für diese Einheit ist jedenfalls einzuziehen, da deren relative Autochthonie heute ziemlich klar zutage tritt.

Die Schollen in Hallstätter Kalk-Fazies, also in Salzbergfazies, die im Raum der Ausseer Hallstätter Zone auftreten, sind früher der „Oberen Hallstätter Decke“ zugeordnet worden, die von W. MEDWENITSCH als Sandlingdecke bezeichnet worden ist.

Da für den Verfasser die Frage der tektonischen Beziehung der Hallstätter Kalk-Schollen im Raum des Sandling zum Umland in Zlambachfazies noch nicht gelöst erscheint, werden wir im folgenden und auf Taf. 4 im wesentlichen der älteren Darstellung von W. MEDWENITSCH (1958) folgen, da starke regionale Gründe für eine tektonische Abtrennung einer bis in die Mitteltrias hinunterreichende Hallstätter Kalk-Entwicklung sprechen. Wir wollen uns den Argumenten von U. WEIGERT (1971) bzw. U. PISTOTNIK (1972; 1975) nicht verschließen, nehmen aber die alten tektonischen Grenzen in der Karte, Taf. 4, auf, die bei Bewahrung des autochthonen Konzepts für den Sandling und begleitende Hallstätter Kalkschollen leichter wegzudenken sind, als die Ergänzung nötiger Grenzen im umgekehrten Falle wäre.

Beginnen wir das Studium der Zlambach-Einheit im Ostabschnitt mit seinen klareren Verhältnissen, über den zwei Untersuchungen neuerer Zeit Aufschluß geben (A. TOLLMANN, 1960 b; W. SCHÖLLNBERGER, 1974). Betrachten wir das Neben- und Übereinander der faziellen wie tektonischen Einheiten des Raumes in einem Querschnitt von der Stirn der Dachsteindecke im Grimming-Mühleckzug im Süden über das Mitterndorfer Becken zum Grundl see im Norden (vgl. Taf. 7, Fig. 10 und Abb. 120): Die Dachsteindecke biegt mit geschichtetem Dachsteinkalk stirnend gegen Norden ab und verschwindet mit Liasgesteinen unter der Wandlkogel-Deckscholle am Südrand des Mitterndorfer Beckens. Der *Wandlkogel* stellt mit seiner Hallstätter Serie in Salzbergfazies, die vom

gipsreichen Haselgebirge bis zum Hallstätter Kalk reicht, einen Bestandteil der Sandlingdecke dar. Er liegt der Dachsteindeckenfront zweifellos auf. Davor bildet im Norden dieser Region Dachsteinkalk mit auflagernden Juraschichtgliedern die Basis des Mitterndorfer Beckens, setzt sich gegen Norden im Steinwandwald und schließlich im Türkenkogelzug mit seiner primären nordgerichteten Faltenstirn fort (A. TOLLMANN, 1960 b, Taf. 4, Fig. 10) – Abb. 94–95 in Band 1 dieser Monographie. Diese Dachsteinkalk-Juramasse, die entgegen E. SPENGLER nirgends in Verbindung zur Dachsteindecke steht, hängt gegen Osten hin mit der Lawinenstein- und Warscheneckgruppe zusammen, bildet also letztlich Bestandteil der tirolischen Warscheneckdecke. Auf diesem tirolischen Sockel lagert nun im Mitterndorfer Becken eine ganze Reihe von sehr gut überblickbaren Hallstätter Deckschollen in Salzbergfazies auch morphologisch auf, die kraft ihrer eindeutigen Faziesentwicklung mit durchlaufenden Hallstätter Kalk-Profilen vom Mittelanis bis in die höhere Obertrias und auch zufolge ihrer tektonischen Position der Sandlingdecke angehören. Hiezu zählen die große Mitterndorfer Deckscholle mit dem Rabenkogel und Krahnstein, dessen Serie vom gipsreichen permischen Haselgebirge bis in den tithonischen Plassenkalk emporreicht, es gehören kleinere Schollen wie Hartlkogel, Schädelkogel und Kumitzberg dazu, es reiht sich die geradezu als ideale Deckscholle fast rundum an ihrem Kontakt abschreibbare Feuerkogel-Röthelstein-Deckscholle mit den reichen klassischen Hallstätter Ammonitenfaunen hier an – vgl. Bd. 2, S. 171.

In der morphologischen Depressionszone vor der landschaftlich markanten Lawinenstein-Türkenkogelstirn des Warscheneck-Tirolikums liegt nun im Grasbergzug südlich des Grundl sees, im oberen Salztal und auf der Tauplitzalm der Ostteil der Zlambachscholle in Zlambachfazies vor. Die Schichtfolge umfaßt hier die kompletteste zusammenhängende Serie vom Werfener Schiefer im Tauplitzalmgebiet bis zum Lias beim Bauernkogel nördlich des Lawinensteins. Das auffälligste Faziesmerkmal dieser Einheit bildet der Umstand, daß die untere und mittlere Trias sowie das Karn noch in einer uns in manchem sogar aus den Kalkvoralpen bekannten Entwicklung auftritt, mit mächtigen Reingrabener Schiefnern, mit Lunzer Sandstein etc., und nur die höhere Obertrias die Hallstätter Faziesmerkmale in Zlambach-Ausbildung aufweist, also Pedatakalk, Pedatadolomit und Zlambachschichten führt, wobei in diesem Teilstück sogar der Hallstätter Kalk fehlt. Der Faziesgegensatz zwischen dem vorher erwähnten, weiter im Süden gelegenen Deckschollenschwarm der Sandlingdecke im Mitterndorfer Becken mit durchlaufendem Hallstätter Kalk-Profil vom Anis bis Nor auf der einen Seite und der faziell vom Mittelanis empor in jedem einzelnen Schichtglied abweichenden Zlambachentwicklung in der Zlambachscholle auf der anderen Seite ist eklatant (Abb. 112). Hier war vom Verfasser (1960 b, S. 87 ff., 92 ff.) der eindeutige Nachweis für die fazielle wie tektonische Unabhängigkeit der beiden verschiedenen Einheiten zu erbringen, die damals als Untere und Obere Hallstätter Decke bezeichnet worden waren. Die Negierung dieser Gegebenheiten durch W. SCHLAGER (1967 a, S. 68), welcher die Existenz und das Nebeneinander dieser zwei faziell vollkommen verschiedenen, tektonisch auch räumlich getrennten Hallstätter Einheiten im Raum Mitterndorf und Grundlsee übergangen hatte, ist heute durch die sich allgemein durchsetzende Erkenntnis der Faziesverschiedenheit des Inhaltes des Hallstätter Nordtroges von jenem des Südtroges überwunden. Andererseits hat W. SCHÖLLNBERGER (1974, S. 145 f., Abb. 7) durch die Erfassung der Verzahnung vom Dachsteinkalk des

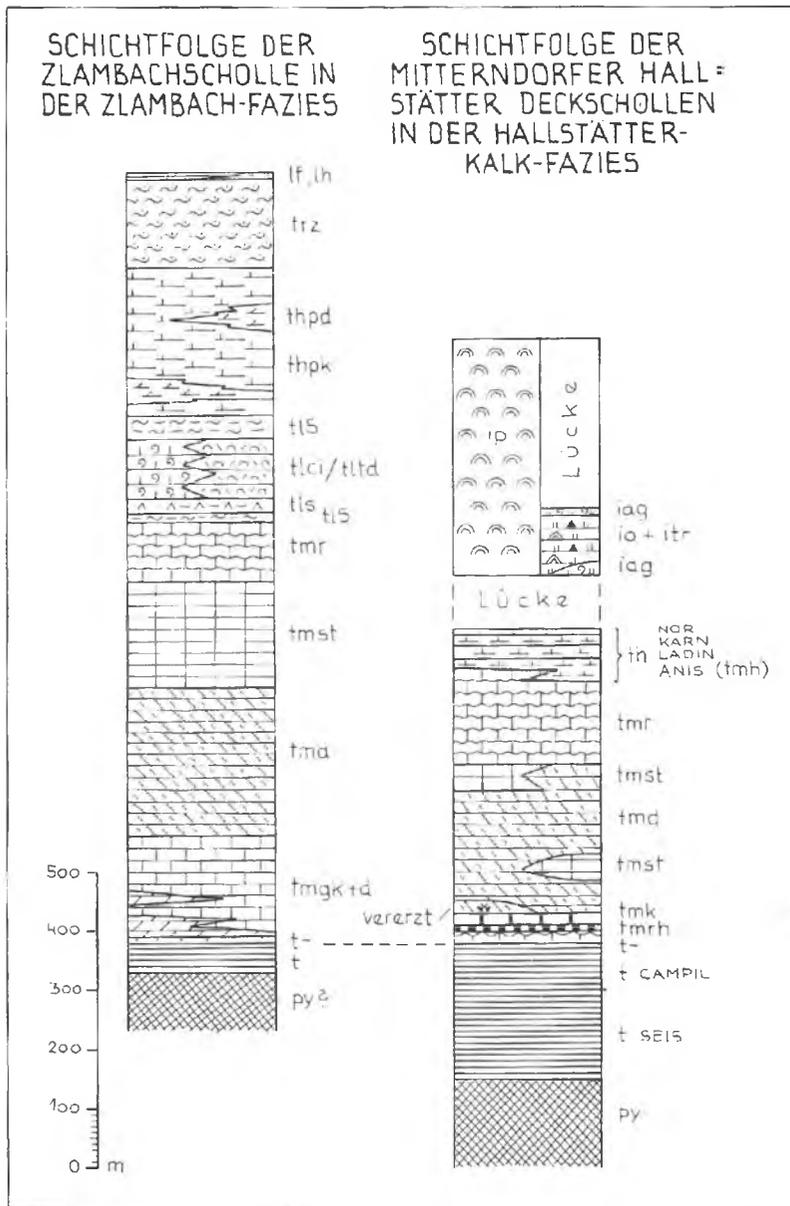


Abb. 112: Der Faziesgegensatz zwischen der Hallstätter Entwicklung in der Mitterndorfer Deckschollengruppe in Salzbergfazies (Hallstätter Kalk-reiche Fazies) und in der durch Zlambachfazies ausgezeichneten Zlambachscholle im Abschnitt Grundlsee-Tauplitz nach A. TOLLMANN (1960 b, Abb. 1), W. SCHÖLLBERGER (1974, Taf. 7) und L. KRYSYŃ et al. (1972, Abb. 5); maximale Mächtigkeiten eingetragen.

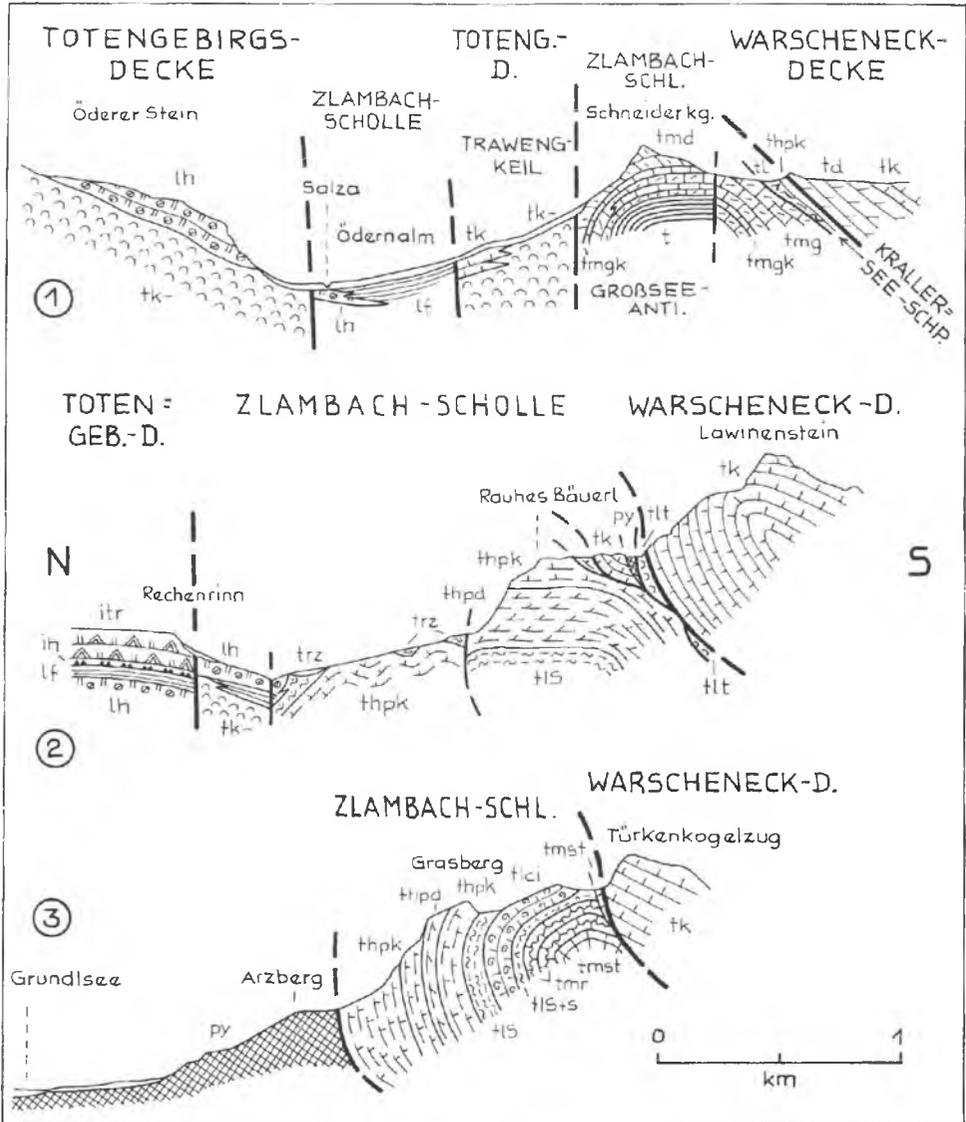


Abb. 113: Profile durch die Zlambachschiele im Gebiet der Tauplitzalm und des Grundlsees nach W. SCHÖLLNER (1974, Taf. 8). Die Namen der tektonischen Einheiten und die üblichen Schichtbezeichnungen sind hinzugefügt.

Totengebirgs-Südrandes im Gebiet des Zwickerkogels und im Salzatal die relativ autochthone Position des Zlambachfazies-Troges in einem Nordkanal höchstwahrscheinlich gemacht, so daß sich hierauf der Verfasser gegenüber der 1960 b, S. 94 f., dargelegten Meinung vom Fernschub dieser „Unteren Hallstätter Decke“ der Vorstellung relativer Autochthonie dieser Zone angeschlossen hat: Die älteren Angaben einer Verzahnung der Pedataschichten dieser Zlambachscholle im Raum der Tauplitzalm mit dem angrenzenden Tirolikum des Lawinensteins (G. GEYER, 1916, S. 224), die E. SPENGLER (1956, S. 53) bereits bewogen hatten, an eine relative Autochthonie dieser Grundlsee-Tauplitz-Zone zu denken, haben sich hingegen als irreal erwiesen (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 94; W. SCHÖLLNBERGER, 1974). Der tektonische Endeffekt, die relative Autochthonie hingegen, ist auf anderem Wege doch belegt worden, wie eben erwähnt.

Die Innenstruktur der Zlambacheinheit im Abschnitt Tauplitz-Grundlsee stellt eine aufrechte (Osten) oder gegen Norden vergente (Westen) Antiklinale dar, vielfach durch Brüche gestört – Abb. 113. Im Tauplitzgebiet bildet der Werfener Schiefer um den Großsee den Kern dieser Antiklinale, deren Südflügel mit Pedataschichten als jüngstes Glied unter die darüber aufgefahrene Stirn des tirolischen Lawensteinzuges aus Dachsteinkalk abtaucht. Dieser Stirn gehört noch die zwischen Bauernscharte und Krallerscharte erhaltene Deckscholle aus Dachsteinkalk über der Hallstätter Serie an. Eine sehr schöne steile Antiklinalstruktur mit Lunzer Schichten und Tisovec-Dolomit im Kern, ummantelt von karnischen Kalken und von Pedataschichten, stellt sich westlich von der Schneckenalm SE vom Grundlsee ein, im Süden noch von einer der Zlambach-Einheit zugehörigen, aber durch Längsbruch getrennten Scholle mit Anisdolomit, Steinalmkalk und Reiflinger Kalk nördlich der Kochalm begleitet. Eindrucksvoll ist die bis steil verkehrt lagernde abgerollte Obertrias in Zlambachfazies dieses Antiklinal-Nordflügels am Grasberg südlich vom Grundlsee, vor der im Norden zusammengestaut der mächtige Gips-Anhydrit-Stock von Wienern als Bestandteil der Sandlingdecke liegt. Das bisher ebenfalls dieser Einheit zugerechnete angrenzende Ressenhorn zeigt aber nach W. SCHÖLLNBERGER (1972, S. A 78) statt GEYERS Hallstätter Kalk nur Dachsteinkalkfazies. Die Herkunft dieser Scholle ist unklar.

Der Westlappen der Zlambach-Einheit setzt jenseits des Tressenstein beim Altaussee See ein und reicht zusammenhängend bis über den Raum Goisern, hier stark durch quartäre Ablagerungen verschüttet. Die Zone besteht nach W. MEDWENITSCH (1958, Kt. Taf. 1) im nördlichen Streifen aus Zlambachmergeln und Liasfleckenmergeln, im südlicheren Abschnitt am Fuß des Sarsteins aus Pötschenkalken (Pötschenpaß, Pötschenwand, Klameckkogel, Dimmelberg sowie Ischlkogel im Süden) und Pedataschichten südlich von Ob. Luppitsch. In diesem Zug der Zlambachmergel liegen die altberühmten Fossilfundpunkte der Fischerwiese bei Luppitsch, am Gr. Zlambach und in den Stambachgräben E Goisern. Nach der Auffassung der Schule L. KOBER tektonisch auflagernd, häufig aber auch durch ein enges Netz von Brüchen eingesenkt, stellt sich auf dieser Unterlage hier noch ein umfangreicher Schwarm von Deckschollen der Sandlingdecke mit Salzbergfazies ein, allen voran die große Scholle von Sandling-Raschberg (vgl. Abb. 119).

Über die Stellung dieser Hallstätter Kalk-Schollen in bezug auf die umgebenden Serien in Zlambachfazies sind in neuerer Zeit widersprechende Meinungen geäußert worden. W. SCHLAGER (1967 a) und U. WEIGERT (1971) bzw. U. PISTOTNIK-WEIGERT

(1975) vertreten im Gegensatz zur oben skizzierten Auffassung die Meinung von der primären Zugehörigkeit der Schollen in Salzbergfazies zum Umland in Zlambachfazies und einer späteren lokalen tektonischen Isolierung mancher dieser Schollen. Obgleich wir heute wissen, daß auch in der Salzbergfazies die Triasserie über die Hallstätter Kalke bis in die Zlambachmergel emporsteigt, ist dies kein zwingender Grund zu einer Zusammenziehung von Salzberg- und Zlambachfazies, da in Gebieten, wo die beiden Einheiten räumlich getrennt vorliegen (Mitterndorfer Becken), eine große Zahl von anderen Faziesgliedern eine Differenzierung gestattet. Die Aufgeschlossenheit dieses Pötschengebietes aber ist so schlecht, daß es äußerst schwer fällt, eine Entscheidung über die tektonische Stellung der Hallstätter Kalk-Schollen dieses Raumes zu fällen. Hier wird vorderhand – trotz des vielleicht vermittelnden, aber ebenfalls gestörten Steinwandlgraben-Profiles – aus regionalen Gründen noch eher an Allochthonie der Sandling-Schollengruppe gedacht, wobei durchaus betont werden soll, daß die Trennung der beiden Faziesserien hier keineswegs so evident wie im Mitterndorfer Raum ist.

#### b) Der Mandlingzug

Der Mandlingzug als östlicher Ausläufer der Werfener Schuppenzone, diese tektonisch dem Tirolikum-Südrand angegliederten Einheit, die aber ab der Obertrias Hallstätter Faziesmerkmale zeigt, gehört – wenn wir die Dachsteindecke mit den an sie anschließenden Hallstätter Südkanal hinter diesen Tirolikums-Südrand abwickeln müssen – einem mittleren Hallstätter Kanal zwischen Tirolikum und Dachsteindecke an, wie R. LEIN (1976) ausgeführt hat (vgl. Abb. 14). Die spärlichen hier erhaltenen Elemente wurden bereits bei Besprechung des Mandlingzuges erwähnt – siehe S. 244 ff.

#### c) Die Sandlingdecke

Dem Hallstätter Südkanal, der primär an den Südrand der abgewickelten Dachsteindecke anschloß, gehört jener Deckschollenschwarm an, der durch eine komplette Hallstätter Kalk-Serie gekennzeichnet ist, die bei völliger Erhaltung vom Mittelanis bis in das Rhät (Sevat) durchläuft. Diese Schollen waren, wie die weithin verfolgbare Verzahnung von mitteltriadischem Hallstätter Kalk in den Südabfällen des Dachsteinstockes anzeigt, in einem jenseits dieses Südrandes folgenden breiten und lange Zeit hindurch voll entfaltenen Hallstätter Kanal, also dem Hallstätter Hauptkanal mit der Hallstätter Fazies in engerem Sinne abgesetzt worden. Diese Südzone lieferte die in grundsätzlich gleichartiger Fazies ausgebildete Scholle des Rettenstein (die noch heute südlich der Dachsteindecke verblieben ist), jene des Plassen samt umgebender Hallstätter Serie (der in allen Einzelheiten dem Rettenstein gleicht), die Deckscholle am Sarstein, die Deckschollen im Mitterndorfer Becken (Röthelstein, Feuerkogel, Mitterndorfer Scholle mit Krahstein, Rabenkogel sowie Wandlkogel). Möglich, wie erwähnt aber noch umstritten, ist die Einreihung der Hallstätter Kalkschollen zwischen Ischl, Raschberg und Sandling in diese Einheit.

Der Verfasser nimmt heute entgegen seiner früheren, an L. KOBER anknüpfenden Auffassung von einer primären tektonischen Unterlagerung dieser Sandlingdecke unter der Dachsteindecke doch im Sinne von E. SPENGLER an, daß diese Elemente in Salzbergfazies zuerst von Süden her über die Dachsteindecke transportiert worden sind und dann manche vor ihrer Stirn angekommenen Partien der Sandlingdecke (nicht der Zlambachschuppe)



Abb. 114: Vor den Südwänden des aus gut geschichtetem Dachsteinkalk bestehenden Dachsteinmassivs (rechte Bildseite) liegt als Hallstätter „Zeugenberg“ der Rettenstein vorgeschaltet (Mitte links im Bild). Diese Hallstätter Scholle in Salzbergfazies mit mächtigem Plassenkalk im Gipfelaufbau war wohl auch ursprünglich im Hallstätter Südkanal südlich der Dachsteinmasse beheimatet. Dahinter dehnt sich am Bild das weniger akzentuierte Werfener Schuppenland aus, rechts im Hintergrund vom Tennengebirge, am Horizont in der Mitte vom Hochkönig überlagert.  
Luftphoto von L. BECKEL.

in sekundärer Bewegung eingewickelt worden seien. Die Ursache für diese Umstellung liegt 1. in der Entdeckung einer Hallstätter Scholle auf dem Plateau der Dachsteindecke durch G. SCHÄFFER (1971; 1972, S. A 68), nämlich der verkehrt lagernden Scholle am Sarstein, der sich dann auch die am Nordrand der Dachsteindecke auflagernde Hallstätter Scholle des Wandkogels SW Mitterndorf (wo trotz erneuter Suche leider keine Vergenzanzeiger auffindbar waren) und auch der Plassen in ihrer Stellung anfügen. Sie beruht 2. darauf, daß die von O. GANSS et al. (1954, S. 46)

gemeldeten „roten Reiflinger Kalk“ des Dachsteinsüdabfalles, die in der Vergangenheit wiederholt als Anklang an Schreyeralmkalk bzw. Hallstätter Kalk gewertet worden sind, nach R. LEIN (1976, S. 212) tatsächlich eine mit Dachsteinkalk verzahnte, 20 km lang verfolgbare, im wesentlichen ladinische bis cordevolische Hallstätter Kalk-Einschaltung im Wetterstein/Tisovec-Kalk darstellen und daß auch noch weiter im Osten, am Stoderzinken bei Gröbming, nach diesem Autor violetter und roter, ebenfalls durch Conodonten belegter Hallstätter Kalk am Südrand der Dachsteindecke auftritt. Dadurch ergibt sich hier eine natürliche Anknüpfung des südlichen Hallstätter Kanals mit seinem mitteltriadischen Hallstätter Kalk-Anteil. Es folgen nun einige nähere Angaben über die erwähnten Teilstücke der Sandlingdecke, im Süden beginnend.

1. Der **Rettenstein** (Taf. 7, Fig. 11) liegt als offenbar zurückgebliebene und wahrscheinlich südvergent eingeklemmte große isolierte Scholle der Sandlingdecke SW vom Dachstein (Abb. 114). Nach den wichtigen Entdeckungen von F. TRAUTH (1925, S. 185 ff.; 1927, S. 58) in diesem Gebiet ist eine Detailkartierung des Rettensteins im Zuge der sorgfältigen Dachsteinkarte von O. GANSS et al. (1954, S. 24 ff., Kt.) und eine eingehende Beschreibung der Schichtfolge und der Ammonitenfauna des Lias durch A. TOLLMANN (1960 b, S. 111 ff.) vorgenommen worden. Neuere Beiträge zur Ammonitenfauna des Lias stammen von K. HIRSCHBERG & V. JACOBSHAGEN (1965) und zum Alter der Hallstätter Kalk-Linsen von R. LEIN (1975). Der Rettenstein stellt demnach eine Hallstätter Scholle in Salzbergfazies mit einer Schichtfolge vom gipsführenden Haselgebirge über verschiedene triadische Schichtglieder einschließlich den durch Conodonten belegten ladinischen Hallstätter Kalken SW der Bachleralm am SE-Fuß des Berges und beim Sulzenhals am NE-Rand sowie des norischen Hallstätter Kalkes im Weitenhausgraben-Ansatz auf der Südseite bis zum fossilreichen Liasfleckenmergel, Adneterkalk, Malmradiolarit und Plassenkalk, der den hellen Gipfelaufbau bildet, dar. Der Rettenstein liegt tektonisch der Werfener Schuppenzone auf, wobei das vielfach erhaltene basale Haselgebirge dieses Bergstockes über mitteltriadischem Dolomit oder Reichenhaller Rauhwacke überschoben ist.

2. Der **Plassen** westlich oberhalb von Hallstatt und die ihn umgebende, zweifellos zugehörige Hallstätter Serie in Salzbergfazies (Typlokalität) seiner Umgebung stellen das genaue fazielle, stratigraphische und fossilmäßig belegte Gegenstück zum Rettenstein, 13 km nördlich von letzterem, ringsum umrahmt von der Dachsteindecke, dar (Taf. 7, Fig. 11). Nach der eingehenden monographischen Beschreibung durch E. SPENGLER (1919 a) wurden dem Plassen und seiner Umgebung nochmals durch O. GANSS et al. (1954, S. 71 ff., Kt.) und durch G. SCHÄFFER (1971) eingehende Studien gewidmet. In der Zwischenzeit erfuhr er außerdem die vielfältigsten Deutungen im Zusammenhang mit großtektonischen Überlegungen bei verschiedenen Autoren seit E. HAUG über L. KOBER und R. STAUB bis W. MEDWENITSCH u. a.

Auf Grund der fast idealen Homologie in Schichtfolge, Fazies und Fossilführung zum Rettenstein sowie dem Kontrast zur Umgebung in Dachsteinkalk-Lagunenfazies kann zunächst kein Zweifel bestehen, daß die Plassenscholle aus dem gleichen südlich beheimateten Hallstätter Gesteinsstreifen wie der Rettenstein abstammt. Zu entscheiden gilt nun die Frage, ob die Plassenscholle von der Dachsteindecke überfahren und durch Salzauftrieb und Bruchtektonik hochgequollen ist, ob sie als vorgosauisch überschobene, am Rücken der Dachsteinmasse aufruhende Deckscholle zu werten ist, ob sie

im Sinne von R. STAUB (1924) als ein zunächst von der Dachsteindecke überschobener Hallstätter Bereich aufzufassen ist, der dann in sekundärer Nachbewegung wiederum von Süden her dieser Dachsteindecke aufgeritten ist, ob sie durch Seitenverschiebung an Brüchen weithin aus dem Westen zu holen sei (G. SCHÄFFER, 1971) oder ob sie etwa als Gleitscholle bereits in jurassischer Zeit von Süden her über die Dachstein-Einheit eingeglitten wäre (G. SCHÄFFER, derzeit) – vgl. Abb. 116. In stratigraphischer Hinsicht umfaßt die Plassenscholle salzreiches Haselgebirge (Hallstätter Salzberg), eine komplette Trias in Salzbergfazies und einen mächtigen, bis zum Plassenkalk reichenden Jura. In tektonischer Hinsicht liegt sie am Südrand und Nordrand eindeutig der Dachsteindecke auf, der Westrand wird durch Gosau verhüllt, der Ostrand im Bereich des Hallstätter Salzberges durch Längs- und Querbrüche gebildet. Auf Grund dieser Verhältnisse wäre an der Auflagerung der Plassen-Scholle über der Dachsteindecke nicht zu zweifeln, wenn nicht einerseits regionale, großtektonische Überlegungen der Richtung HAUG-KOBER als Einwand geltend gemacht worden wären und wenn nicht das Haselgebirge bis tief unter den Obertrand der rahmenden Dachsteinkalke im Hallstätter Erbstollen angetroffen worden wäre (L. KOBER, 1950, S. 165) – da man häufig lieber der Meinung huldigt, daß salzführende Schichten bei tektonischer Beanspruchung Auftrieb entwickeln, also aufsteigen, sich aber nicht an Brüchen in die Tiefe einsenken lassen –, was sicherlich nicht generell zutrifft. Obgleich die Frage nach wie vor nicht endgültig entschieden erscheint, spricht aus den regionalen Verhältnissen heute wesentlich mehr dafür, daß die Plassenscholle von Süden kommend über die Dachsteindecke transportiert worden ist, die sichtbare Auflagerung demnach der primären Transportphase und nicht sekundärem pilzförmigem Herausquellen über die Ränder zu verdanken ist und an den Brüchen, die den Salzberg rahmen, eine Absenkung der Scholle erfolgte. Gegen die Herbeiholung aus dem Gebiet westlich der Dachsteindecke an riesigen Seitenverschiebungen spricht das Enden der Bruchsysteme noch im Raum des Salzberges, während in anderem Falle eine enorm weite Fortsetzung solcher Riesengleitschienen erforderlich wäre. Für die Auffassung des seitlichen Einschubes (Eingleitens) der Plassenscholle spricht unter anderem auch die wichtige Entdeckung von G. SCHÄFFER (1971, S. 145, Abb. 61), daß im SW-

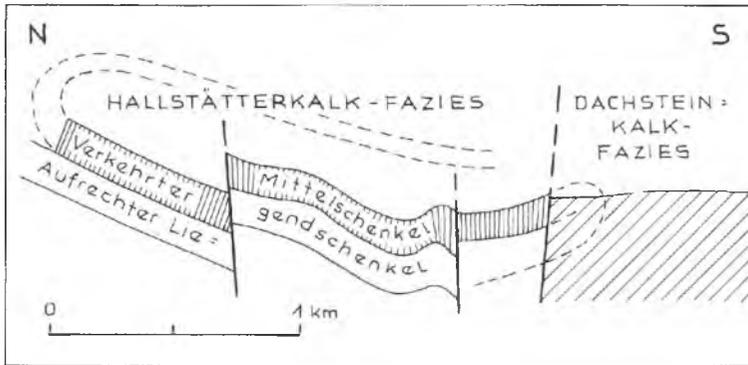


Abb. 115: Die verkehrte Hallstätter Triasserie der Plassenscholle am Plankensteinplateau SW vom Plassen bildet den Mittelschenkel einer riesigen nordgetriebenen Falte – nach G. SCHÄFFER (1971, Abb. 61).

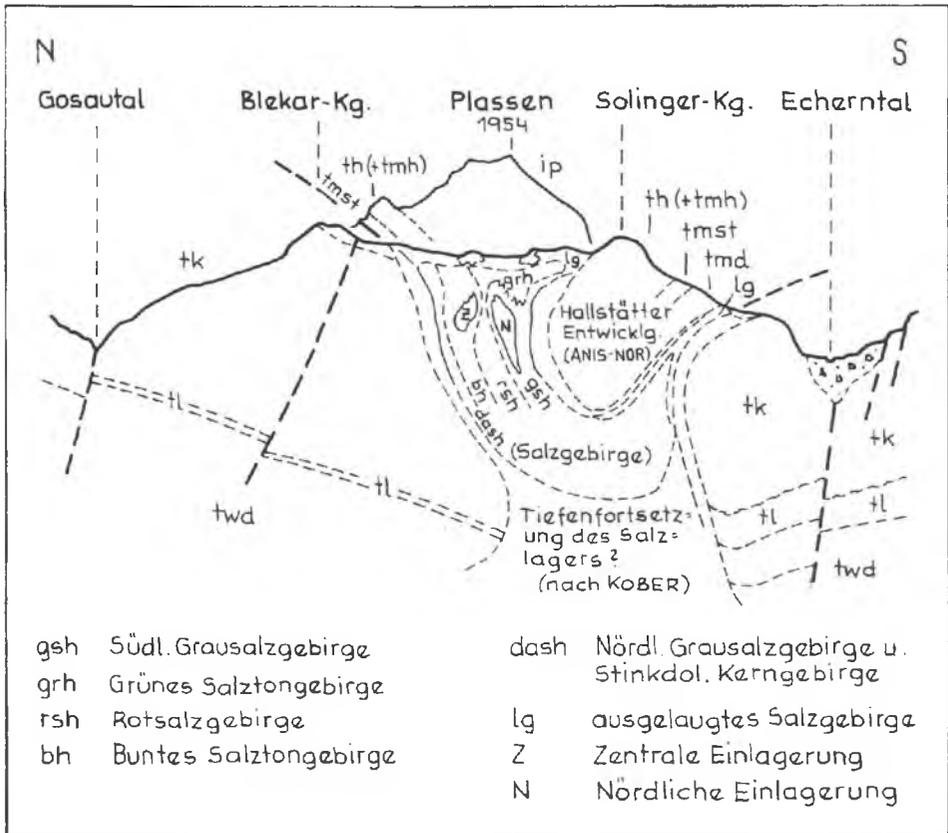


Abb. 116: Der Hallstätter Salzberg nach O. SCHAUBERGER (1955, Abb. 2).

Teil der Plassenscholle am Plankensteinplateau SW des Plassen die Hallstätter Trias in einer Breite von 2 km verkehrt lagert, also hier der nordvergente Mittelschenkel einer Riesenfaltenstruktur erhalten geblieben ist – Abb. 115.

In tektonischer Hinsicht gliedert sich die Plassenscholle nach G. SCHÄFFER (l. c.) in vier Teilschollen: a) das erwähnte Plankensteinplateau mit seiner 2 km breiten verkehrt lagernden Triasserie und dem darunter noch erhaltenen aufrecht lagernden Liegendschenkel einer gewaltigen Falte, deren Hangendschenkel abgetragen ist. Im Süden ist diese Scholle durch einen Bruch zum Dachsteinkalk des Plateaus hin begrenzt, im Norden durch den Roßalpenbruch zum Plassenstock. b) Die Teilscholle des Solingerkogels östlich des Lauterbach-Einschnittes bildet die in ihrer Nordfaltung abklingende Ostfortsetzung des Plankensteinplateaus: Ihr Westabschnitt zeigt im Keifen-eck noch eine gegen Norden überkippte Falte mit einer verkehrten Triasserie im Nord-abfall, ihr Ostteil im Sommeraukogel weist im Nordschenkel der Antiklinale nur mehr steiles Nordfallen auf. Auch diese Scholle ist im Norden gleichermaßen durch den Roßalpenbruch begrenzt, der „Zwischen den Kögeln“ weiterläuft und dann wohl

auch im Südrandbruch des Hallstätter Salzberges mitvertreten ist. c) Die Scholle des Hohen Plassen stellt sich als eingesenkter Klotz von Malmkalk nördlich des Roßalpenbruches ein. In Fortsetzung dieser Einsenkungszone liegt im Osten der Hallstätter Salzberg mit seiner intensiven Salztektunik (Abb. 116). d) Wiederum durch einen gegen Osten hin mehr und mehr wirksam werdenden Bruch ist die nördlichste Scholle, jene der Schreyeralm, abgegrenzt, die im Westen aus einer Triasmulde besteht, welche gegen Osten hin nur mehr auf Reste des Nordschenkels reduziert ist.

Der Einschub der Plassenscholle als Ganzes muß jedenfalls vorgosauisch erfolgt sein, wie die Gosautransgression über den Brietalbruch hinweg über Dachsteindecke und Plassenscholle bezeugt (E. SPENGLER, 1924 a, S. 112).

Das Auftreten von Zlambachschichten und Liasfleckenmergeln als taube Schollen tief im Inneren des Hallstätter Salzberges kann durchaus auch als eine tektonische Einbeziehung von Spänen der Zlambach-Einheit aus dem Liegenden der hier durchlöcherten Dachsteindecke in der Basis der aus dem Hangenden stammenden Plassenscholle betrachtet werden, da ja die Plassenscholle sehr früh an Ort und Stelle war und bei einem sekundären Nachschub diese Zlambachspäne im Haselgebirgskörper aufgenommen werden konnten (Abb. 117).

3. Die Gruppe der Zwieselalmschollen, wie das Ensemble der Zwieselalm-, Thörleckscholle und Kesselwandscholle NW vom Gosaukamm genannt sei, bildet nach ihrer Lagerung und Fazies ein genaues Pendant des Plankensteinplateaus 7 km westlich von diesem: Sie zeigen ebenfalls Hallstätter Fazies, sie sind im Süden ebenfalls bruchtektonisch gegen die Dachsteinkalkmasse der Dachsteindecke abgegrenzt, und sie bilden ebenfalls eine riesige verkehrt liegende Triasmasse ohne Erhaltung des einst

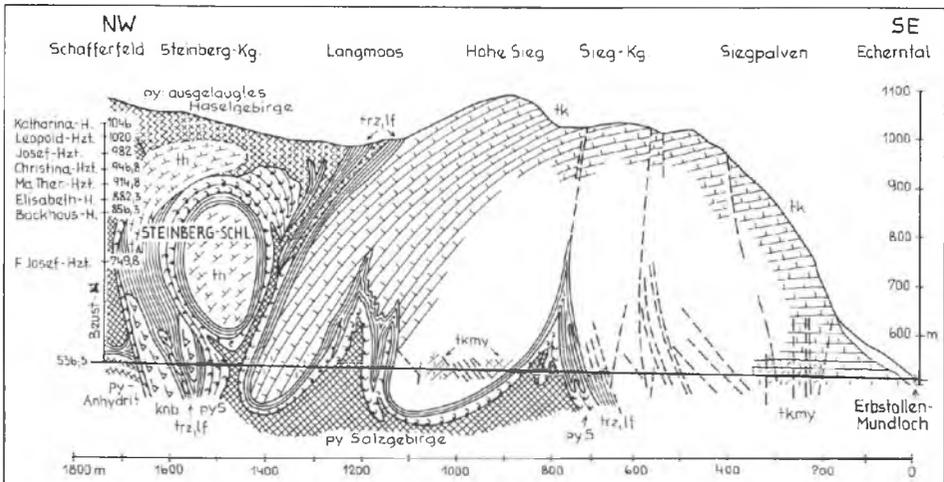


Abb. 117: Längsprofil durch den Hallstätter Erbstock nach O. SCHAUBERGER, 1952 (aus W. MEDWENITSCH, 1958 a, Taf. 9). Das Profil des Erbstockens hat die Dachsteinkalke der Dachsteindecke des Siegkogels durchquert und dahinter die intensive Durchdringung des Salzberges und seiner Randschieferzonen mit dem Rahmen aufgeschlossen. Das Bild zeigt ferner die tektonische Einlagerung von Hallstätter Kalk-Schollen im Haselgebirge und die Position der einzelnen Horizonte des Salzberges.



normal auflagernden Faltenschenkels. Diese weitgehenden Analogien, die Position beider Teilstücke am Südrand des Beckens von Gosau an der gleichen Einrißstelle der Dachsteindecke, ferner auch zahlreiche spezielle fazielle Gemeinsamkeiten in der Hallstätter Entwicklung, unter denen nur etwa das Auftreten der bunten Hallstätter Dolomite und Hornsteinknollen-Dolomite über dem hellen massigen Mitteltriasdolomit (Plankensteinplateau – G. SCHÄFFER, 1971, S. 47; Zwieselalmschollen – W. SCHLAGER, 1967 b, S. 22c) erwähnt sei, also der Übergang von der Salzbergfazies zur Zwieselalmfazies (A. TOLLMANN, Band 2 dieser Monographie, S. 512 ff.), binden diese beiden Hallstätter Schollen in deutlicher Art. Die Herausarbeitung dieser nicht zufälligen, sondern durch so viele Einzelfakten gestützten ursächlichen Beziehung zwischen den verkehrten Serien des Plankensteinplateaus und der Zwieselalmschollen hilft für das Verständnis der Stellung letzterer entscheidend weiter.

W. SCHLAGER (1967 b, S. 207) hatte nochmals das heutige Nebeneinander von Lammer-Einheit, Schollen der Sandlingdecke des Zwieselalmgebietes und Dachsteindecke als primäres Nebeneinander der verschiedenen Fazien auf engstem Raum gedeutet, hatte angenommen, daß es hier keine vorgosauischen Bewegungen gegeben hätte und durch bloße nachgosauische Lokalverschiebungen gegen Süden, gegen NW, an Bruchstörungen etc. diese komplizierte Situation erklärt werden könne. Die Untersuchung von zahllosen orientierten Schriffen aus verschiedenen Abschnitten der Zwieselalmscholle durch A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T. (1970, S. 99) hat gezeigt, daß die Teilschollen in Hallstätter Fazies um die Zwieselalm nicht eine Am-Platz-Struktur, eine Pilzfalte im Sinne von W. SCHLAGER (1967 b, Taf. 17) bilden – Abb. 118, sondern daß hier eine durchgehende, allochthone, verkehrte Serie großen Ausmaßes vorliegt, die erst in ihrem Stirngebiet, im Raum der Schönau-Schollen – wenn man diese noch dazu rechnen kann –, in aufrechte Lagerung übergeht.

Es wurde hiebei (1970, S. 101) aber auch festgestellt, daß tatsächlich Faziesanklänge zwischen den Zwieselalmschollen einerseits und sowohl der Lammereinheit als auch der Dachsteindecke im Gosaukamm andererseits verspürbar sind: Dieser Umstand kann nicht nur durch eine Autochthonie der heute nebeneinanderliegenden Schollen erklärt werden, sondern, wie vom Verfasser in Bd. 2, S. 505, dargelegt, wäre dieser Fazieseinfluß bei Abwicklung im Sinne der Deckenlehre auch durch eine quere, nordsüdlich laufende Verbindung zwischen Nord-, Mittel- und Südkanal des Hallstätter Raumes westlich von der Dachsteinmasse zu erklären, in der die hier zur Ausbildung gelangte Zwieselalm-Subfazies der Hallstätter Entwicklung ihren Einfluß in die angrenzenden Räume geltend machte. Bezieht man etwa die Sandlingdecke als Ganzes, also auch den Plassen, von der Region am Südrand der Dachsteindecke, dann muß man ebenso die Zwieselalmschollen von der Südwestseite des Gosaukammes beziehen (wobei die Allochthonie dieser Schollen übrigens bereits aus der riesigen Verkehrtserie hervorgeht). Hallstätter Einflüsse in Form der Pedatakalke spezieller Prägung, sogenannte Gosauseekalke, sind ja auch auf der Südwestseite des Gosaukammes vorhanden.

Abb. 118: Die Deutung der Zwieselalmscholle vor dem Gosaukamm im Bereich Gablonzer Hütte-Hühnerkogel als Pilzfalte auf der Darstellung von W. SCHLAGER (1967 b, Taf. 17). Die durchgehend verkehrte Lagerung der Serie dieser Scholle auch im Querschnitt nördlich des Donnerkogels zeigt aber, daß keine Pilzstruktur, sondern ein Verkehrtchenkel einer Großfalte vorliegt, analog dem Gegenstück am Plankensteinplateau (vgl. Abb. 115) östlich davon.

Zum Aufbau der Hallstätter Schollen im Raum der Zwieselalm sei kurz folgendes referiert (Taf. 7, Fig. 12): Der westliche Rahmen der Schollengruppe im Buchbergriedel und Riedelkar wird durch eine zusammenhängende Serie vom Haselgebirge bis zum Hallstätter Buntdolomit des Grenzgebietes Ladin/Karn aufgebaut. Die darin im SE angrenzende Kesselwandscholle besteht aus einer verkehrten Serie aus Pedataschichten (Gosauseekalk) im Hangenden, norischem Dachsteinkalk und rhätischen Zlambachmergeln gegen Liegend, welche letztere bekannte Fossilfundpunkte enthalten (Hammertanger, Schneckenraben). Zum Donnerkogel hin ist die Kesselwandscholle bruchtektonisch abgegrenzt und paßt zufolge ihrer verkehrten Serie auch nicht zu diesem bis zum Gipfel aus norischem Dachsteinkalk bestehenden Klotz. Die Zwieselalm-Thürleckscholle, die sich – wiederum durch Brüche gestört – NE der Kesselwandscholle anschließt, zeigt im Gipfelniveau massigen anisichen Dolomit und in den gegen SE und NE gerichteten Abhängen immer jüngere Schichtglieder als Verkehrtserie mit Reiflinger Kalken, Halobienchiefern, Cidariskalk, Pedatakalk (der im Norden westlich der Kleinedalm in Pötschenkalke übergeht) und Zlambachmergeln. Die Einheit ist nachgosauisch gegen NE auf die angrenzende Gosau aufgeschoben. Als dritte Gruppe von Hallstätter Schollen liegen noch NW des genannten Raumes in der Schönau um die Glockaualm Klippen aus rotem obertriadischem Hallstätter Kalk, deren Verhältnis zum unterlagernden Mitteltriasdolomit durch Moränen verschleiert wird. Einzelheiten über diese Schollenregion brachten zuletzt die Arbeiten von W. SCHLAGER (1967 b) und A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T. (1970).

4. Die Schollenreihe der Sandlingdecke vor dem Nordrand der Dachsteindecke zwischen Ischl und Mitterndorf. Beginnen wir die Besprechung im Westen, so ist zunächst festzuhalten, daß die westlichste Scholle von roten Kalken im Bereich des Nussensees bei Strobl/Wolfgangsee bis zum Burgfels von Wildenstein S Ischl, die bisher als Hallstätter Kalk-Scholle angesehen wurde, von B. PLÖCHINGER (1973 a, S. 25; 1973 b, S. A 49 f.) als rot verfärbter, Thecosmilienführender, oberrhätischer Riffkalk der Stirnregion der Dachsteindecke am Nordrand der Gamsfeldmasse verkannt wurde. Doch verbleibt auch nach diesem Autor (l. c., S. A 49) noch eine zur Hallstätter Serie gehörige Gesteinspartie im Bereich des Nussensees mit Haselgebirge, Reiflinger Kalk und Wettersteindolomit auf Gosaugesteine aufgeschoben. Ab dem Raum Ischl setzt die Sandlingdecke mit Haselgebirge, mit Hallstätter Kalk (Siriuskogel) und begleitenden Triasgesteinen wiederum ein. Auch die tektonisch und morphologisch isolierten Schollen aus Plassenkalk um Ischl (Jainzen, Kalvarienberg etc.) sind im Sinne von W. LEISCHNER (1959, S. 85; Taf. 2) als Bestandteil dieser Hallstätter Zone (Sandlingdecke) und nicht als Tirolikum anzusehen. Dies haben die prächtigen Aufschlüsse am Beispiel des Jainzen im Bereich der Umfahrungs-Straßenkreuzung nördlich von Ischl gezeigt: Dort lagert über den brekzienreichen Kreide-Serien des Talgrundes mächtiger reiner Gips und eindeutig darüber der hier an der Basis rot gefärbte, an *Clypeina jurassica* FAVRE reiche Malmkalk des Jainzen. Eine Salinenbohrung südlich von Ischl hat unter dem Haselgebirge das Neokom des Tirolikums angefahren und auch dort die Allochthonie der Hallstätter Serie bestätigt.

Die bisher als Bestandteil der Sandlingdecke aufgefaßte Scholle zwischen Perneck und Lauffen südlich von Ischl ist im Zusammenhang mit dem Ischler Salzberg näher erforscht und zuletzt von W. MEDWENITSCH (1958, S. 149 ff.) dargestellt

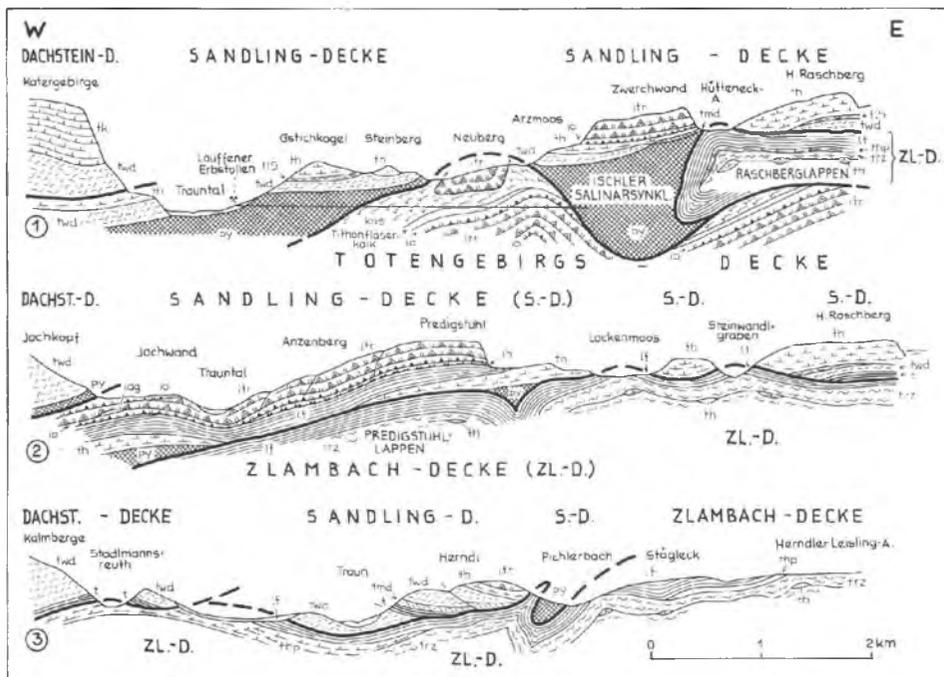


Abb. 119: Längsprofile durch die Hallstätter Zone im Raum Ischl-Pötschengebiet nach W. MEDWENITSCH (1958, Taf. 3). Stratigraphische und tektonische Bezeichnung sind getreu der Auffassung von W. MEDWENITSCH wiedergegeben, da von späteren Bearbeitern des Gebietes noch keine Profile publiziert wurden.

worden. Die tirolische Unterlage mit der berühmten hochneokomen wildflyschartigen Ischler Brekzie als jüngstes Schichtglied ist noch mitten unter dieser großen Hallstätter Scholle durch den Lauffener Erbstollen angefahren worden (l. c., S. 155). Die Serien obertags zwischen Predigtkogel und Steinberg im Osten und Lauffen im Westen bestehen aus Mitteltriasdolomit und einem bisher als Hallstätter Kalk angesprochenen hellgrauen Kalk, der aber nach seiner Lithologie mit Dolomitlaminiten, mit Megalodonten und Korallen (U. PISTONIK, Vh. GBA., 1972, S. A 57) als Dachsteinkalk zu werten ist. Die Einordnung dieses Lappens als eine Schuppe der Dachsteindecke erscheint wahrscheinlich. Durch eine Überschiebung davon getrennt folgt im Süden der von W. MEDWENITSCH (1958, S. 160 ff.) der Sandlingdecke zugeordnete, WSW-ENE-ziehende, durch die Malmkalkstufe in der Landschaft weithin verfolgbare Jurakalkzug, der unter dem Ostrand der Dachsteindecke unter der Weißenbach-Antiklinale mit der Jochwand westlich der Traun hervorkommt, mit der Ewigen Wand östlich davon fortsetzt und zum Rosenkogel emporzieht. Über Liasfleckenmergeln folgen hier Doggerkieselschiefer, Oberalmer- und Tressensteinkalk.

Die größten Schollen der Sandlingdecke im Abschnitt zwischen Goisern und Aussee stellen die Raschbergscholle und der Sandling dar. Die Raschbergscholle, 6 km ENE Goisern, wird hauptsächlich aus mittel(?)- bis obertriasischem Hallstätter Kalk

aufgebaut, der im Leislingkamm und Millibrunnkogel altberühmte Fossilagerstätten enthält. Die tektonische Position innerhalb des umlagernden Zlambachschiefer- und Liasfleckenmergellandes der Zlambach-Einheit wurde durch W. MEDWENITSCH (1958, S. 166 ff.) durch Werfener Schiefer an der Südbasis und tiefe Trias am Ostrand im Bereich der Vd. Sandlingalm sowie durch den angeblich meist angrenzenden Liasfleckenmergel markiert. Besonders am Nordrand des Raschberges ist die Überschiebung gut faßbar – Abb. 119.

Nach der Neuuntersuchung des Gebietes durch U. WEIGERT (1971, S. 86) = U. PISTOTNIK (1972; 1975) ist eine deckentektonische Trennung von Sandlingdecke und Zlambach-Einheit in diesem Gebiet abgelehnt worden: Zunächst ist der Übergang von steil südfallendem Hallstätter Kalk des Schneckenkogels am Südrand der Raschbergscholle ENE der Ob. Leislingalm zu den im Süden anschließenden Zlambachmergeln aufgeschlossen, wovon sich auch der Verfasser überzeugen konnte. Ferner sei ein Übergang vom Hallstätter Kalk des Westabschnittes der Raschbergscholle zu Pötschenkalken und von diesen zu Zlambachmergeln im Steinwandlgraben SW der Hütteneckalm zu sehen. Der erwähnte Zusammenhang von Pötschenkalk zu Zlambachmergeln im Steinwandlgraben ist sichtbar, inwieweit diese an Brüchen ganz zerhackte Pötschenkalkscholle des Steinwandlkogels mit der bruchtektonisch davon getrennten Hauptmasse der Raschbergscholle zusammenhängt, bleibt aber unsicher. Die Serie des Steinwandlkogels zeigt auch fazielle Unterschiede zum benachbarten Raschberg (U. PISTOTNIK, 1975, S. 149). Daß auch die Salzbergfazies der Sandlingdecke im Hangenden der Hallstätter Kalke noch Zlambachmergel führen kann, wissen wir heute von mehreren Stellen (vgl. U. PISTOTNIK, 1975, Taf. 2, S. 150). Dies ist aber kein absoluter Einwand gegen die Existenz der beiden in der Mitteltrias und der übrigen Obertrias faziell verschiedenen Einheiten. Wenn allerdings die Mitteilung von G. SCHÄFFER (1972, S. A 69) zutrifft, daß die mit dem Oberjura einsetzende Kalkplatte des Höhersteinplateaus nördlich vom Sandling und Raschberg mit einer Serie ab Dogger (?) sedimentär einerseits auf den begleitenden nördlichen Hallstätter Randschollen von Sandling-Raschberg und andererseits über dem Tirolikum des Toten Gebirges aufsetzt, dann wäre eine Zugehörigkeit dieser Raschberg-Sandling-Scholle zum Hallstätter Nordkanal, zur Zlambach-Einheit, erwiesen – falls man nicht zur Hypothese von jurassischen Ferngleitungen ganzer Schollen greift.

Die im Osten an die Raschbergscholle angrenzende große Sandlingscholle, namengebend für die zugeordnete Decke, hat eine noch wesentlich kompliziertere Schichtfolge, die vom mächtigen Haselgebirge der Ausseer Salinarmulde SE des Sandling über einen Hallstätter Kalk-Saum (Kritkogel, Dietrichkogel, Rehkogel, Pötschenstein etc.) zur Jurakappe mit Liasfleckenmergeln, Kieselschiefern, Oberalmer-, Tressenstein- und Plassenkalken führt. Die Scholle ist vom Raschberg offenbar durch einen Bruch unter der Sandling-Bergsturzbahn getrennt. Die Verhältnisse des Ausseer Salzberges, Bestandteil dieser Decke, hat W. MEDWENITSCH (1958, S. 168 ff.) eingehend beschrieben. Auf die zahllosen kleineren Schollen dieser Decke, die im schlecht aufgeschlossenen Gelände östlich von Goisern diese Hauptschollen begleiten, kann hier nicht eingegangen werden.

Die Deckschollengruppe der Sandlingdecke im östlichen Salzkammergut wird durch die Röthelstein-Feuerkogel-Scholle NE ober Äußere Kainisch er-

öffnet. Durch den Ammonitenreichtum der karnisch-norischen Hallstätter Kalke des Feuerkogels, deren stratigraphische Gliederung durch L. KRYSŤYN (1973, S. 115 ff.) heute in allen Einzelheiten bekannt ist, ist diese Scholle berühmt geworden. Der Deckschollencharakter ist in geradezu idealer Weise überblickbar, da die Basalfläche, durch Werfener Schiefer und Haselgebirge über Jura- oder Obertriasgesteinen markiert, rings um den Bergstock herum verfolgbar ist. Im Sockel (Kamp-Feuerkogel) baut eine Hallstätter Kalk-Serie über den basalen, im Anis dolomitreichen Gliedern eine durchlaufende Folge

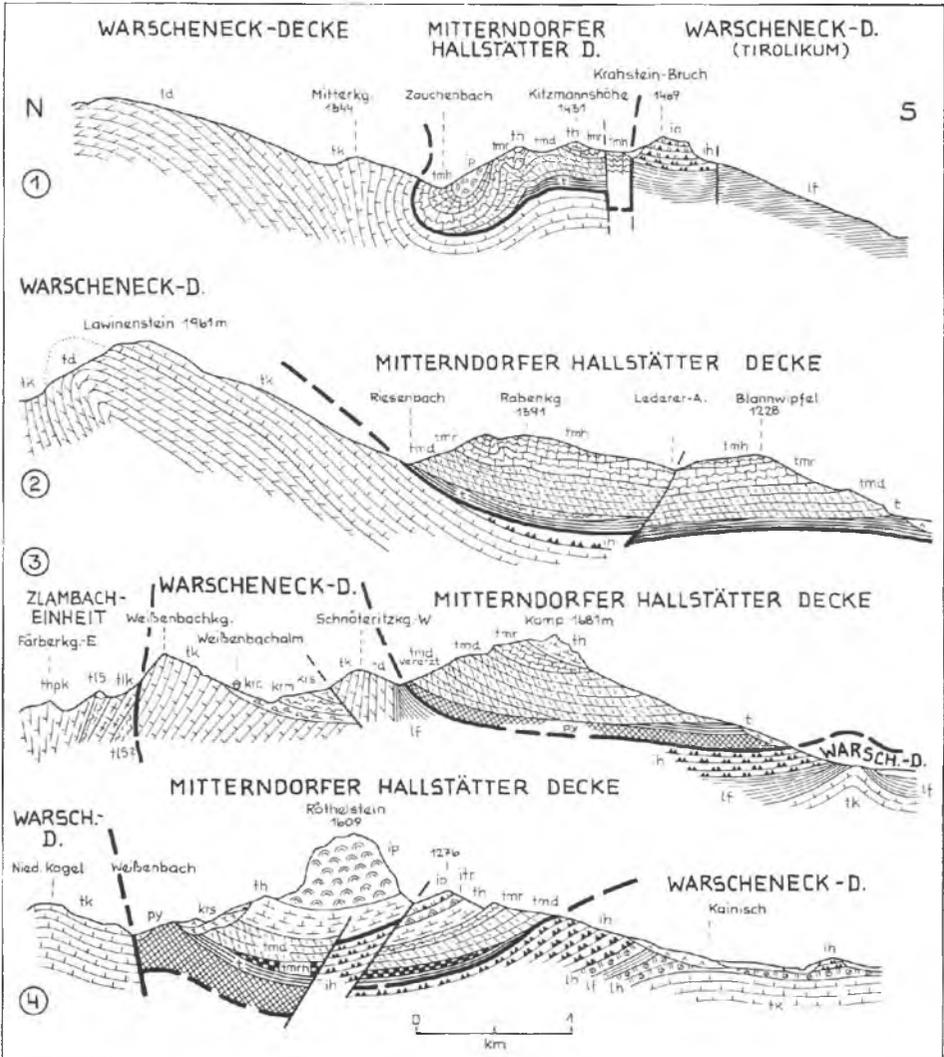


Abb. 120: Profile durch die Mitterndorfer Hallstätter Deckschollengruppe im östlichen Salzkammergut nach A. TOLLMANN (1960 b, Taf. 3). Die tektonische Auflagerung über dem Tirolikum der Warscheneckdecke kommt klar zum Ausdruck.

vom Mittelanis bis ins untere Nor auf. Mit einer Bewegungsfläche liegt darüber im Oberbau des Röhelsteinstockes Oberjura mit verschiedenen, im Plassenkalk gipfelnden Schichtgliedern auf (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 108, Taf. 2) – Abb. 120.

Neben kleineren Hallstätter Kalk-Schollen um Obersdorf liegen in der Rabenkogel-Krahstein-Berggruppe NE von Mitterndorf weitgehende Analogieverhältnisse vor. Wiederum stellt sich über dem Jura des Tirolikums westlich der Ortschaft Tauplitz zunächst eine Triasserie in Hallstätter Kalk-reicher Salzbergfazies ein, darüber setzt im Krahsteingipfel mit primärer Schichtlücke Plassenkalk auf (E. FLÜGEL, 1964 – die dort gezogenen tektonischen Folgerungen nach der Entdeckung des Plassenkalkes haben sich nicht bewahrheitet – Abb. 82 in Band 1 dieser Monographie). Ein bedeutender SW-NE-Bruch hat diese Hallstätter Scholle am Ostrand bei der Bergeralm in den tirolischen Sockel eingesenkt.

Südwestlich von Mitterndorf liegt auf der gegen Norden stirnenden Dachsteinkalkplatte samt Lias der Dachsteindecke im Wandlkogel eine Hallstätter Deckscholle der Sandlingdecke auf. Diese Scholle war in der Vergangenheit ein rechtes Streitobjekt gewesen, da sie neben dem verschiedenen deutbaren Plassen den einzigen Zeugen für die Überschiebung und primäre Auflagerung der Sandlingdecke über der Dachsteindecke im Sinne von E. SPENGLER darstellte, worauf dieser Autor wiederholt, zuletzt 1961, S. 177, hingewiesen hat. Während von K. HÖLZL (1933, S. 286) diese sichtbare Auflagerung des Wandlkogels auf der Grimming-Mühleck-Stirn der Dachsteindecke einfach in Abrede gestellt worden war, ist sie von A. TOLLMANN (1960 b, S. 111) erneut bestätigt, aber als sekundäre Rücküberschiebung gedeutet worden. Da eine Vergenzrichtung im schlecht aufgeschlossenen Gelände nicht eindeutig festlegbar ist und heute, wie oben ausgeführt, der Zuwachs an Neukennnissen im gesamten Gebiet für eine Herkunft der Sandlingdecke aus dem Süden und über die Dachsteindecke spricht, gilt für den Wandlkogel doch wohl die Auffassung von E. SPENGLER.

Östlich von Mitterndorf ist die Sandlingdecke nur mehr in kleinen, zum Teil mangels neuer Detailkartierung im Raum der Wörschacher Scholle südlich vom Warscheneck auch noch nicht erfaßten Klippen vertreten. Hieber gehört z. B. die gipsreiche Haselgebirgsmasse mit dem Gipsabbau von Lessern bei Pürgg, während von den umfangreichen „Hallstätter Schollen“ G. GEYERS (1916, Kt.) im Bereich der tirolischen Wörschacher Scholle nach der Neuaufnahme durch W. JANOSCHEK (1965, S. A 32) kaum Reste verblieben sind (vgl. S. 265). Erst wiederum im SE-Abschnitt des Warscheneckstockes liegt in der Wurzener Deckscholle eine größere Masse von Haselgebirge und Werfener Schichten, angeblich auch Hallstätter Kalk-Brekzie der tirolischen Warscheneckdecke auf. Der Umfang der Wurzener Deckscholle ist aber nach S. PRÉY (1968, Vh. GBA., S. A 40) wesentlich kleiner als bei E. ANIWARDTER, 1954, S. 89 – übernommen bei A. TOLLMANN (1967 a, Taf. 2) –, dargestellt, da die Jurakalkserie nördlich des Haselgebirgslappens im Bereich der Wurzenalm dem Warscheneckstock selbst, also dem Tirolikum angehört.

## 2. Das Hochjuvavikum – die Dachsteindecke

Die Dachsteindecke stellt eine mächtige plattenförmige Deckscholle großen Ausmaßes in Berchtesgadener Fazies mit einer rundum durchlaufenden tektonischen Begrenzung gegen das Umland dar, wobei den Großteil dieser Grenze Überschiebungsflächen

darstellen und die durch Bruchlinien begrenzten Abschnitte bei weitem zurücktreten (Taf. 3–4). Der Deckenkörper hat eine Längserstreckung von 50 km und eine durchschnittliche Breite von rund 15 km. Den tragenden Baustein der Decke, sozusagen die kompetente Schichtgruppe, stellt der am Hierlatz etwa 1500 m mächtige Dachsteinkalk dar, der vorwiegend in der geschichteten Form des Lagunensedimentes vorliegt (Dachsteinplateau), während der Riffkalk nur im Südwesten (Gosaukamm) und sehr untergeordnet im SE (Südseite des Grimming – H. HÄUSLER, 1943, S. 27) in Erscheinung tritt.

Während die Lagerung im Südteil und Hauptteil der Decke flach ist und nur durch ein enges, intensiv wirksames Netz von Bruchlinien gestört wird (H. HOLZER, 1964, Taf. 1), zeigen sich im Zusammenhang mit einer mehrphasigen nordvergenten Tektonik in der Stirnzone schöne nordgerichtete Stirnfalten (Grimmingstirn – A. TOLLMANN, 1973, S. 189 – vgl. Abb. 96 in Band 1 dieser Monographie; Katrinstirnfalte im Katergebirge SW Ischl) oder gegen NW blickende Stirnscharniere (Braunedlkopf-Stirnfalte entlang des Strobl-Weißenbachtals am NW-Rand der Dachsteindecke – E. SPENGLER, 1912, S. 1069, Taf. 2, Fig. 6; A. TOLLMANN, 1973, S. 190) – vgl. Abb. 54 in Band 1 dieser Monographie. Vom Westen her ist die Dachsteindecke in einer längsorientierten Einriß- oder Einbruchzone 16 km weit gegen das Innere hin aufgerissen, wobei diese Bucht im Westteil durch die Gosau-Ablagerungen im klassischen Gosaubecken, im Ostteil durch die Hallstätter Plassenscholle erfüllt ist (Taf. 7, Fig. 11).

Die Problematik der tektonischen Stellung und der Beheimatung der Dachsteindecke ist bereits im Zusammenhang mit der Erörterung des Juvavikums i. a. bzw. des Tiefjuvavikums im Salzkammergut besprochen worden (S. 332 ff.; Abb. 109). Die heutige Deutung geht am ehesten dahin, daß die Dachsteindecke als fernüberschobenes Hochjuvavikum analog der Berchtesgadener Decke zu werten ist und daß sie primär südlich des heutigen Südrandes der Kalkalpen, an den Mandlingzug anschließend und nördlich der nach ihr im Süden folgenden Hallstätter Zone in Salzbergfazies, beheimatet gewesen sei. Demnach ruht die Dachsteindecke dem tirolischen Untergrund sowie der relativ autochthonen Lammereinheit und Zlambachscholle tektonisch auf, trägt die ihr im Hangenden überschobene Sandlingdeckenscholle des Plassen, jene am Sarstein und vom Wandlkogel bei Mitterndorf, hat den Westabschnitt der Sandlingdecke zwischen Ischl und Goisern im Sinne von E. SPENGLER sekundär nordvergent, den Rettenstein an ihrem Südrand sekundär südvergent eingewickelt.

Der Innenbau der Dachsteindecke ist relativ einfach (Taf. 7, Fig. 10–12). Der Lappen nördlich des Beckens von Gosau, von E. SPENGLER gern als Gamsfelddecke bezeichnet, liegt nach Auffassung aller Autoren ohne Zweifel vollkommen allochthon, in vorgosauischer Phase herantransportiert, verschiedenartigem Untergrund auf. Eindrucksvoll bietet sich diese Überschiebung etwa bei Anzenau am Ostrand dieses Lappens dar, wo die Tressensteinkalke der Jochwand gegen Westen unter die Trias des Hainzens abtauchen. Die Gosau von Schorn (U. WILLE, 1966) transgrediert ebenso wie jene des Gosaubeckens gleichermaßen über Tief- und Hochjuvavikum – über die Lammereinheit, die Dachsteindecke, die Plassen-Deckscholle. Die nachgosauische Nachbewegung belegt ein unter dem NW-Rand der Decke zwischen Schorn und Strobl eingeklemmter Gosaustreifen (B. PLÖCHINGER, 1949, Taf. 1). Dieser Gamsfeldlappen zeigt in der Weißenbach-Antiklinale eine W-E-gerichtete zentrale Aufwölbungszone, in der symmetrisch beiderseits des Goiserner Weißenbachtals mächtiger Ramsadolomit zutage tritt, von schma-

lem Karn und mächtigem Dachsteinkalk im Nord- und Südflügel überlagert (neue stratigraphische Angabe bei G. SCHÄFFER, 1972, S. A 67). Durch die schöne, in der Landschaft gut sichtbare nordvergente Stirnfalte der Katrin SW Ischl kommen die jüngsten triadischen Glieder zu Tal: Der Streifen von rotem Kalk vor dieser Stirn südlich des Ischlflußtales stellt den oberrhätischen Dachsteinkalk (nicht wie früher gedacht Hallstätter Kalk des Tiefjuvavikums) dar, wie S. 350 erwähnt. Mächtige Gosau des Fahrenberges lagert der Dachsteindecke auf, ebenfalls noch bei der nachgosauischen Stirnbildung mitgekippt (E. SPENGLER, 1912, Taf. 2). Eine nachgosauische Blattverschiebung, das Rinnbach-Blatt, trennt mit meridionalem Verlauf die gegen Norden versetzte Gamsfeldscholle s. str. von der relativ dazu im Süden zurückgebliebenen Braunedlkopfscholle des Westens (E. SPENGLER, 1914, S. 311, Taf. 3). Im Südteil dieser Westscholle bringt die versetzte Weißenbach-Antiklinale auch wiederum Ramsaudolomit mächtig zutage (Taf. 7, Fig. 11–12).

Die Füllung des Beckens von Gosau, die eine rund 2500 m mächtige Serie von Mergeln, Konglomeraten, Sandsteinen etc. vom Unterconiac bis in das obere Paleozän umfaßt (Übersicht in Band 2 dieser Monographie, S. 430 ff. und Taf. 3), ruht nur im Ostabschnitt des Beckens dem Rahmen teilweise primär auf, im Westen ist die Mulde von beiden Seiten her von den Flügeln mäßig weit überschoben worden: Im Norden durch die südvergente Gamsfeld-Rückschuppung, im Süden durch die NE-vergente Zwieselalm-Überschiebung. Nach der alten Gesamtdarstellung des Gosaubeckens durch O. WEIGEL (1937) liegen neue Untersuchungen von O. GANSS (1954, S. 77 ff.) und H. KLOIBER (1966) für den Ostteil und von U. WILLE-J. (1966) für den Westteil des Beckens vor. Das Querprofil vom Gamsfeld im Norden zur Zwieselalm im Süden zeigt (U. WILLE, 1966, Taf. 11, Fig. 1) im Westteil des Beckens die seichte, NE-streichende Stöckmulde mit Sandsteinen der Mittleren Gosau im Kern im Norden, dann eine innere Antiklinale mit dem Gosau-Grundkonglomerat des Coniac entlang des Oberlaufes vom Rußbach und nördlich vom Paß Gschütt, schließlich südlich davon die Hauptmasse der Gosausedimente, mit Obercampan bis Obermaastricht an der Oberfläche, mehrfach durch NW- und NE-streichende Diagonalbrüche zerhackt. Die jüngsten, alttertiären Anteile stellen sich schließlich am Südrand vor der Zwieselalm-Überschiebung ein (vgl. auch O. WEIGEL, 1937, Taf. 2, Prof. 3). Östlich dieser Überschiebung wird der Gosaubeckens-Südrand vom SW-NE-verlaufenden Gosauschmiedbruch übernommen. Auch im Ostteil des Beckens wird der Nordabschnitt durch die Untere bis Mittlere Gosau erfüllt, während die Obere Gosau den südlichen Abschnitt bedeckt, wo die Mächtigkeiten wesentlich geringer sind.

Der zentrale Teil der Dachsteindecke mit dem Dachsteinplateau (Abb. 121) besteht aus einer hauptsächlich an diagonalen, symmetrisch angeordneten Brüchen gegen Norden hin abgetrepten Dachsteinkalkplatte, unter der am Südrand der Decke die älteren Schichtglieder zutage treten (Taf. 7, Fig. 11). Da diese Dachsteinkalkplatte insgesamt steiler gegen Norden absinkt als die Landoberfläche am Plateau, sind am Gipfel des Dachsteins tiefere Partien des Dachsteinkalkes erhalten als etwa am Hierlatz im Norden, wo noch der Lias-Hierlatz-Kalk überlagert (O. GANSS et al., 1954, Profiltaf. 1). Über das gekreuzte Diagonalstörungssystem am Dachsteinplateau und ein bereits im Lias angelegtes sehr ähnliches Spaltensystem, das damals durch Hierlatzkalkfüllung plombiert worden ist, hat der Verfasser (1970 d, S. 52 f., Abb. 17) be-



Abb. 121: Das Dachsteinplateau mit dem Hallstätter Gletscher, im Süden von der Gipfelflucht des Dachsteins, den Dirndln, dem Hohen Dachstein, Mitterspitz und Torstein gerahmt. Die bruchtektonische Zerlegung kommt in den zahllosen Klüften des Plateaus zum Ausdruck. Luftaufnahme von L. BECKEL.

richtet. Dieses Diagonalnetz von Verwerfungen stellt einen Ausschnitt der aus dem gesamten Gebirgssystem bekannten bruchtektonischen Struktur dieser Art dar, die durch die Fortdauer einer meridionalen Einengung geringerer Stärke zustande gekommen war – Abb. 170 in Band 1 dieser Monographie.

Der Hauptteil des Dachsteinriffkalkes der Dachsteindecke ist im Gosaukam durch die als Rechtsseitenverschiebung wirksame Reißgang-Störung bruchtektonisch vom Hauptkörper abgegliedert (E. SPENGLER in O. GANSS et al., 1954, S. 24). Sie setzt von der Reißgangscharte südlich des Ht. Gosausees, von einer Mylonitzone begleitet, mit

nordgerichtetem Verlauf in die Gosauseefurche hinüber. Der Gosaukamm zeigt ein westlich gerichtetes Einfallen der norischen Dachsteinriffkalkmasse. Durch Aufpressung von Werfener Schichten am SW-Fuß des Hauptkammes bei der Stuhlmalm ist ein südlicher, sich gegen Osten hin zur Bischofsmütze verbreitender Randstreifen steil abgeschuppt. In dieser Bischofsmützenschuppe reicht die Serie vom Mitteltriasdolomit über ein ansehnliches Karn und Hauptdolomit zum Dachsteinriffkalk der Bischofsmütze empor und steht in klarem faziellm Kontrast zur tektonisch unterlagernden Loseggsschuppe mit ihrer Hallstätter Fazies der Lammereinheit, wie S. 330 ausgeführt. Die in verschiedene Niveaus (Anisdolomit, karnischer Cidariskalk) der Bischofsmützenschuppe einspießenden norischen Hallstätter Schürflinge sind von W. SCHLAGER (1967 b) zu Unrecht als stratigraphische Verzahnung der Dachsteindecke mit derartigen Hallstätter Gesteinen angesehen worden, wie feldgeologische Beobachtungen über die tektonische Position dieser Späne durch A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T. (1970, S. 90 ff.) und die conodontenmäßige AltersEinstufung dieser zur Umgebung fremden Schollen durch R. LEIN (1976, S. 204) erbracht haben (Abb. 108). Daß in tieferen Niveaus die Hallstätter Einflüsse vom Becken in Form der Pedataschichten lokaler Prägung (Gosauseekalk) weit einwärts in das Gebiet des später wohl gegen SW vorwachsenden Riffes reichten, zeigt die breite Unterlagerung des Dachsteinkalkes des Gosaukammes durch diese Pedataschichten, die in der Gosauseefurche nochmals auftauchen. Diese Pedataschichten sind mit den auflagernden Dachsteinkalken vielfach verzahnt und stehen in eindeutigen stratigraphischem Verband. Inwieweit aber die Zlambachmergel beim Ht. Gosausee und in der gegen NE anschließenden Längtalstörung als primär in das Riffgebiet reichende Beckensedimente gedeutet werden können (W. SCHLAGER, 1967 b) oder aber als tektonische Fenster anzusehen sind (A. TOLLMANN etc., 1970, Abb. 1), ist auf Grund der allseitigen tektonischen Begrenzung dieser Flecken nicht leicht zu entscheiden.

Die Schichtfolge in den Südbäfallen des Dachsteinplateaus in den Dachstein-Südwänden und oberhalb der Ramsau zeigt (O. GANSS et al., 1954, S. 30 ff., Kt.; R. LEIN, 1976, S. 210) eine Serie von den Werfener Schiefen aufwärts über schmächtigen Anisdolomit zu einer Steinalmkalk-Wettersteinkalk-Tisoveckalk-Masse mit den oben erwähnten ladinischen bis cordevolischen Hallstätter Kalk-Einschaltungen, die 20 km weit verfolgbar sind, sowie Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Diese Hallstätter Kalke können wohl als ein Hinweis auf die primäre Anknüpfung des Hallstätter Südkanals gewertet werden. Analoge Hallstätter Kalke der Dachsteindecke, nur wenig gegenüber dem auflagernden Tisoveckalk gestört, wurden bei Revision der Arbeit von K.-J. HIRSCHBERG (1965, S. 23 ff.) von R. LEIN (1976, S. 217) in der aufrechten Serie an der Stoderzinkenstraße bei Gröbming angetroffen. Für eine (sekundäre) südvergente Bewegung des Südrandes der Dachsteindecke ist seit O. GANSS et al. (1954, S. 43) mit Recht die südgerichtete überfahrene Gosau am Ramsauer Hühnerkogel NW Schladming angeführt worden, die auf einer dem Rettenstein äquivalenten Plassenkalk-Scholle der eingezwickten Sandlingdecke transgrediert. Damit ist die von F. TRAUTH (1916, S. 78) als „Hochgebirgsüberschiebung“ bezeichnete südvergente Bewegung am Südrand der Kalkhochalpen in diesem Abschnitt bestätigt (vgl. S. 241).

Die Unterlage der Dachsteindecke wird am Südrand westlich des Meridians von Schladming nach Auskeilen der Losegg-Hopfürgl-Schuppe (Lammereinheit) durch die Werfener Schuppenzone gebildet. Östlich dieses Meridians kommt als

selbständiges Element der Werfener Schuppenzone der Mandlingzug (L. KOBER, 1912 b, S. 358) unmittelbar an die Basis der Dachsteindecke heran. Die in dieser Region von R. FUKER, 1954 – übernommen bei A. TOLLMANN (1967 a, Taf. 2) –, angegebenen Späne und Schollen einer Hallstätter Decke zwischen Dachsteindecke und Mandlingzug haben sich nach R. LEIN (1976) nicht verifizieren lassen. Die Hallstätter Kalk-Reste im Bereich des Mandlingzuges (Rössingberg, Freienstein, Hofmanningberg) gehören nach diesem Autor vielmehr dem Mandlingzug selbst an, dessen Fazies LEIN mit der Mürz-taler Schwellen/Plattform-Fazies vergleicht.

Bezüglich des Nordrandes der Dachsteindecke sei schließlich nochmals vermerkt, daß die heutigen Lagerungsverhältnisse der Schollen der Sandling-Decke in diesem Raum auf alle Fälle zur Annahme einer mindestens zweiphasigen Bewegung zwingen. Schollen der Sandlingdecke liegen teils über der Dachsteindecke (Wandlkogel im Osten), teils an Bruchstörungen neben ihr (Radlingpaß SE Aussee), teils tauchen sie unter letztere ein (Hainzen-Ostrand). Die Überschiebung der Stirnplatte der Dachsteindecke im nur frontal gefalteten Sarstein (G. SCHÄFFER, 1972, S. A 68) über die südlich abtauchende Pötschenkalkserie der Zlambacheinheit stellt ferner ein eindrucksvolles Bild der flachen und kräftigen Überfahung des Zlambachtroges dar. U. WEIGERT (1973, S. 284; Taf. 3) hat auf Grund der mikrofaziellen Untersuchung der Zlambachmergel im heutigen Vorland des Sarsteins auf Grund der Zunahme des darin enthaltenen Dachsteinriffkalkdetritus gefolgert, daß ursprünglich südlich des Zlambachtroges hier ein Riffgebiet anzunehmen gewesen sei. Durch die weite Überschiebung der Dachsteindecke mit den geschichteten Lagunenkalcken des Sarstein an ihrer Front ist dieses einstige Riffgebiet vollkommen überschoben und verschwunden. Durch derartige Beobachtungen lassen sich Hinweise auf die Ausbildung des Tirolikums im Liegenden der heute hier auflagernden hochjuvavischen Dachsteindecke erhalten.

## IV. DAS JUVAVIKUM DER ÖSTLICHEN KALKHOCHALPEN

### 1. Die Mürzalpendecke

#### a) Überblick

**Position und Umfang:** Den Ostabschnitt der Kalkhochalpen besetzt die erst 1962 ausgegliederte, von der Pyhrnlinie im Westen bis zum Ostrand der Kalkalpen in einer Länge von 140 km hinziehende, im Durchschnitt 10 bis 15 km breite hochalpine Mürzalpendecke (Taf. 4–5; Taf. 7, Fig. 3–9). Sie durchzieht die Haller Mauern, die Gesäuseberge, den Hochschwab, die Staritzen, den Unterbau der Mürztaler Alpen, sie ist in Fenstern und in Resten am Südrand unter der Schneebergdecke verfolgbar und umfaßt auch noch als östlichsten Abschnitt die Hohe Wand und den Emmerbergzug. Die Mürzalpendecke ist tektonisch allseits vom Untergrund abgegrenzt, besonders die großen Fenster im Osten zeigen ihre beträchtliche Überschiebungsweite. Sie stellt eine Vielfaziesdecke dar mit Mürztaler Schwellen- und Beckenfazies (nördliche Hallstätter Entwicklung) besonders im Ost- und Mittelabschnitt, ist in hochalpinen Fazies in den

Gesäusebergen und im Hochschwab und in Aflenzer Fazies (südliche Hallstätter Entwicklung) am mittleren Südrand ausgebildet. Sie umfaßt demnach in ihrem Hauptabschnitt das ungeteilte Juvavikum im Ostabschnitt der Kalkalpen. Von der kleinen Hüpflinger Deckschollengruppe im Gesäuse abgesehen liegt ihr erst ab dem Meridian der Gollrader Bucht ostwärts die Schneebergdecke als selbständiges Hochjuvavikum des Ostens in der ganzen Breite unter Abwälzung einer großräumigen verkehrten Zwischenschuppe (Naßköhrschuppe) überschoben auf. Die Schneebergdecke ist westlich des Raxbergstockes allerdings erosiv in eine Schollenreihe aufgelöst. Die Überschiebung der Mürzalpendecke auf das Tirolikum, in der Hauptsache auf die Göllederdecke, erfolgte vorgosauisch. Ein nachgosauischer Nachschub hat im Abschnitt Triebwildalpe südlich von Mariazell eine Dachschuppenbildung und Rückschuppung in der Göllederdecke bewirkt.

**Anmerkungen zur Erforschungsgeschichte und zur Literatur** der östlichen Kalkhochalpen. Auch die östlichen Kalkhochalpen mit Mürzalpen- und Schneebergdecke, wclch erstere die Hallstätter Zone mitumfaßt, haben eine ebenso lange wie komplizierte Erforschungsgeschichte wie die Hallstätter Zone im Salzkammergut. Auch hier hat der Faziesgegensatz im Hallstätter Raum mit Beckenfazies in Verzahnung mit Plattformsedimenten eine komplizierte deckentektonische Formung zur Folge gehabt, die seit Einführung der Deckenlehre in diesem Abschnitt durch L. KOBER, 1909 bzw. 1912 b, eine vielfältige Deutung erfahren hat, die noch immer nicht als abgeschlossen angesehen werden kann. Die grundlegenden Arbeiten über den komplizierten Abschnitt mit der Hallstätter Zone im Raum zwischen der Hohen Wand und den Mürztaler Alpen aus der Zeit vor der Deckenlehre stammen von A. BITTNER (1882: Hertenstein) und G. GEYER (1889 a: Mürztaler Alpen, Schneeberg). BITTNER hat die Untersuchungen noch vor der Jahrhundertwende über den Hochschwab in die Ennstaler Alpen weitergeführt. Die Reihe der heute vorliegenden zusammenhängenden Kartierungen auf Spezialkarten 1 : 75.000 verdanken wir O. AMPFERER (Blatt Admont-Hieflau, 1933), E. SPENGLER (Blatt Wildalpe-Aflenzt, 1926), H. P. CORNELIUS (Blatt Mürzzuschlag mit Mürztaler Alpen, 1936), nochmals E. SPENGLER (Blatt Schneeberg-St. Aegydt, 1931) und F. KOSSMAT (Wiener Neustadt, 1916). Hinzu kommt eine Reihe von Spezialkarten 1 : 25.000 mit den Blättern Gesäuse (O. AMPFERER, 1935), Rax und Schneeberg (H. P. CORNELIUS, 1936; 1951) und Hohe Wand (B. PLÖCHINGER, 1964).

Um den vielfältigen Wandel über die Vorstellungen vom tektonischen Bau dieses komplizierten Gebietes zu veranschaulichen, seien in Kurzform die Meinungen der Tektoniker, die sich speziell mit dem Bau der östlichen Kalkhochalpen befaßt haben, wiedergegeben (vgl. hiezu graphische Übersicht bei E. KRISTAN (1958, Taf. 22).

1. L. KOBER hat seit 1909, besonders 1912 b, S. 381 ff., die erste deckentektonische Gliederung des Raumes vorgenommen, in der er analog zur Gliederung von E. HAUG im Salzkammergut von Norden nach Süden *zwei faziesverschiedene Hallstätter Decken* (tiefere Mürzsteger Decke, höhere Freiner Decke) und eine Hochalpine Decke mit Schneeberg, Rax, Schneetalpe, Veitsch, Student etc. unterschied. Diese Gliederung in eine untere und obere Hallstätter Decke und in das Hochjuvavikum wird auch noch bei W. MEDWENITSCH (1958) beibehalten.

2. O. AMPFERER (1918, S. 3, Abb. 2) gliedert über der voralpinen Decke *ohne Anerkennung von Hallstätter Decken* nur eine hochalpine Decke

(Rax, Schneeberg, Hohe Wand, Sockel der Mürztaler Alpen) und darüber eine Ultradecke (Schneealm, Gupf, Gahns) ab.

3. F. HERITSCH (1921, S. 119) mißt der Puchberg-Mariazeller Linie nur geringe Bedeutung zu und trennt in den östlichen Kalkhochalpen eine basale Einheit (Freiner Einheit) von einer höheren Einheit, die er als Lachalpenschubmasse bezeichnete – unter der er die Deckschollen der Schneebergdecke in den Mürztaler Alpen verstand und die er als nichtjuvavisch deklarierte. Ähnlich hat E. SPENGLER (1931, S. 527) die hochalpinen Bergstöcke wie Hochschwab, Mürztaler Alpen etc. noch zum „tirolisch-basalen Gebirge“ gerechnet, keine Hallstätter Decke gelten lassen und darüber als einzige hochalpine, juvavische Einheit die Schneebergdecke gesehen, mit Ausliegern am Roßkogel, am Schneecalpen-Gipfel etc. H. P. CORNELIUS (1939, S. 164) hat sich dieser Auffassung von der weiten Verbreitung von tirolisch-basalem Gebirge im Hochalpin weitgehend angeschlossen, nimmt sogar noch die ideale Deckscholle der Schneebergdecke zum tirolisch-basalen Gebirge dazu (!) und bezeichnet die wenigen für ihn verbleibenden weiteren Deckschollen als Lachalpendecke im Sinne von F. HERITSCH.

4. E. LAHN (1930, S. 31 f.) kommt für den Ostteil der Kalkhochalpen zu der Vorstellung, daß über der voralpinen Einheit zwei hochalpine Decken lagern: im Sockel der Mürztaler Alpen eine tiefere Decke in Hallstätter Fazies, die er als Mürzdecke bezeichnete (Name für höhere unterostalpine Semmeringdecke bereits vorgegeben!), und über dieser nur noch die Schneebergdecke mit den ihr zugehörigen Schollen (Roßkogel, Windberg, Rax, Schneeberg). E. KRISTAN (1958, S. 276) entwickelte eine analoge Vorstellung vom östlichen Kalkhochalpenabschnitt: Über der Ötscherdecke des Voralpins lagert die Hohe-Wand-Decke mit ihrem Hallstätter Einfluß und darüber als höchste Einheit die Schneebergdecke. E. SPENGLER stellt sich 1959 (S. 282) um und folgt dieser Gliederung im Raum Hohe Wand-Schneeberg.

5. E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962) haben die Abgliederung der Mürzalpendecke vorgenommen, da zahlreiche Hinweise vorliegen, daß sie als hochalpine Decke beträchtlich über dem tirolisch-basalen Gebirge überschoben ist, andererseits sich keine deckentektonische Abtrennung der Mürztaler Hallstätter Fazies vom übrigen Körper der Decke ergibt. Nur im Ostabschnitt ist durch das Selbständigwerden des südlichen Riffkalkzuges und noch anhangender Aflenzler Faziesteile in Form der Schneebergdecke noch eine zweite hochalpine Großdecke darüber vorhanden. Deckschollen des Hallstätter Nordkanals (Mürztaler Fazies) und des Südkanals (Hüpflinger Fazies) kommen am Rücken der Mürzalpendecke abschnittsweise hinzu – in neuerer Zeit besonders auf Grund von Untersuchungen durch R. LEIN (1972) im Raum der Mürztaler Alpen und der Hohen Wand. Unter den älteren Auffassungen hat sich demnach für den Ostabschnitt des behandelten Gebietes die Meinung von E. LAHN (1930, Abb. S. 30) am besten bewährt.

Begründung der Deckennatur der Mürzalpen-Einheit. Daß es sich bei der Mürzalpen-Einheit tatsächlich um eine über dem Tirolikum (Voralpin) beträchtlich überschobene Decke handelt, ist auf Grund einer Reihe von Fakten belegbar. Der Hauptgrund liegt darin, daß das Hengstfenster und Ödenhoffenster (Abb. 148 in Band 1 dieser Monographie) im Bereich der Schneebergdecke Durchblicke durch Schneebergdecke und den Ostlappen der Mürzalpendecke, die Hohe-Wand-Decke, bis auf den Dachsteinkalk der Göllerdecke gewähren und so zunächst eine Schubweite

der Hohen-Wand-Decke von 5 km belegen: Da der Ostabschnitt der Mürzalpendecke, durch typische Schichtglieder in Hallstätter Fazies wie Hallstätter Kalk und Mürztaler Schichten gut charakterisiert, aber nicht nur im Ödenhoffenster unter der Schneebergdecke aufscheint, sondern auch noch in der seit L. KOBER (1909) als wiederauftauchende Hallstätter Einheit gedeuteten Geyersteinschuppe (Abb. 20 in Band 1 dieser Monographie) unter dem Südrand der Schneebergdecke – durch B. PLÖCHINGER (1967, S. 97 ff.) durch Entdeckung der Mürztaler Schichten neuerdings gesichert – auftritt, ist eine Zurücknahme der Decke mit Hallstätter Fazies, sprich Mürzalpendecke, bei Abwicklung bis hinter den Südrand der Kalkalpen, also um rund 10 km, nötig. Auf der anderen Seite aber ist es evident, daß die von Osten herankommende, die Schneebergdecke unterlagernde „Hohe-Wand-Decke“ (Mürzalpendecken-Ostteil) mit ihrer Hallstätter Fazies, die noch im Höfleiner- und Ödenhoffenster und der erwähnten Südrand-Schuppe sowie in der Losenheimer Nordrandscholle mit Mürztaler Fazies unter der Schneebergdecke sichtbar ist, ihre Fortsetzung in dem westlich der Schneebergdecke unter der Rax wiederum mit Mürztaler Schichten hervorkommenden Hauptkörper der Mürzalpendecke findet. Dieser Ostabschnitt der Mürzalpendecke ist demnach auf Grund der Fensteraufschlüsse eindeutig kräftig überschoben. Gerade in diesem Abschnitt ist ein Zusammenhang mit dem Voralpin nicht möglich. Die Einwände von H. SUMMESBERGER (1966 a, S. 116), daß bei der Abgrenzung der Mürzalpendecke die Grenze durch eine nachgosausche, von ihm nur als untergeordnet und als intern betrachtete Bewegungsfläche der Schürmkogelschuppe nördlich des Schneeberges gelegt worden sei und dort keineswegs ein weiter Überschubbetrag zu erwarten sei, ist wohl berechtigt: Die Beobachtung vom südvergenten Schub in dieser faziell voralpinen und nicht zur übrigen Mürzalpendecke passenden Nordrandzone auf der Wildalpe bei Frein durch R. LEIN (1972, S. 79, 82) veranlaßten den Verfasser, die Deckengrenze der Mürzalpendecke nun gegen Süden hinter diese Partie in voralpiner, an Hauptdolomit reicher Fazies zu legen (siehe S. 294; Abb. 127; Taf. 5).

Im Ostabschnitt stellt die Nordfront der Mürzalpendecke eine gut erfaßbare Deckenüberschiebung dar. Man erkennt dies im Abschnitt der Hohen Wand mit ihren Halbfenstern und Deckschollen im Norden. In den Mürztaler Alpen ist der Nordrand durch die auflagernden großen Schollen der Schneebergdecke weitgehend verdeckt. Nach Abgliederung der davor liegenden Tribein-Schuppe sind die dem Hauptdolomitkörper der Göllerdecke an der Puchberg-Mariazeller Linie aufgeschobenen Werfener Schiefermassen nicht mehr als Stirnrand der Mürzalpendecke, sondern als Deckscholle – wohl der Schneebergdecke – im Sinne von E. SPENGLER (siehe S. 294) aufzufassen. Die vor der Front der Mürzalpendecke westlich des Meridians von Mariazell vorgelagerten Deckschollen bis hinüber zur Dürradmer-Deckscholle aber zeigen wiederum die primäre flache Überschabung der Mürzalpendecke an, wenn man diese Schollen in ökonomischster Weise von ihr ableitet und nicht als Ultraschollen vom Kalkalpen-Südrand bezieht.

Während nun weiter im Westen, vor den Gesäusebergen und den Haller Mauern, der Überschubkontakt dieser hochalpinen Mürzalpendecke wiederum recht klar in Erscheinung tritt, liegt dazwischen im Bereich des unteren Schwabetales östlich von Hieflau ein Abschnitt, wo die Deckengrenze eine Strecke weit von einer Bruchgrenze übernommen wird. Gegen diese Strecke als Verlauf des Deckennordrandes haben sich

etliche Autoren ausgesprochen (A. THURNER, 1963, S. 74; H. KOLLMANN, 1964, S. 149). Eine Neuuntersuchung dieses Abschnittes mit der hier dargelegten Fragestellung durch J. MAURACHER (gemeinsame Begehung im Juli 1975) hat eine Stirnschuppen-Tektonik und keinen Muldenflügel westlich des Schwabeltales erbracht sowie eine vollkommen anders struierte Einheit östlich des Tales aufgedeckt, deren überkippte Längsantiklinalstruktur an der Störung im Schwabeltalgrund quer abgeschnitten ist. Von der Auffassung von „zusammenpassenden Muldenflügeln“ beiderseits des unteren Schwabeltales ist demnach nichts geblieben (vgl. S. 370).

Die beträchtliche Überschiebungsweite auch des Westabschnittes der Mürzalpendecke ergibt sich aus dem Überschiebungskontakt der Gesäuseberge über der Werfener Schuppenzone, besonders aber aus dem bei Aufstellung dieser Decke betonten Umstand, daß ja am Südrand der Kalkhochalpen auch hier im Westen noch Reste von Tirolikum – mit einer ganz anderen Permfazies als die hochalpine Mürzalpendecke mit ihrem Haselgebirgsperm – der Grauwackenzone transgressiv auflagern: Diese schmale tirolische Restzone zeigt Prebichlschichten im Perm, übergehend in Werfener Schichten. Die überschobene Mürzalpendecke führt in einzelnen Fetzen erhaltene Reste von permischem Haselgebirge an der Basis, das den skythischen Werfener Schieferen des Untergrundes auflagert. Zur Zeit der Aufstellung der Mürzalpendecke war dieses Argument schon vorgebracht worden, aber von manchen Kritikern keineswegs ernst genommen worden, da man das Haselgebirge einfach in Oberskyth umzudeuten können glaubte. Inzwischen ist auch hier, am Südrand der Mürzalpendecke, durch Sporenbestimmung von W. KLAUS aus ERKANS Haselgebirgsproben das permische Alter gesichert, so daß immer wieder Perm als Basis der hochalpinen Decke über dem faziell andersartigen, ins Skyth reichenden tirolischen Sockel überschoben auftritt. Dies ist ein wesentlicher Umstand für die Allochthonie auch des Westteiles der Mürzalpendecke und damit für die Unmöglichkeit des Zusammenhanges dieser in ihrer ganzen Breite überschobenen Decke in ihrer Stirnzone im Schwabelbachtal mit dem heute dort angrenzenden Tirolikum.

### b) Die Haller Mauern

Mit dem Hochgebirgskranz südlich des Windischgarstener Beckens, den Haller Mauern, setzt die Mürzalpendecke östlich der schräg SW-NE-verlaufenden Pyhrnlinie ein. Die Berggruppe umfaßt die Bergstöcke Bosruck, Pyhrgas, Kreuzmauer, Hexenturm und Natterriegel, d. h. die Berge zwischen der Pyhrnpaß-Depression im Westen und dem Buchauer Sattel, der die Gesäuseberge von den Haller Mauern trennt, im Osten. In fazieller Hinsicht unterscheidet sich die auch tektonisch isolierte Scholle des Bosruck mit ihrer Serie mit Schreyeralmkalk, Tisoveckalk etc. (siehe S. 268) nicht unwesentlich von der Schichtfolge der Haller Mauern, die in der Hauptmasse aus mächtigem Ramsadolomit (SE-Seite), einem wenige Zehnermeter starkem Carditaband aus Schieferen und Sandsteinen, etwas Hauptdolomit (Dachsteindolomit) und geschichtetem mächtigem Dachsteinkalk aufgebaut werden. Die Basalabschichtung dieser Serie über der Admonter Schuppenzone, der tektonischen Unterlage, ist beträchtlich: Nur im SE ist im Lärcheck Muschelkalk noch an der Basis der Haller Mauern vorhanden, im Westteil liegt am Gr. Pyhrgas Dachsteinkalk dem Werfener Schuppengebiet überschoben auf. Im großen bilden die Haller Mauern demnach ein gegen Nordosten und Norden abfallendes Halbgebölbe (O. AMPFERER, 1926, Abb. 11–12). Die Dachsteinkalke

der Nordabfälle senken sich gegen das Windischgarstener Becken hinab wie weiter im Westen die Dachsteinkalkplatte in der Stirnzone des Warschenecks. Auch eine Absenkung der Schichten gegen die Pyhrnlinie ist zu bemerken (E. SPENGLER, 1959, S. 232).

Das nördliche Vorland der Haller Mauern und ihre Nordrandpartien haben durch B. PLÖCHINGER & S. PREY (1968, S. 184 ff., Taf. 2) eine Neubeschreibung erfahren (vgl. Abb. 12). Das dem Tirolikum angehörige Vorland mit reichlich Tieftriasgesteinen ist dem Admonter Schuppenland vergleichbar. Die nördliche Imitzberg-*schuppe* des Vorlandes reicht bis zur Reichenhaller Rauhwacke und zum Muschelkalk, die südliche *Schuppe* mit Haselgebirgsbasis soll nicht durch Umdeutung des Haselgebirges auf Anis im Sinne der genannten Autoren (S. 185) mit der Nord*schuppe* vereint werden, da heute das Alter des Haselgebirges aus den verschiedensten Abschnitten der Kalkalpen durch Spuren als permisch belegt ist. Auf diesem tirolischen Vorland sind vor der Stirn der Haller Mauern umfangreiche Malmkalk-Deckschollen (Schafkogel, Raucher Schober) durch die genannten Autoren entdeckt worden und wurden von ihnen (l. c., S. 195) als isolierte Stirnteile der Haller Mauern betrachtet, da über dem nordtauchenden Stirngewölbe aus Dachsteinkalk sich noch Reste von tieferem Jura vorfinden. Andererseits aber können diese Jurakalkspäne des Umlandes der Haller Mauern, wie sie analog auch um den Bosruck aufscheinen und unter diesen eintauchen, auch als verschürfte Schollen von der Obergrenze des Tirolikums unter der hier mit guten Gründen als hochalpin (juvavisch) betrachteten Mürzalpendecke gesehen werden.

Es ist ferner auffällig, daß auf der Nordseite der Haller Mauern Haselgebirge weithin die Unterlage der hochalpinen Einheit bildet, über den Werfener Schichten des Umlandes lagernd, das nicht einfach in Anis umdeutbar ist. Die immer wieder angewendete Praxis, das Alter des Haselgebirges überall dort umzudeuten, wo sich hiedurch eine einfache Tektonik ergäbe, ist völlig ungerechtfertigt: Wie der Verfasser in der Vergangenheit wiederholt gegen vielfachen Widerstand betont hat, gibt es keinen einzigen Grund, der gegen das ausschließlich permische und für ein triadisches Alter des Haselgebirges in den Kalkalpen spräche (A. TOLLMANN, 1960 b, S. 68 ff.; 1964 c, S. 284 ff.; 1972 c, S. 89 f. etc.), hingegen etliche echte Beweise für Perm. Die jüngste Arbeit von W. KLAUS (1974) hat dies pollenanalytisch und durch Schwefelisotopen-Untersuchungen erneut bestätigt, so daß man diesen Fakten auch vielerorts in der Tektonik Rechnung tragen wird müssen.

Die Stellung der Haller Mauern ist hier auf Grund des sicheren Zusammenhanges mit dem übrigen Körper der Mürzalpendecke, mit den fernüberschobenen Gesäusebergen (siehe S. 365) zu beurteilen. Ob der mitten im Triasgebiet nördlich der Buchau auftauchende Jurakalk des Lahner ein Fenster darstellt oder eingesenkt ist, konnte trotz Neubegehung nicht entschieden werden.

Über dem Südostabschnitt der Haller Mauern hat O. AMPFERER (1935, S. 45) eine Deckschollengruppe mit eigener Fazies mit schieferreichem Karn um die Grabneralm vom Sockel abgetrennt. E. SPENGLER (1959, S. 233) folgt ihm darin und möchte diese Grabneralm-Schollen aus einem Aflenzer Gebiet jenseits des Kalkalpen-Südrandes herleiten. Die Stellung dieses Karn als Deckschollen ist nicht gut gesichert, da in AMPFERERS Darstellung durch normale Überlagerung der Obertrias des Grabnersteins die Deckschollennatur wiederum in Frage gestellt worden ist, so daß eine Revision erforderlich erscheint.

## c) Die Gesäuseberge

Die Schichtfolge der Gesäuseberge entspricht jener der Haller Mauern. Der wild zerrissene Ramsaudolomit-Sockel und der dickplattige Dachsteinkalk-Oberbau gehören zum Charakterbild dieser Berggruppe. Jüngst hat K.-H. BÜCHNER (1970, S. 34 ff.; 1974, S. 80) die Auffassung von E. SPENGLER (1959, S. 235) bestätigt, daß in den Gesäusebergen der Wettersteinkalk, der gegen Osten hin auf Kosten des Ramsaudolomites mehr und mehr im Hochalpin Bedeutung gewinnt, eine bedeutendere Rolle spielt als bisher gedacht. So wird z. B. der Bruckstein W Gstatterboden aus Wettersteinkalk aufgebaut. Himbeerstein und Haindlmauer stehen aber weiterhin als Dachsteinkalkklötze pfeilerförmig am Gesäuseeingang im Westen der Gruppe, seit O. AMPFERER (1926, S. 172 ff.) und L. KOBER (1938, S. 123) als Inhalt eines Halbfensters im rahmenden Ramsaudolomit gesehen.

Für die vieldiskutierte Frage, ob die Gesäuseberge relativ autochthon zum Untergrund, der Admonter Schuppenzone bzw. im Süden zur Grauwackenzone und ihrer schmalen Permoskyth-Auflagerung liegen oder einen Fernschub erfahren haben, sind aus dem Lokalbefund drei Gesichtspunkte geltend zu machen, die den Fernschub belegen:

1. Das der Grauwackenzone zugehörige autochthone Perm besteht aus Prebichlschichten – auf der gesamten Längserstreckung der Kalkhochalpen von hier bis zu ihrem Ostrand. Haselgebirge kommt in dieser Schwellenzone keines vor. Die Gesäuseberge aber zeigen an ihrer Auflagerungsfläche über diesem eben genannten Permowerfenien der Unterlage einen kräftigen schrägen Basalzuschnitt: Beim Sparfeld kommt Obertrias bis an die Werfener Schiefer heran, östlich von Johnsdorf kommt der Dachsteinkalk, noch weiter östlich kommen sogar noch höhere Deckschollen bis an die Überschiebungsfläche heran (Taf. 7, Fig. 8). Der kräftige basale Zuschnitt erfordert eine nennenswerte Überschiebung. Eindrucksvoll ist diese tektonische Diskordanz auf der Südseite der Hochtorggruppe und des Luggauer, wie die Profile von O. AMPFERER (1935, Abb. 40, S. 95) sowie die geologische Karte von O. AMPFERER (1935) zeigen.

2. An der Überschiebungsfläche sind vielfach wohl als Reste der einstigen Basis der hochalpinen Decke Haselgebirgslappen erhalten geblieben: um den gesamten Westrand herum, am Südrand im Veitlgraben, südlich vom Reichenstein, bei Johnsbach, bei Radmer usw. Dieses permische Haselgebirge, das auf Grund der andersartigen Fazies nicht aus den Prebichlschichten, dem Perm des Untergrundes abgeleitet werden kann, beweist den seitlichen Einschub aus einem faziell andersartigen Heimatgebiet. Man hat immer wieder versucht, dieses Haselgebirge für oberskythisch zu erklären, um Tektonik zu ersparen, es liegt aber im Gesamttraum der Kalkalpen kein Hinweis für ein derartiges Alter des vielfach als Perm durch Sporen eingestuftes Haselgebirges vor. Gerade auch hier am Kalkalpensüdrand hat E. ERKAN (Vortrag 1975) durch Sporen aus diesem Haselgebirge am Oberrand der Permoskythzone permisches Alter nachweisen können. Ferner hat W. KLAUS (1974, S. 82) nun – wie gerade zuvor in anderem Zusammenhang erwähnt – bei immer weiteren Untersuchungen des Haselgebirges in verschiedenen kritischen Abschnitten der Kalkalpen stets oberpermisches Alter nachgewiesen, teils durch Sporen, teils durch die Schwefel-Isotopenmethode – so auch in den Gipsen der Werfener Schuppenzone am Kalkalpen-Südrand bei Liezen, so in Hallstatt an dem letzten noch bis jüngst von manchen als triadisch angesehenen Punkt im kalkalpinen Haselgebirge.

3. Einen wesentlichen Beweis für den Fernschub der Gesäuseberge und der daran hangenden Haller Mauern über der Admonter Schuppenzone liefert der Kranz von Dachsteinkalk und Juraspänen, der sich unter der mit Ramsadolomit oder seltener auch mit älteren Schichtgliedern bis zum Haselgebirge hinab einsetzenden Mürzalpendecke einstellt (vgl. S. 267). Auf die Reihe dieser tektonisch sehr wichtigen Schürflinge aus dem Dach der Admonter Schuppenzone haben bereits E. SPENGLER (1959, S. 235) und E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN (1962, S. 20) aufmerksam gemacht. Ihre Existenz ist auch nach der unter anderem Konzept durchgeführten Kartierung von K. BÜCHNER (1974, Kt.) in dem von ihm erfaßten Raum bestätigt worden, obgleich sich hierbei Dachsteinkalk in anderen, inneren Partien der Gesäuseberge als Wettersteinkalk erwiesen hat. Zu dieser Schollenreihe von Jura und Obertrias (Dachsteinkalk) entlang der Basis der Mürzalpendecke und der Bosruck-Scholle gehören die Juraspäne unter dem Bosruck und dem östlich davon gelegenen Karleck, die Dachsteinkalkschollen vor dem Südfuß der Haller Mauern südlich vom Gr. Warschenberg und südlich vom Lärcheck. Nicht hierherzustellen ist hingegen die bei O. AMPFERER (1935, Kt.) als Dachsteinkalkspan verzeichnete Scholle an der Basis des Wettersteindolomites des Stockerkogels NE Weng, da es sich hierbei nach eigener Begutachtung um algenführenden Wettersteinkalk handelt, der gegen oben allmählich in den Wettersteindolomit übergeht. Hingegen wird an der Natur des Dachsteinkalkes beim südöstlichsten Span unter dem Stocker bei K. BÜCHNER noch festgehalten. Weitere tektonische Schollen an der Basis der Mürzalpendecke im Abschnitt der Gesäuseberge stellen der Jura und die Dachsteinkalkmasse beiderseits des Gesäuseeingangs (Hausmauer, Himbeerstein, Haindlmauer) dar – auch wenn hier als weiteres tektonisches Element die Gesäusestörung im Norden hinzukommt. Es folgen als Schürflinge ferner der Dachsteinkalkspan am Sandboden nördlich vom Lärchkogel im Nordsockel des Sparafeldes (von K. BÜCHNER, 1974, Kt., bestätigt) und sodann der Jura südlich der Schildmauer, der halbfensterartig an das Haselgebirge des Westrandes der Gesäuseberge anschließt.

Daß auch Himbeerstein und Haindlmauer zu dieser Schollen- und Schürflingsreihe unter der Hauptmasse der Gesäuseberge dazugehören, zeigt ihre Position in unmittelbarer Überlagerung über dem Permoskyth der Schuppenzone. Hiedurch können diese Schollen keine bruchtektonisch abgesunkenen Stücke der normalen Serie der Gesäuseberge sein, sonst müßte der Ramsadolomit darunter aufscheinen. Es können diese Schollen demnach nur Späne sein, die unter der Masse der darüber hinwegbewegten Decke erhalten geblieben sind. Alle drei Beobachtungsgruppen zusammengekommen sprechen eindeutig dafür, daß auch der Westteil der Mürzalpendecke ebenso wie der Ostteil dem tirolischen Schuppenland überschoben aufgelagert. Auch E. SPENGLER (1951 a, S. 374) hat – trotz noch ganz andersartigem tektonischem Grundkonzept – diese erwähnten Schollen als Bestandteil der Admonter Schuppenzone aufgefaßt, von seiner „Gesäusedecke“ überschoben.

Zu erwähnen bleibt im Zusammenhang mit der Frage nach Schürflingen an der Basis der Mürzalpendecke in den Gesäusebergen noch der Umstand, daß die bei O. AMPFERER (1935, S. 136) als Schürflinge gewerteten ankeritisch vererzten Kalkschollen bei der Vd. Goferalm, 2,5 km NE vom Reichenstein, nicht etwa vererzte, verschleppte Gesteine der Grauwackenzone darstellen, sondern daß es sich bei diesen auch von K. BÜCHNER (1974, Kt.) wiederum bestätigten Schollen von Ankerit nach eigener

Begutachtung um vererzte mitteltriadische Kalke der kalkalpinen Serie selbst handelt. Vererzt sind teils dunkle, wohl anisische Kalke, teils helle Kalke, die in direktem Zusammenhang mit anisischen Wurstelkalken und mit Reichenhaller Rauhwacke stehen. Durch ihre Position an der Überschiebungsfläche der Mürzalpendecke sind sie allerdings intensiv mit dem basalen Gleithorizont aus Werfener Schiefen und Haselgebirge verwalzt.

Der Innenbau der Gesäuseberge ist gut überblickbar. Sie stellen ein großes, gegen Osten achsial abtauchendes Gewölbe dar, dessen Ramsaudolomitkern im Westteil des Gesäuses vorliegt, dessen Dachsteinkalkmantel über diesem Gewölbekern – dem das Enns-Engtal folgt – im Norden im Buchstein, im Osten im Gstatterstein, im Süden im Hochtor und im SW im Sparafeld aufliegt (Taf. 7, Fig. 8).

Hinzu tritt die große Gesäuse-Längsstörung nahe nördlich des Ennstales, die von Osten über Hieflau bis nördlich von Gstatterboden gerade durchschlägt, von kräftiger Mylonitzone begleitet. Westlich vom Brucksattel wird sie abgewandelt an der Einklemmung der Gosau nördlich vom Gesäuse-Eingang beteiligt sein. K.-H. BÜCHNER (1974, S. 88) nimmt eine mindestens 1500 m hohe Sprunghöhe der Gesäusestörung in ihrem westlichsten Abschnitt an und läßt sie gegen Osten rasch auf einige 100 m Sprunghöhe abklingen, wobei der Südflügel gesenkt erscheint. Diese Vorstellung ist nicht belegbar. E. SPENGLER (1959, S. 271) vermutet ferner eine 2,5 km weite rechtsseitige Verschiebung an der Gesäusestörung, um den Tamischbachturm (N) ursprünglich gegenüber dem Gstatterstein (S) und den Buchstein (N) gegenüber dem Himbeerstein (S) zu bringen. Auf Grund der erstaunlich starken Mylonitisierung des Gesteins entlang der Gesäusestörung stimmt der Verfasser der Auffassung einer Seitenverschiebung an dieser Linie zu, erwartet aber eine genau umgekehrte Wirksamkeit: Betrachtet man das Ensemble der großen Längsstörungsstücke im Bereich des Kalkalpensüdrandes mit den Einzelstücken Gesäusestörung, Salzachtallängsstörung und Inntallängsstörung, so fällt deren Isolation voneinander, ferner ihr ungefähr ENE-WSW-gerichteter Verlauf auf, der aus dem Vergleich mit einem Großfiederspaltensystem eine Westbewegung der Kalkalpen als ganzes gegenüber den Zentralalpen nahelegt. Im Lokalbefund ist die Kombination von E. SPENGLER in bezug auf eine Rechtsseitenverschiebung aus zwei Gründen unrichtig. Zunächst stellt, wie S. 366 ausgeführt, der Himbeerstein eine Scholle einer tektonisch tieferen Einheit unter der Gesäusemasse dar, und man kann daher den Buchstein des höheren Stockwerkes nicht mit dem Himbeerstein verbinden wollen. Ferner aber läßt sich sehr klar der zusammenpassende Dachsteinkalkplatten-Unterand über dem Ramsaudolomitgewölbe des Gesäuses erkennen: Der Rand im Südflügel des Gewölbes NE der Planspitze liegt 2,5 km E Gstatterboden, der Rand des Buchsteins im Nordflügel des Gewölbes NW oberhalb dieses Ortes. Es ist daher eine rund 3 km weite linksseitige Verschiebung an der Gesäusestörung eingetreten.

Die Angabe von O. AMPFERER (1935, S. 79, Abb. 36, S. 125) über ein vorgosauisches Alter der Gesäusestörung hat E. SPENGLER (1959, S. 234) mit Recht bezweifelt und zumindest den Abschnitt im Westen, wo die Störung die Gosauschichten des Lauferwaldes abschneidet, als nachgosauisch bezeichnet.

Der Westteil der Gesäuseberge, die Sparafeldgruppe, ist durch intensive Bruchtektonik in ein Schollenmosaik zerlegt (K. BÜCHNER, 1970, tekt. Kt.). Hierzu kommt hier im Westen noch nachgosauischer Westschub, wie man am west-

vergent über Gosaukonglomerat aufgeschobenen Hahnstein SE Admont erkennen kann (K. BÜCHNER, 1970, S. 90 f., Abb. 43).

Der Südostteil der Gesäuseberge zeigt eine großräumige Faltung mit SW-NE-streichenden Achsen. In den Kernen der Mulden sind Juragesteine über der gewellten Dachsteinkalkplatte erhalten: Rötlicher Hierlatzkalk, Liasfleckenmergel und Hornsteinjurakalk erfüllen die nördlicher gelegene Sulzkarmulde und die südlichere Luggauer Mulde.

Besonderes Interesse verdienen aber die in diesen Mulden als Reste „falscher Kerne“ erhaltenen Deckschollen, die als Hüpflinger Deckschollengruppe zusammengefaßt werden. Über dem Jura der Muldenfüllung lagert in der Sulzkarmulde die kleine Rotofen-Deckscholle als ideal überblickbare Deckscholle aus Reiflinger Kalken, in der südlichen Mulde lagert die Hauptscholle, die 8,5 km lange Hüpflinger Deckscholle, die von der Hagelmauer westlich des Johnsbachtales im Westen über Gamsstein und Stadelfeldschneid bis zur Hüpflinger Alm im Osten reicht (O. AMPFERER, 1935, S. 12; E. SPENGLER, 1959, S. 237).

Hinzu kommt noch die verkehrt lagernde Scheiblegger Deckscholle aus Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalk südlich der Scheiblegger Niederalm an der südwestlichen Ecke der Gesäuseberge, die K. BÜCHNER (1970, S. 90, Abb. 43) entdeckt hat.

Die durch südvergenten jüngeren Schub eingewickelte Deckscholle der Ebneralm südlich der Hüpflinger Deckscholle besteht aus Dachsteinkalk und Jura und ist wohl als Deckscholle der Mürzalpendecke über Tirolikum aufzufassen und nicht der Hüpflinger Deckschollengruppe anzuschließen, wie noch bei A. TOLLMANN (1967 a, S. 244) geschehen. Hingegen werden seit langem allgemein die zuvor erwähnten Grabneralm-Deckschollen im SE-Teil der Haller Mauern auf Grund ähnlicher schieferreicher Karnfazies in Parallele zu den Hüpflinger Schollen gestellt – ihre Deckschollennatur ist nach heutiger Kenntnis allerdings, wie erwähnt, zweifelhaft.

Die Fazies der Hüpflinger Hauptschollen ist nun durch eine Serie mit Reiflinger Kalk, Reingrabener Schiefen in Wechsellagerung mit Wandaukalken und Hornsteinkalken in der höheren Obertrias der Aflenzer Fazies gleichzustellen, bildet also einen wichtigen Hinweis, daß hier im Osten der Kalkhochalpen ein Hallstätter Kanal mit der Aflenzer Sonderfazies südlich der Dachsteinkalkentwicklung der Gesäuseberge und des Hochschwabs bei Aflenz hinzog.

Die basale Trunkatur der Mürzalpendecke am Kalkalpensüdrand im Bereich der Hüpflinger Deckschollen ist bemerkenswert: Durch Überschiebung und Nachbewegung sind hier beide übereinanderliegenden Deckenstockwerke Mürzalpendecke und Hüpflinger Decke im Extremfall mit ihren obertriadischen bis jurassischen Schichtgliedern in tektonischen Kontakt mit den Werfener Schichten der tirolischen Basalserie gelangt (Abb. 122).

Die Nordfront der Mürzalpendecke im Bereich der Gesäuseberge zeigt gegenüber jener der Haller Mauern einen anderen Stil, so daß E. SPENGLER eine Trennung der beiden genannten Gruppen an einer schrägen Aufschuppung im Gebiet des Buchauer Sattels unter den Moränen vermutet hat. Die Stirnzone zeigt hier keine Stirneinrollung wie im Westen. Eine flach lagernde Platte aus Ramsadolomit und geringmächtigen

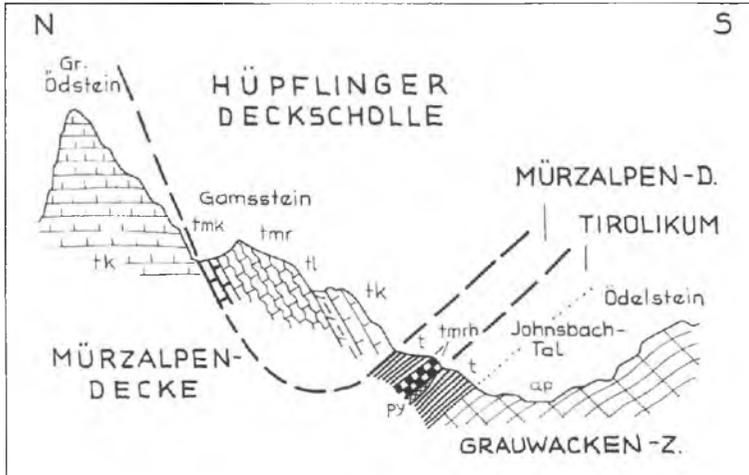


Abb. 122: Die diskordante Auflagerung der Hüpflinger Deckscholle über der Mürzalpendecke im Abschnitt der Ödsteingruppe der Gesäuseberge nach O. AMPFERER (1935, Abb. 66) – tektonische Bezeichnungen nach Taf. 4 eingetragen.

älteren Gliedern beherrscht bis zum neuerlichen Ansatz eines Stirnscharniers weiter im Osten im Abschnitt Peterkogel-Wandaukogel an der Enns den Frontalteil der Decke. Eine eigenartige Stellung nehmen vor dieser Stirnzone die Dachsteinkalk-Jurakalk-Schollen der Looskögel südlich vom Zinödl bei St. Gallen ein, die wohl am ehesten als Schürflinge gedeutet werden können. Die im Abschnitt beiderseits der Enns sich wiederinstellende Stirnfalte des Peterkogels aus Dachsteinkalk und Juragesteinen liefert ein schönes Beispiel für eine nachgosauische sekundäre Stirnausgestaltung, da Reste von Gosau vor diesem Stirnscharnier noch eingeklemmt sind.

Im Abschnitt östlich der Enns ist der Stirnverlauf der Mürzalpendecke von E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN (1962, S. 17) über die seit O. AMPFERER (1931, S. 252) erkannte Bewegungsfläche im Schwabeltal gegen SE weitergeführt worden, wobei sie mit dem Umschwenken des Tales in die W-E-Richtung nach diesem kurzen Stück einer wenig eindrucksvollen Trennung vom Voralpin südlich des Gamser Beckens wiederum durchlaufend nördlich des Hochschwabes über den Abschnitt südlich von Ht. Wildalpen, Siebensee, Rothmauer, Greith, Oisching, Tribein bis in die Puchberg-Mariazeller Linie verfolgt werden kann. In diesem Raum südlich des Gamser Beckens hat bereits E. SPENGLER (1957, S. 261; 1959, Taf. 4) die hochalpine Einheit mit dem Voralpin verbunden. Das Durchziehen einer Deckengrenze durch diese allgemein als Bruchlinie gewertete Störung im Schwabelbachtal wird von den Kritikern der Mürzalpendecke auch als Haupteinwand gegen deren Abtrennbarkeit vom Voralpin vorgebracht (z. B. A. THURNER, 1963, S. 74, der aber selbst die Grenze zwischen seiner Dachsteinschubmasse im Süden und der Gölle-Schubmasse im Norden eben durch dieses untere Schwabelbachtal im Jahre 1951, S. 653 und Abb. 4, führte und durch vier Argumente begründete!). Der Grund für diese Linienführung liegt darin, daß zunächst aus der oben geschilderten Unterlagerung der Haller Mauern und Gesäuseberge durch Ober-

trias- und Juraschollen im Rahmen der Admonter Schuppenzone die Mürzalpencinheit als fernüberschoben gegenüber dem Tirolikum aufgefaßt werden muß (siehe S. 365) – da durch den unmittelbaren Zusammenhang mit dem Hochschwab dieses Massiv ebenso mitüberschoben sein wird. Aus geometrischen Gründen ist demnach eine durchlaufende Überschiebungslinie am Nordrand der Gesäuseberge gegen das Tirolikum hin zu erwarten. Vom fernüberschobenen Ostabschnitt der Mürzalpendecke gelangen wir südlich der Puchberg-Mariazeller Linie ohne Unterbrechung der Schubfläche bis in den Raum des oberen Schwabeltales, und es bietet sich als Verbindungsstück zur Nordrand-Überschiebung der Gesäuseberge nur diese Störung im Schwabeltal an. Die von P. BECK-MANNAGETTA (1955, Atlas von Niederösterreich) angenommene scheinbare Alternativlösung der Fortführung der Gesäuseberge-Nordrandüberschiebung entlang der Schubfläche südlich des Gamser Beckens und nördlich von Ht. Wildalpen ist von E. SPENGLER (1957 b, S. 264) widerlegt worden, da diese Schuppengrenze südlich des Gamser Beckens noch vor Erreichen der Puchberg-Mariazeller Linie endet und man südlich von Wildalpen den einheitlichen Dachsteinkalkzug Seisenstein-Böse Wand queren müßte. Das Argument, das vom Verfasser (1962) ebenfalls verwendet wurde, daß man für die Herkunft der Hallstätter Schollen am Bergstein südlich des Gamser Beckens eine Bezugsnarbe bräuchte und sich die nächste Störung in dieser Linie im Schwabeltal einstellt, ist insofern stichhaltig, da man diese Hallstätter Schollen nicht aus einem Südkanal, der hier ja ein schieferreiches Karn sowie Aflenzler Kalk und nicht Hallstätter Kalk führt, ableiten kann. Es bleibt demnach im Raum südlich des Gamser Beckens nur die Störung im Schwabeltal mit Haselgebirge im Talgrund als Nordgrenze in diesem Abschnitt übrig.

Wie schon S. 363 erwähnt, hat die Neuuntersuchung des Abschnittes beiderseits des unteren Schwabeltales durch J. MAURACHER (1976) in aller Deutlichkeit ergeben, daß kein ungestörter muldenförmiger Zusammenhang der Flanken zu beiden Seiten des unteren Schwabeltales besteht. Er hat vielmehr zeigen können, daß auf der linken Talseite die Abbeugung des Dachsteinkalkes vom Wandaukogel nach SE weiterzieht, begleitet vom Rhätkalk und einzelnen Hierlatzkalk-Vorkommen, daß darüber aber noch eine steil gegen SW aushebende Schuppe die Vorhöhenzone SW Maunz aus Dachsteinkalk und Hierlatzkalk aufbaut. Diese lokale höhere Schuppe ist sicherlich nicht von fern herleitbar, sondern offenbar beim stirnförmigen Einbohren der Front der Gesäuseberge abgesplittert und zur Stirnschuppe geworden.

Bei gemeinsamer Begehung mit J. MAURACHER auf der rechten Flanke des Schwabeltales konnte ferner festgestellt werden, daß hier eine kräftige nordwestvergente überschlagene Antiklinale mit Werfener Schiefen, Reichenhaller Rauhwacke und Gutensteiner Schichten im Kern beim Franzbauer mit NE-SW-Streichen gegen das Schwabeltal hinführt, dort im Talgrund noch durch die schon seit O. AMPFERER bekannten Tieftriasglieder im Tale erfaßbar ist, dann aber von einer offenbar unter dem mächtigen Pleistozänschutt im Talgrund liegenden Störung abgeschnitten wird, da die Westflanke des Tales eine völlig andere Struktur aufweist. Damit wird die Vorstellung von einer direkten Verbindung der hochalpinen Gesäuseberge über eine normal gebaute Mulde im Schwabeltal zur voralpinen Göllederdecke durch mehrere tektonische Argumente widerlegt.

Auch die Fazies des Tirolikums NF des unteren Schwabelbachtals mit dem neu entdeckten hunderte Meter mächtigen karnischen Cidariskalken paßt durchaus nicht zur

hochalpinen Fazies der Gesäuseberge mit dem so weitgehend reduzierten karnischen Niveau jenseits des Schwabeltales.

Der Übergang von der Berchtesgadener Fazies zur *Hochschwabfazies* vollzieht sich in der *Kaiserschildgruppe* östlich der Radmer, wo gegen Osten hin der Wettersteinkalk mehr und mehr den Ramsaudolomit in der Mitteltrias ersetzt. Daß auch dieser Abschnitt der Mürzalpendecke allochthon ist, beweist das stratigraphisch paradoxe Auftreten eines durchgehenden Haselgebirgszuges hart an der Basis des Stanglkogels über dem der Grauwackenzone verbundenen Werfener Schiefer-Streifen bei Radmer a. d. Stube (O. AMPFERER, 1933, Kt.).

#### d) Die Hochschwabgruppe

**Überblick.** Durch die Untersuchung von E. SPENGLER (1920 a; 1920 b; 1922; 1925 a; 1926 a) ist Schichtfolge und Struktur der Hochschwabgruppe einschließlich der umgebenden Berge wie Zeller und Aflenzer Staritzen sowie des im Süden vorlagernden Zuges Meßnerin-Mitteralpe-Oisching bei Aflenz einer Klärung zugeführt worden. Das Gebiet zeigt in der Hauptkette *Hochschwabfazies* mit Wettersteinkalk und Dachsteinkalk als Leitgesteine, im Süden die Fölfazies, E. SPENGLER (1920 a, S. 55), mit reichlich Wettersteindolomit und im südöstlichen Teil die Aflenzer Fazies mit ihren Anklängen an eine Hallstätter Entwicklung. Die tektonische Abgrenzung dieser zur Mürzalpendecke gerechneten Gruppe ist am Nordrand im Westen durch steile bis seigere Bewegungsflächen gegeben, die sich gegen Osten hin allmählich auf flacher umlegen (Abb. 123). Am Südrand ist gegen die basale Werfener Schieferzone nur abschnittsweise eine Schubfläche zu registrieren, andernorts muß die – bei der hier vorgelegten Auffassung einer weit überschobenen Decke – zu fordernde Bewegungsfläche noch innerhalb der Werfener Schiefer liegen. Der Innenbau der Hochschwabgruppe ist einfach. Er wird durch zwei mäßig wirksame Längsantiklinalen und zugehörige Mulden, durch Längsbrüche und mäßige südvergente Aufschuppung gekennzeichnet. Querfaltung fehlt. Die Stirnzone ist zweiphasig bewegt.

Der Nordrand der Mürzalpendecke verläuft im Abschnitt der Hochschwabgruppe entlang der altbekannten Störungslinie oberes Schwabeltal, südlich Ht. Wildalpen, Siebensee, Brunnsee, Rothmauer, Oisching und Tribein in den Raum nördlich von Gußwerk. Die seiger stehende westliche Grenzfläche wird in der bestehenden Literatur vielfach seit A. BITTNER (1890, S. 306) „Gußwerk-Admonter Linie“ einfach als direkte Fortsetzung des Gesäusebruches gewertet, eine Meinung, der wir hier – wie S. 369 ausgeführt – nicht folgen können. E. SPENGLER (1922, S. 167), der der BITTNERschen Auffassung zuneigt, beschreibt auch eine Faziesangleichung von Voralpin und Hochalpin gegen Westen hin: Östlich vom Siebensectal S Wildalpen stehen sich noch die prächtig gebankten Dachsteinkalke der Gölledercke im Zuge der Kräuterin und die Dachsteinsriffkalke der Hochschwabgruppe gegenüber, westlich davon stellen sich auch in der hochalpinen Einheit geschichtete Typen im Dachsteinkalk ein (Abb. 123). Wir können dieses Merkmal nicht als so bezeichnend werten, daß wir damit Decken trennen oder verbinden, weil der Wechsel in der Ausbildung der Plattformsedimente im allgemeinen durchaus nicht mit Deckengrenzen zusammenfallen muß.

Über die Ausbildung des Nordrandes der verschiedenartig benannten hochalpinen Einheit in diesem Raum (Hochschwabgruppe, Dachsteinschubmasse, Hoch-



schwab-Schneebergdecke, Mürzalpendecke etc.) hat sich eine umfangreiche Speziallithologie entwickelt, auf die hier nur verwiesen werden kann (E. SPENGLER, 1922; 1925; 1931; 1957; A. TIURNER, 1951; 1963; E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN, 1962 etc.). Das Ergebnis dieser Arbeiten läßt sich dahingehend zusammenfassen, daß diese Nordfront der hochalpinen Einheit zweiphasig bewegt worden ist. Vorgosauisch erfolgte der Einschub der Decke, wie die Gosautransgression über hochalpine Elemente im Raum der weiter im Osten hinziehenden Puchberg-Mariazeller Linie ESE Mariazell beweist. Nachgosauisch hat der nachschiebende Hauptkörper der Mürzalpendecke die Frontteile, die als Stirnschuppe liegengeblieben sind, nochmals ein Stück überfahren und dabei weithin eine nachgosauische Stirnfalte gebildet, die auf der Strecke Bärenbachsattel, Rothmoos, Greith, Reithals, Tribein erhalten ist. In dieser durch Gosaeinklemmung als nachgosauisch belegbaren Zeit kam es unter dem Druck der hochalpinen Einheit auch noch zur Zerschuppung des angrenzenden voralpinen Streifens, in dem die Radmer- und Tribeinschuppe entstanden sind (Taf. 5; Taf. 7, Fig. 7). Während nun E. SPENGLER die vor dieser nachgosauischen Stirn der hochalpinen Einheit gelegenen Partien und Deckschollen aus Haselgebirge und begleitenden Gesteinen mit Hallstätter Fazieseinfluß oder Hallstätter Kalken als fernüberschobene, eingewickelte Ultradeckschollenreste aus einer Hallstätter Zone südlich des Kalkalpensüdrandes (1925, S. 296, Fig. 2; 1959, Taf. 4) oder (1931 b, Taf. 18) als Deckschollen der Schneebergdecke sah, sind sie einfach als Stirnpartien der Mürzalpendecke selbst zu werten (E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN, 1962, S. 14 f.; A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1), da ja die Hallstätter Fazies in dieser Decke aus den Mürztaler Alpen kommend gegen NW hin in den Vorderrand der Einheit hinüberzieht. Die mehrphasige Wirkungsweise der Transversalbewegung an der Mürzalpendeckefront in diesem Abschnitt ist ja bereits im ersten Band dieser Kalkalpen-Monographie (1973 a, S. 51, Abb. 21) geschildert worden.

Der Innenbau der Hochschwabgruppe. Entscheidend für die Klärung des stratigraphischen wie tektonischen Aufbaues war die Entdeckung der Carditaoolithe und später die Verfolgung des diese Oolithe begleitenden Dolomitbandes innerhalb der Riffkalkmasse des Hochschwabes durch E. SPENGLER (1920 a, S. 50). Hiedurch konnte er die von A. BITTNER (1887, S. 93; 1890, S. 302) noch nicht untergliederten Triasriffkalke in die Wettersteinkalke und Dachsteinkalke teilen. Wir wissen heute, daß vielfach unter Ausfall des Carditanivcaus Tisovec-Kalke im Karn den Zusammenhang der mittel- und obertriadischen Riffplatte herstellen.

Die Hochschwabgruppe samt ihren Vorlagen im Süden kann in drei Längszonen gegliedert werden: 1. Die Nordregion (Abb. 123) beinhaltet die vom Wettersteindolomit (bzw. untergeordnet Wettersteinkalk) über geringmächtigen Hauptdolomit in den Dachsteinriffkalk reichende Serie, die in der Riegerinmulde mit einem schrägen Längsverlauf mäßig tief eingefaltet ist und im Ostteil von der Gschöder-Antiklinale mit Werfener Schiefer-Aufbrüchen begleitet wird (E. SPENGLER, 1922, S. 160 ff.) – Taf. 7, Fig. 7. In der östlichen Fortsetzung der Nordzone herrscht in der Zeller Staritzen der Wettersteinkalk vor. 2. Eine mittlere Zone, vorwiegend aus Wettersteinkalk, der auch den Hauptgipfel des Hochschwabes aufbaut und der in die Aflenzer Staritzen gegen Osten weiterzieht, wird im Westteil durch den Fobestal-Längsbruch und im Osten durch den Höllbruch gegen die Nordzone abgegrenzt (E. SPENGLER, 1925, S. 278), wobei sich beim Fobestalbruch sogar eine Gosauzone am Nordrand der Südscholle

erhalten hat. Diese zentrale Zone des Hochschwabes wird im Mittelabschnitt durch die südvergente Sackwiesenschuppe in der Längsrichtung schräg durchzogen (Taf. 5 und Abb. 124). 3. Am Dullwitzbruch (E. SPENGLER, 1925, S. 275) ist im Ostabschnitt die Südrandzone, das Mittelalpen-Bürgeralpen-Plateau, abgesetzt. Diese Südzone wird der Länge nach durch die Seebergantiklinale durchzogen, die vom Gebiet südlich der Frauenmauer bei Eisenerz im Westen bis über Seeberg in der Gollrader Bucht im Osten verfolgt werden kann. Sie erscheint entlang dieses Verlaufes mit mehreren Werfener Schiefer-Aufbrüchen mitten im Triaskarbonat-Gebiet, so in der Jassing mit hoch aufgepreßter, nordüberschlagener Antiklinale, unter der noch im Kern eine tiefere Schuppe aufscheint, ferner in der Tragößler Klamm, im Buchberg-Fenster und buchtförmig gegen Westen bei Seewiesen in der Gollrader Querstruktur.

In dieser Südzone verdient die altberühmte Verzahnung der Aflenzer Fazies am Bürgeralpenplateau mit der Dachsteinkalk/Hochschwab-Fazies der Mittelalpe weiter im Norden besonders hervorgehoben zu werden, da man hier den unmittelbaren Zusammenhang der Riffkalkentwicklung am Kalkalpensüdrand zu einem südlich vorgelagerten Hallstätter Subfaziesraum prächtig überblicken kann. E. SPENGLER (1920 b, S. 224 ff., Taf. 4) hat dieser Verzahnung eine monographische Studie gewidmet, H. LOBITZER (1972; 1975) den Faziesübergang modern untersucht – Abb. (125): Der Obertrias-Schichtfolge von Reingrabener Schieferen in dreimaligem Wechsel mit Wandau-

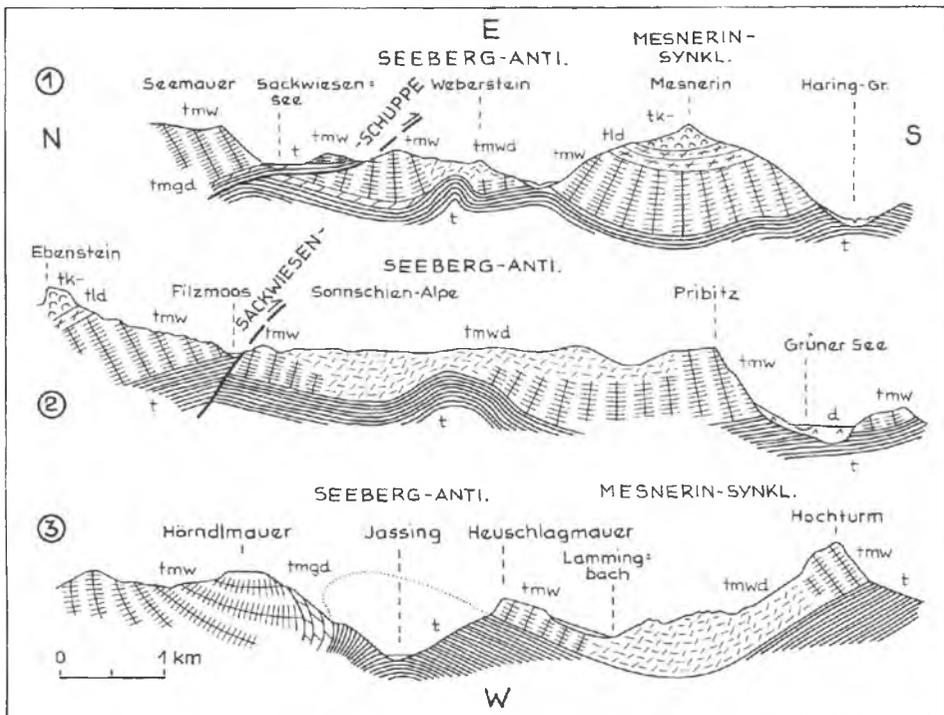


Abb. 124: Der Südteil der Hochschwabgruppe nach E. SPENGLER (1922, Abb. S. 157).

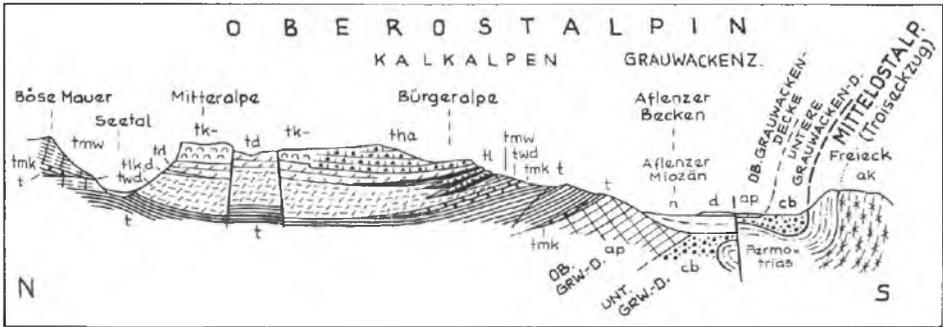


Abb. 125: Die Verzahnung der Aflenz Fazies mit der Hochschwabfazies auf der Bürgeralpe bei Aflenz nach E. SPENGLER (1926, Prof. VI).

kalk und dunklem karnischem Dolomit sowie norischem Aflenzerkalk als Beckenfazies im Süden steht die Entwicklung von Ramsaudolomit, Hauptdolomit und Dachsteinkalk als Plattformsediment im Norden gegenüber. Während die Bürgeralpe und die Endriegeln noch im Bereich der Aflenz Beckenfazies mit ihren dunklen norischen Hornsteinknollenkalken liegen, stellt sich am Hochstein und am Südrand des Mitteralpenplateaus die Vorrifffazies der Dachsteinkalkplatte ein, wird die Hauptmasse der Mitteralpe, des Fölzstein und des Karlhochkogelplateaus von zentraler Rifffazies mit Einschaltung von Hallstätter Kalk-Linsen mit Hallstätter Faunen beherrscht und nach Durchquerung dieses 3 km breiten Streifens im NW bereits der Megalodonten-führende Rückriffbereich des geschichteten Dachsteinkalkes erreicht (H. LOBITZER, 1975, Abb. 1).

Die Südgrenze der Mürzalpendecke über der basalen Werfener Schieferzone ist verschiedenartig ausgebildet. Abschnittsweise ist die Überschiebung im Hangenden der Werfener Schichten basal durch Haselgebirgszüge markiert, wie etwa an der Basis der Seemauer am Leopoldsteinersee oder an der Basis der Meßnerin NE Oberort/Tragöß. Abschnittsweise sind schöne tektonische Diskordanzen, basale Schrägzuschnitte an der Untergrenze des Triaskarbonat-Körpers der Mürzalpendecke zu beobachten, wie z. B. an der Leobener Mauer und am Trenchtling NE Prebichl. Andernorts aber ist die Grenze zwischen Mitteltrias und Werfener Schieferen intakt, Werfener Kalke vermitteln an der Skyth-Obergrenze, wie etwa im Bürgeralpenprofil, so daß in solchen Abschnitten bei dem hier abgeleiteten Fernschub der Mürzalpendecke über einem tirolischen Basalstreifen aus Prebichlschichten und Werfener Schichten die Überschiebungsgrenze mitten in der Werfener Schieferzone zu suchen ist (Pfaffenstein, Bürgeralpe).

### e) Die Mürztaler Alpen

Überblick: Gegenüber den recht einfachen Verhältnissen in der Hochschwabgruppe erreicht die fazielle wie tektonische Komplikation in den gegen Osten anschließenden Mürztaler Alpen einen neuen Höhepunkt. Durch die breite Entfaltung einer in sich faziell noch zweigegliederten nördlichen Hallstätter Entwicklung in einem Nordkanal, die zum Teil weithin in verkehrter Serie der Mürzalpendecke überschoben aufruft, durch die weite Überschiebung von Teilen eines einstigen südlichen Hallstätter

Kanals in Aflenzer Fazies und besonders auch durch den ab der Gollrader Bucht gegen Osten hin einsetzenden Fernschub der einst zwischen den beiden Hallstätter Kanälen gelegenen Riffkalkbarre in Form der Schneebergdecke mit ihrem Deckschollenschwarm in den Mürztaler Alpen ist diese hohe Komplikation bedingt. E. v. MOJSISOVIC (1879), G. GEYER (1889), A. BITTNER (1888 etc.), L. KOBER (1912 b), F. HERITSCH (1921), E. SPENGLER (1931), H. P. CORNELIUS (1939; 1952), G. SCHMITZ (1961), E. KRISTAN & A. TOLLMANN (1962), A. TOLLMANN (1963 c) und R. LEIN (1972) haben in erster Linie mit den eng verknüpften stratigraphischen und tektonischen Problemen der Mürztaler Alpen gerungen und zum Werden des heutigen, erst in großen Zügen abgeschlossenen Bildes beigetragen. H. P. CORNELIUS (1939, S. 30 ff.) informiert in einem eigenen Abschnitt seiner Mürztaler Arbeit über die Erforschungsgeschichte des Raumes.

Die Besprechung der geologischen Verhältnisse der Mürzalpendecke soll zuerst (1) den Hauptkörper der Decke, seinen Umfang, seine Fazies und seine Abgrenzung erfassen, soll dann (2) die auflagernde umfangreiche Naßköhrschuppe in Hallstätter Fazies schildern und schließlich (3) die Deckschollen der Schneebergdecke in den Mürztaler Alpen erwähnen, die im nächsten Kapitel im Zusammenhang mit der Schneebergdecke behandelt werden (vgl. Taf. 7, Fig. 5-6).

### 1. Der Hauptkörper der Mürzalpendecke

**Umgrenzung:** Im Bereich der Gollrader Bucht wird durch eine großräumige flache Queraufwölbung der Sockel der Nordkalkalpen, die Grauwackenzone, so hoch emporgewölbt, daß die auflagernde kalkalpine Einheit bis auf die Eibelkogel- und Rauschkogel-Scholle NE Turnau entweder völlig abgetragen worden ist oder nur die basalsten Reste der Werfener Schichten erhalten geblieben sind, so daß sich östlich von Gollrad noch weit vom Kalkalpensüdrand gegen Norden einspringend ein stratigraphisches Fenster von Gesteinen der Grauwackenzone im Werfener Schichtenland auftut. Die aus den Kalkalpen bekannten Längsantiklinalen laufen auch über diese Gollrader Bucht gegen Osten hinweg. Als Eckpfeiler östlich jener Queraufwölbung von Gollrad ragt die Veitsch als fazielle und tektonische Fortsetzung des Hochschwabes im Südwestteil der Mürztaler Alpen auf. Nördlich der Gollrader Bucht aber zieht der Nordteil der Mürzalpendecke von der Zeller Staritzen ohne tektonische oder erosive Unterbrechung über das Aschbachtal zur Wetterin und weiter nach Niederalpl und Dobrein in das obere Mürztal.

Dieser Süda b s c h n i t t der Mürztaler Alpen ist durch eine durch Gosaeinklemmungen als südvergente Schubfläche erfaßbare Bewegungsbahn innerhalb der hochalpinen Großeinheit nur sekundär vom Hauptteil der Mürzalpendecke in den Mürztaler Alpen getrennt. Letzterer umfaßt die Region des Buchalpengrabens nördlich von Niederalpl, jene des Mürzquertales im Raum Scheiterboden-Mürzsteg, das Gebiet des tektonischen Unterbaues der Schneeralpe zwischen Krampen im Süden und Kl. Waxeneck im Norden, das Schnealpengebiet zwischen der zur Schneebergdecke gehörigen Rauhenstein-Deckscholle im Süden und der Roßkogel-Deckscholle im Norden bis hinüber nach Hinternaßwald, wo die Mürzalpendecke in ganzer Breite unter der sich landschaftlich mit Mitteltrias-Kalkmauern darüber aufbauenden Schneebergdecke des Raxstockes gegen Osten verschwindet.

Es sei zum Verständnis des Baues vorweggenommen, daß über diesem basalen kalkhochalpinen Gebirge noch zwei tektonische Stockwerke auflagern, zunächst die parautochthon aus den Hallstätter Gesteinen vom Rücken der Mürzalpendecke selbst abgeschürfte, verkehrt lagernde Naßköhrschnuppe im Gebiet der Naßköhr, der Mürzschlucht südlich von Frein, des Proles und westlich davon, sowie der nach seinem Mechanismus und Material aus Zlambachmergeln vergleichbare Anteil im Aschbachtal weiter im Westen; sodann aber auch ein großer Schwarm von Deckschollen der Schneebergdecke, die über der Mürzalpendecke bzw. – wo vorhanden – ihrer verkehrt lagernden Naßköhr-Rückenschnuppe tektonisch als oberstes Stockwerk aufrufen (Taf. 5). Zur Schneebergdecke gehören – unter Erweiterung der bisherigen Kenntnisse hier als Schlußfolgerung aus der Arbeit von R. LEIN (1972, S. 109) dazugenommen – die Sauwandscholle, die Wasserbauerkogel-, Königskogel-, Lindkögerl- und Jägerbauerngraben-Deckscholle im Bereich des Aschbachtals, die Tonionscholle mit einer Gruppe von Schollen wie Weißalpe und Schwarzkogel etc. randlich angegliedert, der Hohe Student, die Roßkogel-Deckscholle, die sich gegen Osten bis zum Gr. Sonnleitstein fortsetzt, die Rauchkogelscholle, die Lachalpen-Deckscholle und die Rauhenstein-Deckscholle (siehe S. 393).

Der Sockel der Mürztaler Alpen unterhalb dieser Deckschollen-Streu, der nun die Mürzalpendecke repräsentiert, umfaßt im betrachteten Abschnitt von NE gegen SW hin drei verschiedene Faziesräume, die durch etwa NW-SE-ziehende Grenzen voneinander getrennt waren. Die vierte Fazies im nördlich angrenzenden Gebiet, die voralpine Dachsteinkalkentwicklung mit Hauptdolomit, deren südlichster Streifen vom Verfasser früher zur Mürzalpendecke dazugenommen worden war, wird nun als tektonisch höchstwahrscheinlich selbständig davon abgetrennt (siehe S. 362). Über einem einheitlichen Unterbau aus Tieftrias bis Wettersteindolomit setzen im Nord- und Mittelabschnitt der Mürzalpendecke in der Obertrias zwei verschiedene Hallstätter Fazieszonen auf, (a) die Mürztaler Schwellenfazies mit norischem Hallstätter Kalk über noch in Seichtwasserentwicklung gebildetem karnischen Tisovec-Kalk im Nordosten und (b) die Mürztaler Beckenfazies mit Mürztaler Schichten, Hallstätter Kalk und Zlambachmergeln im mittleren, NW-SE- bis Ost-gerichteten Streifen. Südlich davon ist in der Veitsch nach abermaliger Vermittlung von Schwellenfazies mit Hallstätter Kalk noch ein Stück der nun primär folgenden Riffkalkbarre in Hochschwabfazies (c) erhalten geblieben, in welcher bereits in der Mitteltrias Wettersteinkalk gegenüber Dolomit dominieren und in welcher die Riffentwicklung meist ohne Unterbrechung über Tisovec-Kalk zu Dachsteinriffkalk überleitet. Erst südlich dieser Riffbarre käme die Aflenzer Fazies (d) zu liegen, von der wir in den Mürztaler Alpen aber nur ganz im Westen, im Aschbachtal, Zeugen im Bestand der Schneebergdecke in Form der Aflenzer Kalke der Sauwanddeckscholle südlich des Sauwandriffkalkes erhalten haben, über deren Beheimatung südlich der Riffkalkbarre aber durch die schöne Verzahnung auf der Bürgeralpe (Abb. 125) kein Zweifel bestehen kann.

Im einzelnen ist nun, nachdem diese schwer durchschaubaren Verhältnisse endlich weitgehend geklärt sind, hier auch eine etwas nähere Erläuterung der Einzelheiten dieser Faziesräume nötig. Die zunächst erwähnte Mürztaler Schwellenfazies ist im Schneepalpengebiet über der Wettersteindolomitplatte besonders im Raum des Kl.

Waxeneck, Hirscheck und Schönhaltereck in einer aufrechten, mit der dolomitischen Mitteltrias verbundenen Serie erhalten geblieben und ist in stratigraphischer Hinsicht in bezug auf die Einzelheiten ihrer Schichtfolge hier von R. LEIN jüngst analysiert worden (R. LEIN & H. ZAPPE, 1971, Abb. 2; R. LEIN, 1972, S. 19 ff.). Diese Mürztaler Schwellenfazies umfaßt über dem Wettersteindolomit ein schmales Band karnischer Cidarischichten oder den so bezeichnenden Cidarisgrendolomit, einen Emersionshorizont mit Rotfärbung des Dolomites, dann die Seichtwasserentwicklung im Karn in Form der typischen Tisovec-Kalke im Liegenden, also massigen Algenkalken des tieferen karnischen Bereiches und einen dem Begriff Tisovec-Kalk bisher untergeordneten mikritischen, Oncoidlagen führenden, geschichteten Pachyodontenkalk mit *Cornucardia bornigii* (BITTNER) und Megalodonten der *triqueter*-Gruppe im höheren Karn eigener Prägung (für den ein eigener Begriff, etwa Waxeneckkalk, nach seiner spezifischen Ausbildung in diesem Raum angebracht wäre). Es gibt ja eine lange Diskussion über diese Megalodonten-führenden Kalke in der Literatur, in denen man früher Dachsteinkalk in Verzahnung mit Hallstätter Kalk gesehen und daran auch manche tektonische Überlegung geknüpft hatte, welche aber in Wahrheit als eigenes Glied zwischen der unterkarnischen Seichtwasserentwicklung und den darüber folgenden norischen Hallstätter Kalken auftreten (G. GEYER, 1889, S. 604, 620, 623; E. BÖSE, 1898, S. 582; H. P. CORNELIUS, 1939, S. 63; W. SCHLAGER, 1967 a, S. 68; A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 117; R. LEIN & H. ZAPPE, 1971, S. 134). Das eigentliche Hallstätter Schwellensediment, der Hallstätter Kalk, liegt, durch Conodonten und im höheren Teil durch eine Ammonitenfauna belegt, ab der Wende Tuval/Lac diesem Waxeneckkalk stratigraphisch auf und reicht bis in das Sevat empor. Zlambachmergel im Hangenden dieser Hallstätter Kalke der Schwellenfazies sind nur in Spuren bei dem Hallstätter Kalk-Span in aufrechter Folge, der verschuppt am Südfuß der Wildalpe bei Frein auftritt (R. LEIN, 1972, S. 76) und den wir wohl aus dieser aufrecht lagernden Nordfazies ableiten können, vorhanden.

Die ursprünglich gegen SW anschließende Entwicklung der Obertrias in Mürztaler Beckenfazies ist einerseits in einer aufrecht lagernden, mit dem Wettersteindolomit des Sockels verbundenen Serie vorhanden, andererseits in der erwähnten verkehrten Naßköhrschruppe(-decke), die auf Grund der weitgehenden faziellen Übereinstimmung zu der darunter lagernden aufrechten Serie in Mürztaler Beckenfazies ganz ohne Zweifel von dieser als verkehrter Schenkel einer liegenden Falte, beim weiteren Transport abgesichert, abzuleiten ist. In fazieller Hinsicht stimmt die normal lagernde Mürztaler Hallstätter Beckenentwicklung und jene der verkehrt lagernden Serie in der Naßköhrschruppe – wie erwähnt – überein, so daß hier kein Hindernis einer Ableitung besteht. Der von R. LEIN (1972, S. 83) genannte Faziesunterschied, wonach der in der Naßköhrschruppe vorhandene Hallstätter Kalk in der aufrechten Serie der Mürzalpendecke im Buchalpengraben durch lithofaziell ähnliche Mergelkalke vertreten wird, ist nicht gravierend, da nicht vergessen werden darf, daß in der östlichen Fortsetzung der aufrechten autochthonen Serie der Mürzalpendecke im Kuhkogelprofil bei der Krampener Klause (R. LEIN, l. c., Taf. 4) ebenfalls Hallstätter Kalk unter den Zlambachmergeln vorhanden ist.

Die Serie in der Mürztaler Beckenfazies umfaßt im Hangenden des Wettersteindolomits des Sockels die karnischen (Osten) bzw. karnisch-norischen (Westen) Mürztaler Schichten, norischen Hallstätter Kalk und rhätische Zlambachmergel (R. LEIN, l. c.,

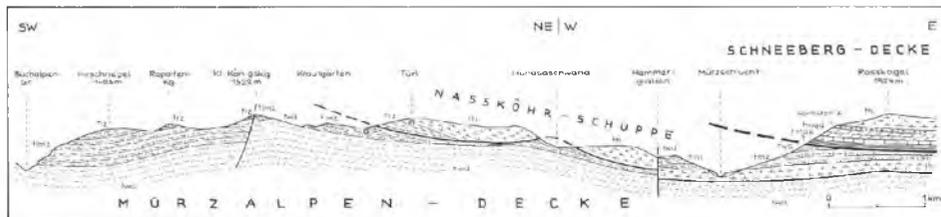


Abb. 126: Schrägprofil im Westteil der Mürztaler Alpen vom Buchalpgraben über die Mürzschlucht zum Roßkogel nach R. LEIN (1972, Taf. 5). Das Profil zeigt das Übereinander von aufrecht lagerndem Hauptkörper der Mürzalpeneckendecke, von der verkehrt lagernden Naßköhrschuppe und der aufrechten Serie in der Roßkogel-Deckscholle der Schneebergdecke.

S. 26 ff.). Die Verteilung dieser Obertrias über dem durchlaufenden Wettersteindolomitsockel ist nun so, daß die normallagernde Obertrias noch in einem südlichen Streifen in vollständiger Erhaltung vorliegt. Im Buchalpgraben N Niederalpl und auf der Königsalpe nördlich davon erreicht diese Serie einschließlich der Zlambachsichten 500 m Mächtigkeit, gegen Norden hin wird sie durch die darüber überschobene Naßköhr-Verkehrtschuppe mehr und mehr amputiert, so daß sie im Prolesgebiet bis auf die Mürztaler Schichten, gegen die Mürzschlucht südlich Frein hin sogar vollkommen bis auf den Wettersteindolomit-Untergrund abgeschert ist und die Verkehrtschuppe mit der Serie aus rhätischen Zlambachsichten (wo vorhanden) zuunterst, Hallstätter Kalk in der Mitte und Mürztaler Schichten zuoberst darüber zu liegen kommt – Abb. 126.

Diese verkehrte Schuppe läßt sich dann am Südrand um die Roßkogel-Deckscholle herum ins Naßköhr und weiter gegen Osten verfolgen.

Der Schlüssel zur Deutung dieser komplizierten Verhältnisse lag in dem so vielfältig interpretierten Mürzschluchtprofil südlich von Frein. Auf die Verknennung der verkehrten Lagerung der Hallstätter Trias dieser Naßköhrschuppe geht ja bekanntlich (neben jener im Verkehrtsprofil des Millibrunnkogels im Salzkammergut) der verhängnisvolle Irrtum in der Trias-Stufengliederung von E. v. MOJSISOVICS zurück (E. v. MOJSISOVICS & G. GEYER, 1887, S. 229; E. v. MOJSISOVICS, 1892, S. 776), der die norische Stufe in das Liegende der karnischen Stufe gestellt hatte, was durch A. BITTNER erst nach heftiger Fehde korrigiert werden konnte. Damals waren die Zlambachmergel unter dem Hallstätter Kalk noch als Normalprofil betrachtet worden. Als man später das umgekehrte Altersverhältnis erkannt hatte, legte man einfach Schuppengrenzen zwischen jedes Schichtglied oder zwischen Schichtgliederkomplexe, um weiterhin bei aufrechten Folgen zu bleiben (F. HERITSCH, 1921, S. 118 f.; H. P. CORNELIUS, 1939, S. 98, 111, Taf. 4). Erst im Jahre 1967 wurde die inverse Lagerung des Mürzschluchtprofiles vom Verfasser erkannt (1967 a, S. 243, Taf. 1; 1967 e, Abb. 7) und als Verkehrtschenkel einer überdimensionalen Liegendefalte betrachtet, bei dem zuoberst nicht Hauptdolomit im Sinne von H. P. CORNELIUS, sondern mitgerissener Wettersteindolomit des Sockels lagert. R. LEIN (1972, S. 66) hat diese verkehrte Lagerung bestätigt und die noch größere Ausdehnung der Verkehrtschuppe im einzelnen erfaßt, auch noch die zugehörigen Zlambachmergel zuunterst erneut sichergestellt und beobachtet, daß die Untergrenze dieser Verkehrtschuppe allenthalben eine Schubfläche darstellt (daß also der als verkehrter Schenkel einer liegenden Falte angelegte Schichtstoß im Kern der Mulde, in den Zlam-

bachschichten, durchgerissen und überschoben worden war). Als Bezeichnung für diese Zwischenschuppe zwischen Mürzalpendecke und Schneebergdecke hat der Verfasser (1963 c, Taf. 16) den Begriff Naßköhrschuppe eingeführt, dem der Begriff Prolesschuppe, R. LEIN (1972, S. 60), synonym ist, auch wenn der Umfang der Schuppe sich gegenüber der ursprünglichen Fassung noch vergrößert hat.

Die Herkunft und Beh Heimatung der Naßköhrschuppe erscheint problemlos. Die Serie ist durch ihre Sonderausbildung in Mürztaler Beckenfazies so eindeutig charakterisiert, daß sie ohne jeden Zweifel von der unterlagernden, noch in aufrechter Folge auf dem Sockel liegende Mürztaler Beckenfaziesserie abzuleiten ist. Wir können außerdem noch den Urheber dieser riesigen Abwalzung und der Formung dieser Verkehrtslamelle beobachten: Die darüber noch erhaltene Gruppe von großen Deckschollen der mächtigen Schneebergdecke zeigt eindeutig an, daß es diese hochjuvavische Einheit war, die in ganzer Breite die Mürzalpendecke wie ein Schlitten überfahren hat und hierbei fast selbstverständlich die plastische Obertriashaut der Unterlage teilweise abgezogen und vor sich hergerollt hat. Es ist keine andere Kraft vorhanden, die in solcher Breite diese Zwischenlamelle produziert hätte, als die noch darüber erhaltene Schneebergdecke. Zugleich aber können wir in einer für die Kalkalpen seltenen Art auf der Forststraße SE Frein, östlich oberhalb der Mürzschlucht, an der (im verkehrten Schenkel bekanntlich auf den Kopf gestellten) Faltenvergenz die Nordbewegung ablesen.

Eine Fernherkunft der Naßköhrschuppe mit ihren typischen Mürztaler Schichten und Hallstätter Kalken aus dem nächst südlicheren Trog jenseits der Veitsch-Riffkalkbarre, dem Aflenzer Trog, ist zufolge der von der Aflenzer Fazies abweichenden Faziesentwicklung nicht möglich und nicht nötig. Eine Herkunft aus Norden ist (entgegen der Auffassung R. LEIN, 1972, S. 87) schon auf Grund der auch im Kleinfaltenbau prächtig sichtbaren Nordvergenz nicht möglich, ebenso nicht auf Grund des Umstandes, daß sich der Ostteil der Naßköhrschuppe bereits über den nächsten nordöstlichen Faziesstreifen der Mürzalpendecke legt, nämlich den oben besprochenen Mürztaler Seichtwasser- und Schwellenfaziesraum, so daß man aus diesem oder dem Gebiet nördlich davon eine Beckenfaziesentwicklung nicht mehr beziehen kann, während die aufrechte Serie in Beckenfazies noch im Süden nördlich der Mürz weiterstreicht: Im Bereich der Kram-pener Klause sind ja die bei H. P. CORNELIUS (1936, Kt.) als Pseudohallstätterkalke bezeichneten und von ihm als Mitteltrias betrachteten Gesteine durch H. FLÜGEL & H. PETAK (1964) sowie durch R. LEIN (1972, S. 23 und Taf. 4) als echte obertriadische Hallstätter Kalke erkannt worden, über denen noch Zlambachmergel folgen (alle von CORNELIUS als Pseudohallstätterkalke bezeichneten Gesteine in den Mürztaler Alpen stellen echte Hallstätter Kalke dar).

Die Platzfrage für die Einwurzelung dieses Verkehrtpaketes der Mürztaler Beckenfazies an deren Südrand im heutigen Bereich der Dobreiner Linie löst sich ebenfalls, wenn man die verblüffenden Erkenntnisse von der unerwartet weiten nachgosauischen Südüberschiebung im Bereich dieser Linie mitberücksichtigt, die durch den Bau des Schnealpenstollens gewonnen worden sind. Die Dobreinerlinie ist demnach eine regionale, großräumige, nachgosauische, südvergente Überschiebungsbahn. Man hat ihre NW-Fortsetzung, die Tonionlinie, bereits bisher an der durch Gosau-Einlagerungen markierten Südseite der Tonion erfaßt und durch die Gosaeinzwickung N Nieder-

alpl und N Dobrein erkennen können (H. P. CORNELIUS, 1939, S. 125, 138). Man hat ferner für eine kräftige südvergente Bewegung an der der Dobreinlinie im Norden benachbarten parallelen Glockriegel-Überschiebung NE Krampen durch die Deckscholle am Kuhkogel seit H. P. CORNELIUS (1939, S. 87) einen beredten Zeugen. Besonders eindrucksvoll aber ist die Südvergenz, die man mit der Einschaltung von Gosaubrekzie in der Bewegungsbahn in den Werfener Schichten an der Basis der Mürzalpendecke im Schneecalpenstollen der Wiener Hochquellenleitung erfaßt hat, wo Gosau bis rund 3 km vom Ausbiß der Werfener Schiefer gegen Norden ins Innere des Gebirges NE von Neuberg/Mürz anhielt (F. BAUER, 1969, Taf. 1; T. GATTINGER, 1973, Taf. 2). All diese Beobachtungen belegen eine bedeutende sekundäre Einengung des Gebirges an den südvergenten Bahnen im weiteren Bereich der Dobreinlinie (vgl. Taf. 7, Fig. 5). Daher stand in diesem Raum in vorgosauischer Zeit weit mehr Platz innerhalb der Grenzen der Mürzalpendecke für die Ableitung der Naßköhrschuppe zur Verfügung.

Die nächstsüdlichere Fazieszone der Mürzalpendecke im Bereich der Mürztaler Alpen stellt die Riffkalkbarre dar, die gerade noch in der Veitschalpe im Zusammenhang mit dem übrigen Körper der Decke erhalten ist, während der einst im Süden angeschlossene Hauptteil in Form der Schneebergdecke nordwärts abtransportiert ist. Da die Hauptmasse heute zum Bestand der Schneebergdecke gehört, wird dort (S. 391) hierüber zu referieren sein. Hier sei nur so viel ausgeführt, daß der alte Streit um die Verteilung der Fazieszonen heute beendet ist. Da bis jüngst nur Mitteltrias in der Veitsch und in allen Schollen der Schneebergdecke bekannt war, ist von einer Reihe von Autoren angenommen worden, daß die scheinbar fehlende Obertrias einfach in einer breiten Verbindung von der Mürztaler Fazies zur Aflenzer (bzw. Hüpflinger) Fazies, die hiebei als faziell gleichartig betrachtet wurden, zu suchen sei. Man dachte hier ein gemeinsames Becken für diese mergelreiche Hallstätter Entwicklung (B. PLÖCHINGER, 1963 c, S. 57; H. ZANKL, 1967, Abb. 1; W. SCHLAGER, 1967 a, S. 67). Der Verfasser hat hingegen wiederholt (1963 c, S. 166; 1963 d, S. 134; 1965 a, Abb. 1; 1967 b, S. 126; 1975 a, Abb. 253) auf Grund der Faziesunterschiede der beiden Tröge und vor allem auf Grund des ja sichtbaren Ansatzes der Aflenzer Verzahnung von der Hochschwabmasse gegen Süden darauf verwiesen, daß die Auffassung von einer trennenden Riffplattform zwischen dem Hallstätter Nord- und Südkanal, wie sie E. SPENGLER (1951, S. 318) dargelegt hatte, durchaus zurecht besteht. Heute ist durch eine Conodontenfauna mit *Epigondolella abneptis* (HUCKER.) sowohl in der Lanauwand am Nordrand der Veitsch bei Mürzsteg der norische Anteil am Riff-Plattform-Sediment belegt, als auch in den Kalken der von dieser Riffkalkbarre ableitbaren Roßkogel-Deckscholle der Schneebergdecke auf gleicher Basis bewiesen (R. LEIN, 1972, S. 80, 85). Statt Mürztaler oder Hallstätter Kalke des Nordens, statt Wandau- und Aflenzer Kalke des Südens sind hier in diesem Seichtwasser-Plattformstreifen in der tieferen Obertrias Tisovec-Kalk und Dachsteinkalk gebildet worden, ganz so wie vielerorts im Hochschwab und wie analog auch bereits von A. BITTNER (1893, Vh. GBA., S. 296) und G. v. ARTHABER (1906, S. 339) vom „oberen Kalke des Schneeberges und der Rax“, die dem obertriadischen Dachsteinkalk auf Grund von Brachiopoden-Funden zugeordnet worden waren, ausgeführt worden ist. Es ist bereits dort zum Ausdruck gebracht worden, daß dieser Kalktypus, der in Plattformausbildung Wetterstein-, Tisovec- und Dachsteinkalk umfaßt, weithin in den Kalkhochalpen und darüber hinaus verbreitet ist und in der älteren

Literatur unter dem heute schon obsoleten Namen „Hochgebirgs(korallen)kalk“, A. BITTNER (1888, S. 174) – vgl. O. KÜHN (Lexique strat., 1962, S. 205), bekannt war, ein Name, auf den man mangels Fehlen einer anderen Bezeichnung heute, nach Bestätigung dieses vielerorts über den Großteil von Mittel- und Obertrias durchlaufenden Schichtgliedes, wiederum zurückgreifen mußte.

Die vierte und südlichste Faziesausbildung dieses kalkhochalpinen Raumes, die oben besprochene Aflenzer Fazies, ist jenseits des tektonisch ja amputierten und als Schneebergdecke transportierten Streifens naturgemäß heute hier am Südrand nicht mehr vorhanden. Sie erscheint aber in der im Aschbachtal nördlich der Gollrader Bucht von E. SPENGLER (1926, Kt.) erfaßten Aflenzer Kalk-Folge wieder, die R. LEIN (1972, S. 102) als tektonisch dem Wettersteindolomit der Mürzalpendecke unter Vermittlung einer Zwischenschuppe aus Zlambachschichten aufgelagert vorfand. Hier stellt sich muldenförmig im Abschnitt dieses Quertales zwischen Sauwand im Norden, Königskogel im Westen, Wetterin-Nordwestfuß im Süden und Lieglergraben im Osten eingelagert zunächst die erwähnte Naßköhrschuppe aus Zlambachschichten ein – die hier das Westende dieser unter der Schneebergdecke verschleppten Rückenschuppe der Mürzalpendecke bildet – und, dieser auflagernd, die Sauwand-Deckscholle (Sauwand-Tonionschuppe, R. LEIN, l. c., S. 111) höherer Stellung, die in der Position ganz analog den übrigen Deckschollen der Schneebergdecke über dem Sockel und der Zwischenschuppe auftritt. Es ist für den Verfasser demnach offensichtlich, daß in dieser Serie von nunmehr durch Conodonten als Nor – an der Basis der Schubmasse am Königskogel über dem Wettersteindolomit des Sockels sogar als Obenor – belegtem Aflenzer Kalk (R. LEIN, l. c., S. 26) und stratigraphisch auflagerndem rhätischem Dachsteinriffkalk der Sauwand sowie jenem des Königskogelgipfels Deckschollen der Schneebergdecke vorliegen. Und eben in dieser westlichsten Großscholle der Schneebergdecke ist auch der Anschluß an die Aflenzer Fazies gegeben, die hier wiederum wie im Verband des Hochschwabstockes ihre südliche Heimat anzeigt, indem hier der mitverfrachtete Hauptklotz aus Riffkalk, die Sauwand, sich nördlich der Aflenzer Kalke des Aschbachtals anreihet. Auch wenn hier der Riffkalk offenbar teilweise als stratigraphisch Jüngeres über dem norischen Aflenzer Kalk auflagert, zeigt doch diese Verbindung, daß das benachbarte Riff zum Aflenzer Kalk sich vom Norden her über die Beckenfazies im Rhät vorgeschoben hat. Eine ganz analoge Situation tritt bei der heute ebenfalls zur Schneebergdecke gestellten Tonion auf, an deren Südrand H. P. CORNELIUS (1939, S. 62) ebenfalls den Übergang vom Dachsteinkalk in den Aflenzer Kalk beobachtet hat. An eine Einwurzelung der Sauwand-Tonion-Deckschollen im Norden, an einen Südschub dieser Scholle sowie der darunter lagernden Zwischenschuppe (R. LEIN, l. c.) ist aus ähnlichen Gründen wie jenen, die für die südliche Beheimatung der Naßköhrschuppe und der ihr auflagernden Deckschollen weiter im Osten maßgebend waren, nicht zu denken.

**Regionale Besprechung.** Das Problem der Nordgrenze der Mürzalpendecke wurde bei Besprechung der Südrandzone der Gölledercke (S. 294) erörtert, wo gezeigt wurde, daß aus mehreren Gründen die vom Verfasser (1962) ursprünglich zur Mürzalpendecke gerechnete, in voralpiner Fazies aufgebildete Zone mit Östlichem und Westlichem Mitterberg sowie der Wildalpe doch besser als Fortsetzung der Tribeschuppe, also als Südrandelement der Gölledercke, zu verstehen ist. Die Nordgrenze der Mürzalpendecke liegt demnach im Abschnitt der Mürztaler Alpen unter den

mächtigen Deckschollen der Schneebergdecke, die hier noch einen zusammenhängenden Streifen von der Sauwand über den Student und Roßkogel zum Sonnleitstein bilden, verdeckt (Abb. 127).

Beginnen wir die Besprechung der Struktur der Mürztaler Alpen im Westen, wobei der Übersichtlichkeit halber die Deckschollen mitberücksichtigt werden. Das Aschbachtal bildet, wie erwähnt, eine große Quermulde, in der sich über dem Wettersteindolomitsockel der Mürzalpendecke höhere tektonische Einheiten erhalten haben. Ein west-östlich gerichtetes Profil vom Königskogel durch den Talgrund zu den Lechnermäuern (R. LEIN, 1972, Taf. 10) zeigt in der Taltiefe und beiderseits am Hang die

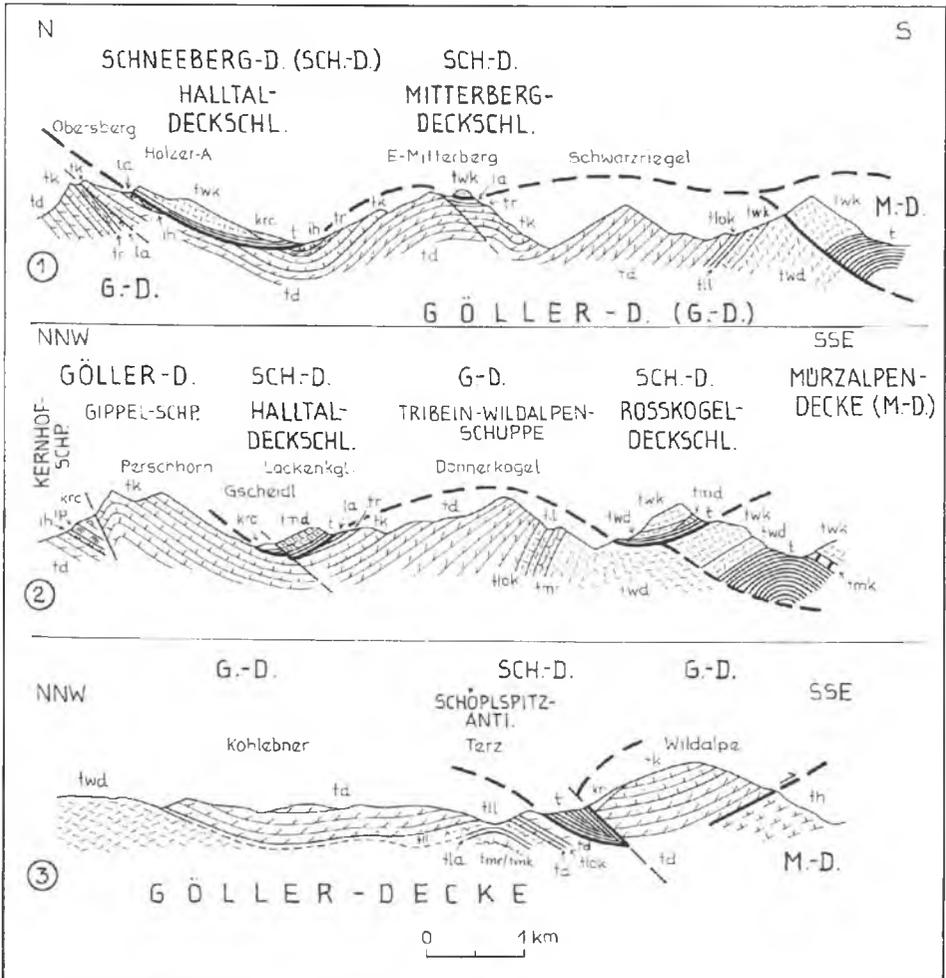


Abb. 127: Profile durch das Grenzgebiet Mürztalpendecke und Gölledecke im Raum Wildalpe und Donnerkogel. Nach E. SPENGLER (1931 b, Taf. 19, Fig. 5, 10, 11, modifiziert). Über dieser Grenzregion von Mürztalpen- und Gölledecke sind noch Deckschollen der Schneebergdecke erhalten.

Zlambachmergel der Naßköhrschuppe (bzw. -decke) als verfaltete Rückenschuppe der Mürzalpendecke und darüber auf den Höhen noch die Reste der der Schneebergdecke zugehörigen Aflenzer Kalke und von Dachsteinriffkalk am Königskogel. Über die Sauwand, die jetzt als Bestandteil der Sauwand-Deckscholle der Schneebergdecke gesehen wird, liegt eine eingehende mikrofaziale Studie von E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KÄHLER (1963) vor, in der (Abb. 10) der Vorriffbereich in einem mittleren Streifen und der Hinterriffbereich im Norden erfaßt wurden, wobei allerdings zahlreiche Abweichungen von diesem Schema verzeichnet sind. Daß die Unterlage dieses rhätischen Riffes im Süden aber nicht aus Mürztaler Schichten, sondern aus Aflenzer Kalken besteht, wurde erwähnt.

Über die tektonischen Verhältnisse des östlich anschließenden Gebietes gibt das Kulissenprofil von H. P. CORNELIUS (1939, Taf. 2-3) Auskunft, auch wenn die Deutung sich heute in manchem gewandelt hat. Über den komplizierten Bau und die Stellung des Hohen Student hat CORNELIUS (1939, S. 42, 130 ff.) eingehend berichtet – vgl. Taf. 7, Fig. 6. Der Student stellt sicher eine Deckscholle der Schneebergdecke dar, aus dem hier in dieser Einheit weitverbreiteten Typus der Plattformkalke von mittel- und obertriadischem Alter (Megalodontenfunde) bestehend. Die ruhige Lagerung der Schollen wird im Süden durch Längsfalten unterbrochen, in denen Oberjura eingefaltet ist. Im Norden ist der Student vermittels mitgeschleifter paläozoischer Schollen aus der Grauwackenzone auf den Dachsteinkalk der voralpinen Tribeschuppe aufgefahren. Interessant ist der mächtige Schürflingsteppich aus Juragesteinen (Lias, Oberjura), der an der Basis des Student besonders auf der West- und SE-Seite hervorkommt (Student-Zwischenschuppe) und vom Rücken des einst überfahrenen Landes abgeschürft worden ist, was ebenfalls sehr für den Ferntransport der Scholle im einstigen Verband der Schneebergdecke spricht. Die Hauptmasse der ehemaligen normalen Basis des Student aus Werfener Schiefer stellt sich erst im Liegenden dieses Reibungsteppichs ein.

Die Tonion ist aus faziellen und tektonischen Gründen entgegen H. P. CORNELIUS (1939, S. 136 f., Taf. 4) nicht zum Untergrund zu rechnen, sondern mit R. LEIN (1972, S. 111) als Deckscholle über der Mürzalpendecke aufzufassen und wird vom Verfasser zur Schneebergdecke gestellt – vgl. Taf. 7, Fig. 6. Die Tonion besteht aus einem langgestreckten, NW-SE-hinziehenden Klotz aus einem (mittel-) bis obertriadischen Riffkalk, dessen rhätischer Anteil fossilbelegt ist. Im Süden geht der Dachsteinkalk am Schwarzkogel in Aflenzer Kalk über. Im Westen ist die Tonion durch einen nachgosauischen Schub über das Umland aufgefahren, wie die eingeklemmte Gosau anzeigt. Im Osten taucht die Serie der Mürztaler Beckenfazies mit Mürztaler Schichten, Hallstätter Kalken etc., die im Fallenstein noch ganz nahe an die Tonion herankommt und aus der aufrechten (Süden) und verkehrten (Norden) Serie besteht, unter die faziell davon vollkommen abweichende und aus der Riffbarre stammende Tonion ein (H. P. CORNELIUS, 1939, Taf. 3, Längsprofil), so daß sich aus dem tektonischen wie faziellen Befund die Zuordnung der Tonion zum tektonischen Oberbau, zur Schneebergdecke, ergibt, auch wenn sie sich gegen Norden hin stirnend gegen die Schöneben hinabbeugt. An ihrem Westrand ist nach CORNELIUS übrigens beim Wh. Fallensteiner auch noch ein Rest von Werfener Schiefer erhalten.

Erst die Wetterin, der „langweiligste Berg der Toniongruppe“ (H. P. CORNELIUS), stellt den nicht überschobenen Südrandteil der Mürzalpendecke bereits im Bereich

der über dem Wettersteindolomit ansetzenden Riffkalke dar. Am Südrand zeigt die Einschaltung von Haselgebirge und Gips in den höheren Partien der Werfener Schiefer-Zone, die auf Prebichlschichten und Grauwackenzone auflagert, daß kein Verband der Mürz-alpendecke zum Untergrund besteht.

Das Terrain rings um die Mürzschlucht südlich von Frein und beiderseits des Mürzquertales vom Königskogel im Westen zur Hinteralm im Osten bietet die besten Einblicke in die Tektonik der zentralen Mürztaler Alpen (Abb. 128). Wie bereits S. 377 ausgeführt, ist die normale Serie der Mürzalpendecke nur im Süden und Südwesten (Buchalpengraben nördlich von Niederalpl) vom Wettersteindolomit bis zu den Zlambachschichten erhalten, im Norden hingegen zum Teil bis auf die Mitteltrias abgeschert. Die Naßköhrschuppe umfaßt beiderseits der Mürzschlucht vom Zlambachmergel unter den Südwänden des Proles und im Alpeigraben westlich unter der Hinteralm in der Taltiefe angefangen die verkehrte Serie über Hallstätter Kalk und Mürztaler Schichten bis zum Wettersteindolomit oberhalb SE Frein. Eindrucksvoll setzt darüber mit ausgedehnten fossilführenden Werfener Schichten im Hinteralmgebiet die Roßkogel-Deckscholle der Schneebergdecke an (Abb. 128; Taf. 7, Fig. 5), die einen Schichtbestand von diesen Werfener Schichten über Gutensteiner Dolomit und Kalk zu Wettersteinkalk und noch in die Obertrias reichendem Riffkalk mit norischen Hallstätter Kalk-Einschaltungen aufweist, wie oben ausgeführt. So wie die Naßköhrschuppe im Hohen Proles fällt auch die überlagernde Roßkogel-Spielkogel-Deckscholle mittelsteil gegen Norden ein (H. P. CORNELIUS, 1939, Abb. 7, S. 97 und Taf. 1-2).

Im Stock der Schneetalpe, östlich des Mürzquertales, vollzieht sich der oben geschilderte Faziesübergang von der Seichtwasser- und Schwellenfazies der Mürztaler Entwicklung im Norden (Kl. Waxeneck etc.) zur Beckenfazies im Süden (Krampener Klause), deren Hauptmasse aber als Naßköhrschuppe gegen Norden verschleppt worden ist. Als ideale, allseits durch Tieftrias (Werfener Schichten, Gutensteiner Schichten) begrenzte Deckscholle baut sich die Lachalpe als Bestandteil der Schneebergdecke NE von Mürzsteg über dem Sockel auf (Abb. 128). Ihr vollständiges Gegenstück weiter im Osten ist die Rauhenstein-Deckscholle südlich des Windberggipfels des Schneetalpenstockes (Taf. 7, Fig. 5). Sie hat ihre Wettersteindolomit-Unterlage schräg abgequetscht und reicht im Süden bis fast an den Unterrand der Mürzalpendecke herab – in tektonischer Hinsicht an die Abquetschung des Kalkalpensüdrandes unter der Hüpflinger Deckscholle im Gesäuse erinnernd. Daß es sich bei diesen Deckschollen der Schneebergdecke (Lachalpe, Roßkogel, Rauhenstein etc.) nicht um gebundene Pilzfaltenstrukturen handelt, was von W. SCHLAGER (1967 a, S. 67) behauptet worden ist, geht unter anderem eindeutig aus den Aufschlüssen des Schneetalpenstollens der Wiener Hochquellenleitung hervor, der die Schneetalpe genau unter der Rauhenstein-Deckscholle in der Tiefe unterfahren und durchwegs flach lagerndes Gebirge, nirgends stiel förmige Steil-aufpressungen, angetroffen hat (T. GATTINGER, 1973, Taf. 2).

Der Südteil der Mürzalpendecke jenseits des Mürz-Dobrein-Längstales, dem die Veitsch angehört, wird durch die „Dobreiner Linie“ der alten Geologie (G. GEYER, 1889, S. 565; Taf. 13) abgetrennt, die sich aus der Überlagerung einer Antiklinale mit aufbrechenden Werfener Schichten und einer bedeutenden südvergente nachgosausischen Aufschuppung zusammensetzt (siehe S. 380). In der Südrandzone der Mürztaler Alpen kann in der Werfener Schieferregion einschließlich der Prebichlschichten gegen die

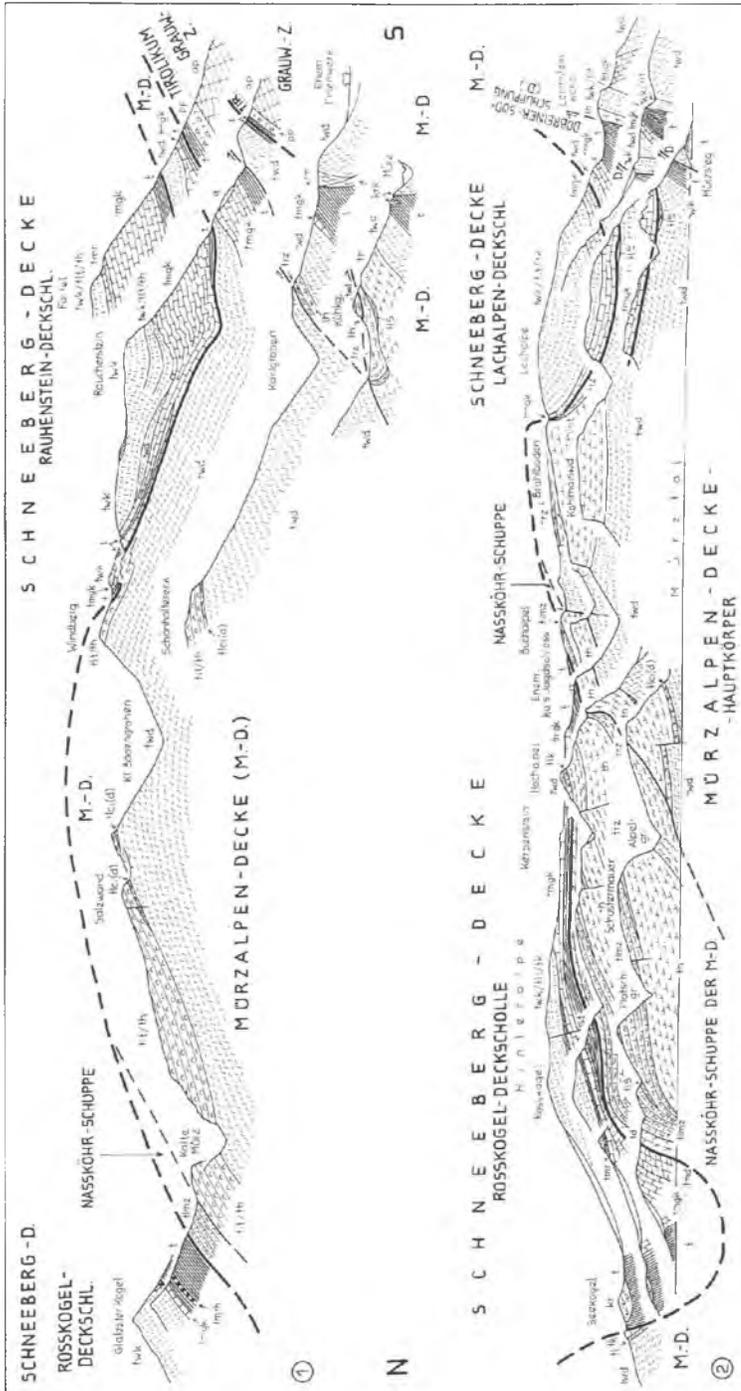


Abb. 128: Profile durch die Mürztaaler Kalkalpen nach H. P. CORNELIUS (1939, Taf. 1), stratigraphisch und tektonisch im Sinne von R. LEIN (1972) und nach eigener Auffassung umgedeutet. Die Kulissenprofile zeigen im Süden Reste von diskordant, aber normal der Grauwackenzone aufliegender Tirolikum (Göllerdecke). Darüber folgt überschoben die Mürzalpendeckung, die im Bereich der Dobreinitze nahe ihres Südrandes intensive sekundäre Südschuppung erkennen läßt. Bemerkenswert ist die starke tektonische Ausdünnung der Mürzalpendeckung unter der Last der mächtigen, darüber aufgeführten Schneebergecke, die in diesem Abschnitt in Form der Lachalpen-, Rauhenstein- und Roskogel-Deckscholle erhalten ist. Während die im Körper der Mürzalpendeckung noch im Verband erhalten gebliebene Hallstätter Serie aufrecht Lagerung zeigt (Kohlmaiswand, Schönhaltereck, Salzwannd), ist die unter der Schneebergecke nach Norden mitgeschleppte verschürfte Hallstätter Serie der Nassköhrschuppe auf verkehrte Lagerung abgerollt und dabei in ihrem Stützgebiet im Norden mächtig zusammengestaut (Plotschgraben, Alpelgraben, Hochalpel), im Süden dagegen abgequetscht. Zufolge der mehrfach belegbaren Nordvergenz stammt diese Einheit aus dem Süden und läßt sich faziell südlich der aufrecht gelagerten Hallstätter Serie der Mürzalpendeckung anschließen.

Grauwackenzone hin derzeit intensive Verschuppung registriert werden. Es ist aber auf Grund der schlechten Aufgeschlossenheit keine durchlaufende Überschiebungsfläche der Mürzalpendecke erfaßbar. In der Altenberger Bucht zwischen Schneealpe und Rax stößt die Werfener Schieferregion weit nach Norden vor, bewirkt durch eine Queraufwölbungs- und Querfaltungszone analog jener in der Gollrader Bucht. Eingelagerte Rauhackenzüge deuten hier eine Schuppung in den mächtigen Werfener Schiefen an.

#### f) Die Hohe Wand und die Fischauer Berge

Eine Reihe von Schollen und Spänen in Mürztaler Hallstätter Fazies, die in Fenstern und in Randzonen unter dem östlich der Mürztaler Alpen breit auflagernden Körper der Schneebergdecke hervorragen, garantieren die Fortsetzung der tektonisch allerdings stark ausgedünnten und zerrissenen Mürzalpendecke unter der Hauptmasse der Schneebergdecke in Rax und Schneebergstock gegen Osten hin zur Decke der Hohen Wand, die mit ihren Hallstätter Einflüssen in der Hohen Wand und in den Fischauer Bergen und auf Grund ihrer tektonischen Position sich als östlichster freiliegender Lappen der Mürzalpendecke zu erkennen gibt. Zu den Spänen in Hallstätter Fazies auf der Zwischenstrecke sind der Naßköhrspan, die Mürztaler Schichten am Westrand der Rax unter der Scheibwaldmauer, die Geyersteinschuppe im Süden der Schneebergdecke mit ihren Mürztaler Schichten, die Hallstätter Scholle bei Losenheim, der Deckenrest im Ostteil des Ödenhoffensters (Abb. 148 in Bd. 1) und der Inhalt des Höfleiner Fensters zu rechnen. Die starke Abquetschung der Mürzalpendecke unter der Hauptmasse der Schneebergdecke hat A. THURNER (1963, Abb. 2) in einem schematischen Profil, das die Auffassung des Verfassers wiedergibt, zur Darstellung gebracht – vgl. Abb. 88 in Band 1 dieser Monographie.

Der Ostabschnitt der Mürzalpendecke im Hohen-Wand-Gebiet hat eine lange Erforschungsgeschichte hinter sich, die B. PLÖCHINGER (1961, S. 435 und 1967, S. 107 ff.) überblicksmäßig dargestellt hat. Beobachtungen wie die Steilstellung bis Überkippung an der Rückfalte der Hohen Wand zur Gosau gehen bis in die erste Hälfte des vorigen Jahrhunderts zurück (A. SEDGWICK & R. MURCHISON, 1836, Taf. 36, Fig. 13). Der entscheidende Schritt zur detaillierten Kenntnis dieses Raumes wurde durch A. BITTNERs Hernstein-Monographie (1882) getan. Den nächsten Meilenstein in der Erforschungsgeschichte bildete die geologische Karte, Blatt Wiener Neustadt, von F. KOSSMAT (1916). In neuerer Zeit erfuhr die Hohe Wand eine detaillierte Neukartierung durch E. KRISTAN (1958), die Neue Welt durch B. PLÖCHINGER (1961). PLÖCHINGER (1967) hat schließlich eine Gesamtdarstellung des weiteren Raumes der Hohen Wand samt geologischer Karte vorgelegt.

Die tektonische Problematik des Gebietes lag seit Aufkommen der Deckenlehre in der Stellung der Hohen Wand/Fischauer Berggruppe, die entweder als Hallstätter Decke im Liegenden der Schneebergdecke betrachtet wurde (L. KOBER, 1912), oder aber zumeist als direkte Fortsetzung der Schneebergdecke galt (O. AMPFERER, 1918; E. SPENGLER, 1931; H. P. CORNELIUS, 1951, S. 93) – vgl. graphische Darstellung bei E. KRISTAN (1958, Taf. 22). Erst E. KRISTAN (1958, S. 270, 289) kam wiederum zur Auffassung einer tektonisch selbständigen Decke mit Hallstätter Fazies zwischen voralpiner

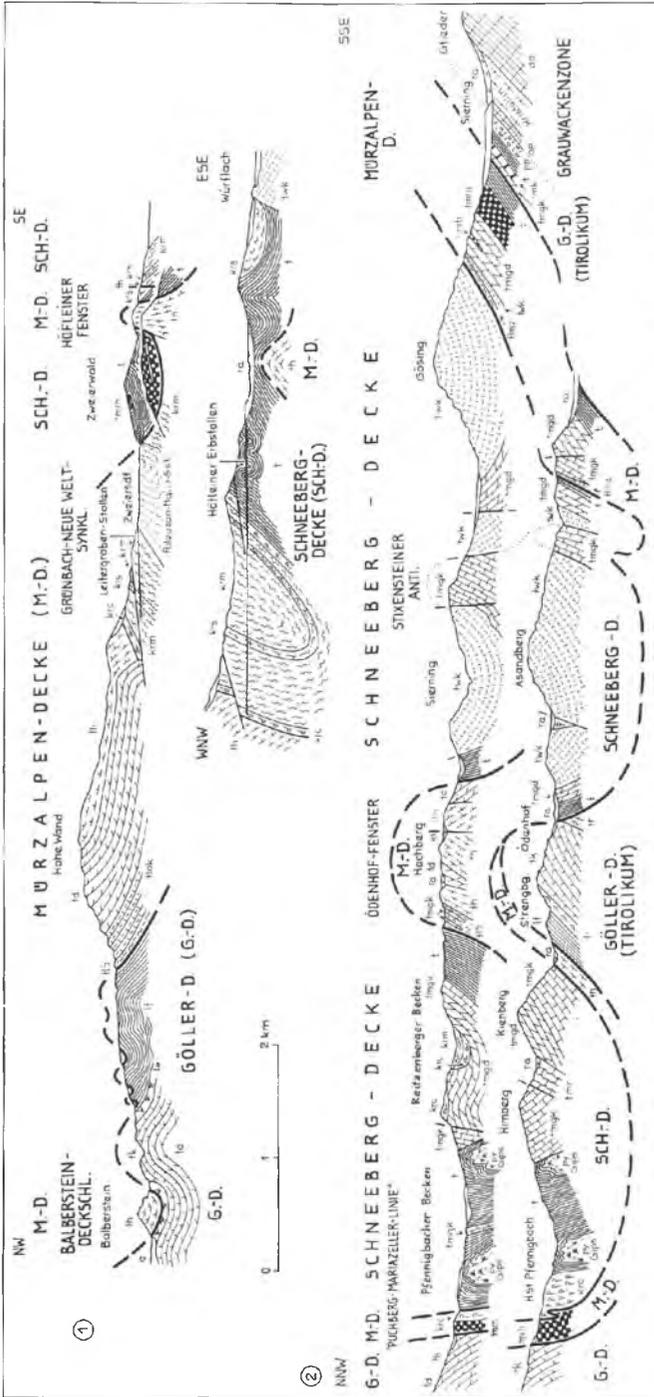


Abb. 129: Profile durch die hochalpinen Decken (Mürzalpen- und Schneebergdecke) im Gebiet der Hohen Wand und des Ödenhofensters östlich des Schneeberges nach B. Plöckinger (1967, Taf. 4) unter Hervorhebung der tektonischen Linien und Eintragung der hier verwendeten großtektonischen Bezeichnungen. Die in den Profilen dargestellten Fenster von Mürzalpendecke und Tirolikum im Liegenden der Schneebergdecke sind unwillkürliche Zeugen für die lange bestirrene Deckennatur der Schneebergdecke. Die Entdeckung eines Spanes von Mürzalpendecke mit Mürztaler Schichten unter dem Südrand der Schneebergdecke durch B. Plöckinger bildet ein starkes Glied in der Kette der Be weisen für die Allochthonie der Schneeberg-Schubmasse, deren Verschiebung ja L. Kober als erster durch die Entdeckung des Hengstfenslers be weisen konnte. In der vorliegenden Darstellung wird der Auffassung von B. Plöckinger gefolgt, und das mächtige, früher vielfach zur Mürzalpendecke (bzw. Hohe Wand-Decke) gestellte gipsreife Permoskyth des Pfenningbader Beckens der Schneebergdecke angegliedert.

Ötscherdecke und Schneebergdecke zurück, einer Auffassung, der sich schließlich auch E. SPENGLER (1959, S. 281; Taf. 4) anschloß und die sich durch die ausgreifendere Kartierung von B. PLÖCHINGER (1967) bestätigt hat. Heute zeichnet sich durch laufende Untersuchungen von R. LEIN (1975) ab, daß wir wie in den Mürztaler Alpen auch in der Hohen Wand/Fischauer Berggruppe zwischen der Mürzalphendecke mit entsprechendem Hallstätter Fazieseinfluß und der Schneebergdecke noch als Zwischenschuppe wie im Naßköhr Zlambachmergel (Placklesschichten), Mürztaler Schichten und Hallstätter Kalke über dem Hauptkörper der Mürzalphendecke auf dem Bergstock der Hohen Wand selbst aufgefahren antreffen. Auch die Hallstätter Schollen, die im Miesebachtal und bis Hernstein nördlich des Hohen-Wand-Körpers verfrachtet sind, sind nach Auffassung des Verfassers als solche über die Wand hinweggeschobene Hallstätter Elemente zu betrachten.

Die Frontalzone des Hohen-Wand-Lappens der Mürzalphendecke ist durch die Erosion in ein reich gegliedertes Mosaik von Deckschollen, Halbklippen und Halbfenstern im Raum des Miesebachtales aufgelöst, die die kräftige Überschiebung der Decke anzeigen. Daß die Mürzalphendecke hier im Ostabschnitt in der Gesamtbreite von 10 km dem Tirolikum überschoben auflagert, ergibt sich ja, wie mehrfach erwähnt, aus dem Wiederauftauchen der Göllederdecke bzw. der tirolisch-basalen Serie unter beiden hochalpinen Einheiten im Ödenhof- und Hengstfenster sowie in der Werningzone am Südrand der Kalkalpen (Abb. 129; Taf. 7, Fig. 4). Da die Gosauablagerungen SW vom Ascher und im Miesebachtal vielfach über die Dachsteinkalke und den Jura der Göllederdecke einerseits, über Hallstätter Schollen und basale Schichtglieder der Hohen-Wand-Decke andererseits hinwegtransgredieren, ist der vorgosauische Einschub der Mürzalphendecke ebenso gesichert wie jener der Schneebergdecke, welche wiederum durch die Gosau des Grünbach-Neue Welt-Beckens mit der Hohen Wand verkittet ist.

Der Hauptkörper der Hohen Wand bildet die seit alters bekannte große, nachgosauisch im Alttertiär entstandene Rückfalte mit flach liegendem NW-Schenkel, einer SW-NE-streichenden Achse und einem überkippten SE-Schenkel, der unter die tiefe Gosaumulde der Neuen Welt eintaucht. Das Achsengefälle dieser Großstruktur der Hohen Wand ist gegen NE gerichtet. Daher kommen im Südwesten die älteren Schichtglieder der Einheit zutage.

Die Stirnzone der Hohen-Wand-Einheit zeigt im Miesebachtal zwischen Bachfranz, Miesebach und Balbersdorf eine Vorzone aus Untertrias (Werfener Schichten und Reichenhaller Rauhwacke). Diese Zone könnte allerdings im Vergleich zu den Verhältnissen an der Puchberg-Mariazeller Linie auch als Auslieger der Schneebergdecke gedeutet werden. Gegen SE hin, also gegen den Bergzug der Hohen Wand, schließt sofort Obertrias ab den Reingrabener und Lunzer Schichten an. Der Hauptkörper der Hohen Wand scheint demnach tektonisch die Mitteltrias verloren zu haben und durch Basalzuschnitt mit Obertrias einzusetzen. Die früher als Mitteltrias der Hohen Wand gedeuteten Steinalmkalke und Hornsteinkalke im Raum Kienberg und Hutberg sind ja nach R. LEIN (1975) Deckschollen höherer Einheiten (s. u.).

Die Lunzer Schichtgruppe (Schiefer, Sandstein) sowie oberkarnischer Cidariskalk sind besonders um den Rastberg weit verbreitet. Es folgen weitere Typen von Opponitzer Kalk und Tisovec-Kalk, Hauptdolomit (Plackles) und schließlich der das Plateau und die Wandabstürze zur Neuen Welt aufbauende Wandkalk, der einen

eigenen Typus von Dachsteinriffkalk darstellt, da sich ähnlich wie am Hochschwab darin wiederholt Hallstätter Faziesinflüsse geltend machen. Zuoberst liegen als autochthones Rhät auf der Hohen Wand Starhemburgschichten auf.

Im *Emmerbergzug* (Fischauer Berge), wo der Wandkalk jenseits der Neuen-Welt-Mulde antiklinal wiederauftaucht und sekundär gegen Nordwesten aufgeschuppt ist, ist der Hallstätter Einfluß bereits wesentlich stärker, so daß zusammenhängende Partien obertriadischer roter Hallstätter Kalke darin auftreten. Das isolierte Triaskalkvorkommen in der Queraufwölbung der Mahleiten im NE-Teil des Emmerbergzuges betrachtete B. PLÖCHINGER (1967, S. 21) nach dem Auftreten von *Teutlopoporella herculea* STOPP. als ladinischen Wettersteinkalk, was aber durchaus nicht gesichert erscheint, da gerade diese Kalkalge aus verschiedenen Regionen, und zwar auch aus den östlichen Kalkhochalpen bis in das Nor empor nachgewiesen ist (vgl. auch E. OTT, 1973, Tab. 1). Der Südteil der Fischauer Berge wird bereits durch die ab Netting mit Werfener Schiefern einsetzende Schneebergdecke eingenommen. Hier hat B. PLÖCHINGER (1967, S. 90, Abb. 15) ein Fenster von steil aufgepreßtem Hallstätter Kalk östlich von Unterhöflein entdecken können, das von Tieftriasgesteinen der Schneebergdecke gerahmt wird. Gosau lagert auch hier transgressiv über der Deckengrenze am Ostrand des Höfleiner Fensters.

Als *fernüberschoben* über die Hohe Wand zu betrachten sind folgende Hallstätter Deckschollen: Nach R. LEIN (1975) die Mürztaler (nicht Reiflinger) Schichten und norischen Hornsteinkalke von Hutberg, Hausstein, der Wandwiese und des Kienberges sowie die rhätischen Zlambachmergel des Plackles im SW-Teil der Hohen Wand, ferner nach Auffassung von E. KRISTAN-T. die Hallstätter Kalkscholle bei der Grafenkrone nahe dem Südrand der Hohen Wand, dann nach Meinung des Verfassers die Hallstätter Schollen im Miesenbachtal bis hinüber zum letzten Auslieger der Hallstätter Fazies in den Kalkalpen, dem verkehrt lagernden Burgfelsen von Hernstein nördlich des Piestingtales (H. MOSTLER et al., 1967). Diese Hallstätter Schichtglieder stammen zweifelsohne vom einstigen Südteil der Wanddecke, wurden von der Schneebergdecke abgeschert, verfrachtet und sind dabei zum Teil noch über den Rand der Mürzalpendecke hinaus vorgestoßen. Die Untersuchung dieser Frage ist noch nicht abgeschlossen.

Die kräftige Bruchtektonik in der Hohen Wand wird durch eine Schar paralleler Querbrüche bestimmt, die im Zusammenhang mit der Zerrung an der Knickstelle zum karpatischen Streichen im Bereich der Kalkhochalpen verursacht sind und die als Blattverschiebungen wirken (vgl. Abb. 167 in Band 1 dieser Monographie).

Die *Gosau der Neuen Welt*, der die monographische Studie von B. PLÖCHINGER (1961) gewidmet ist, zieht in einer Länge von 17,5 km und einer Breite von maximal fast 4 km zwischen den beiden Hochzonen der Mürzalpendecke und der Schneebergdecke im Süden dahin. Ihre Schichtfolge setzt im wesentlichen mit Oberanton ein und reicht bei Zweiersdorf bis in das Paleozän (vgl. Band 2 dieser Monographie, S. 440 ff.). Der Knick zwischen dem W-E-streichenden Grünbacher Ast im Süden und dem SW-NE-streichenden Ast der Neuen Welt im NE ist auffällig. Durch die bis vor kurzem in Betrieb befindlichen Bergbaue auf Steinkohle des Campan ist die Struktur der gegen Süden überkippten Mulde genau bekannt (Abb. 239 in Bd. 2). Ihr größter Tiefgang mit rund 1500 m liegt im Bereich der stärksten Einengung im südlichen Teil der Mulde. Ein System von Querbrüchen mit mäßigen Blattverschiebungen ist hier an

der Knickstelle in die karpatische Richtung auffällig (B. PLÖCHINGER, 1961, S. 428 ff.; A. TOLLMANN, 1970 d, S. 37, Abb. 13) – vgl. Taf. 7, Fig. 3.

## 2. Die Schneebergdecke

Die Schneebergdecke ist eine der am besten dokumentierten und am leichtesten überschaubaren Decken im Raum der Kalkalpen. Sie ist bereits 1909 von L. KOBER unter der Bezeichnung Schneeberg-Gahnsscholle erfaßt worden. Daß sie von vielen Geologen unter dem Einfluß der unrichtigen Vorstellung von H. P. CORNELIUS von ihrer Nichtexistenz und seiner Zurechnung dieser geradezu idealen Deckscholle zum tirolisch-basalen Gebirge bis in jüngste Zeit nicht anerkannt worden ist, bleibt unerklärlich (Abb. 130). Heute verfügen wir besonders dank der Kartierungen von B. PLÖCHINGER (1967) über weitere Details der Unterlagerung dieser Decke durch Schollen in Hallstätter Fazies auch am Südrand, über die Kenntnis weiterer Fensteraufschlüsse, besonders aber auch durch die Klärung der Verhältnisse der Fortsetzung der Schneebergdecke mit ihrem Deckschollenschwarm in den Mürztaler Alpen (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962; R. LEIN, 1972) über so viel deckentektonische Beweise, daß hier im Gegensatz zu manchen anderen komplizierten kalkalpinen Fragen der tektonische Bau klar durchschaubar ist.

Die Schneebergdecke stellt die direkte Fortsetzung der Hochschwab-Veitsch-Riffzone südlich des Mürztaler Hallstätter Faziesbeckens dar, mit der Fortsetzung der Aflenzer Beckenfazies am Südrand ihres Westteiles. Bei Betrachtung einer tektonischen Übersichtskarte (Taf. 5) sticht das räumliche Verhältnis der Zonen am Kalkalpensüdrand geradezu ins Auge. Von dort an, wo ab der Gollrader Bucht der heutige Kalkalpensüdrand im Ostabschnitt gegen Norden zurückweicht, wo die hochalpine Riffazies am Südrand der Mürzalpendecke fehlt, liegen ab dem Meridian der Gollrader Bucht die Deckschollen der Schneebergdecke nordverfrachtet in den Mürztaler Alpen dem Sockel aus Mürzalpendecke auf, kündigt die in ihrem ganzen Ausmaß erst seit kurzem erfaßte gewaltige nordvergent zwischen den beiden Großdecken abgewalzte, verkehrt lagernde Naßköhrschuppe oder -decke von der Wucht der einst darüber hinweggegangenen Schneebergdecke. Heute, nach Auflösung der schwierigen Stratigraphie, der Detailkartierung aller Abschnitte, ist trotz aller lokalen Komplikationen ein großzügiges, gut überblickbares Bild des Geschehens am Ostrand der Kalkhochalpen entstanden. Vom Meridian von Mariazell/Gollrad an gegen Osten hat die große einheitliche hochalpine Mürzalpendecke eine Teilung erfahren, faziotektonisch bedingt durch die rasche Verbreiterung der plastischen Mürztaler Beckenfazies von diesem Meridian an gegen Osten auf Kosten der im Westabschnitt durchgehenden Riffbarre im Süden. Diese Schwächung der Riffbarre an einer Stelle, an der die mergelige Mürztaler Beckenfazies vom Norden weit nach Süden vorstößt und andererseits die Aflenzer Beckenfazies südlich der Riffbarre noch kräftig nach NE eingreift (jetzt in der Sauwand-Deckscholle im Aschbachtal abgeschoben nachweisbar), um dann ebenfalls gegen SE auszuschnellen, hat zum Abreißen des Riffgürtels und der Überschiebung seines Ostflügels als Schneebergdecke geführt. So entsteht hier im östlichsten Abschnitt der Kalkhochalpen wiederum ein ähnliches Verhältnis wie im Westen, eine tektonische Sonderung von tiefjuvavischen Elementen vom Hochjuvavikum – ohne daß ein Zusammenhang gegen

Westen gegeben wäre, wie das einheitliche, nicht unterteilte Juvavikum dazwischen anzeigt. Die Schneebergdecke aber ist dadurch auch faziell gegenüber der Mürzalpendecke klar abgehoben, die eigenartige, über Mitteltrias in das Karn und in die höhere Obertrias ohne Unterbrechung durchlaufende Riffkalkentwicklung, von A. BITTNER seit 1888 als „Hochgebirgskorallenkalk“, von anderen Autoren hier als „Plateaukalk“ bezeichnet, verbindet diese vielfach der Mürzalpendecke so klar auflagernden höheren Deckschollen, die der Einheit der Schneebergdecke angehören. Das Emporreichen der

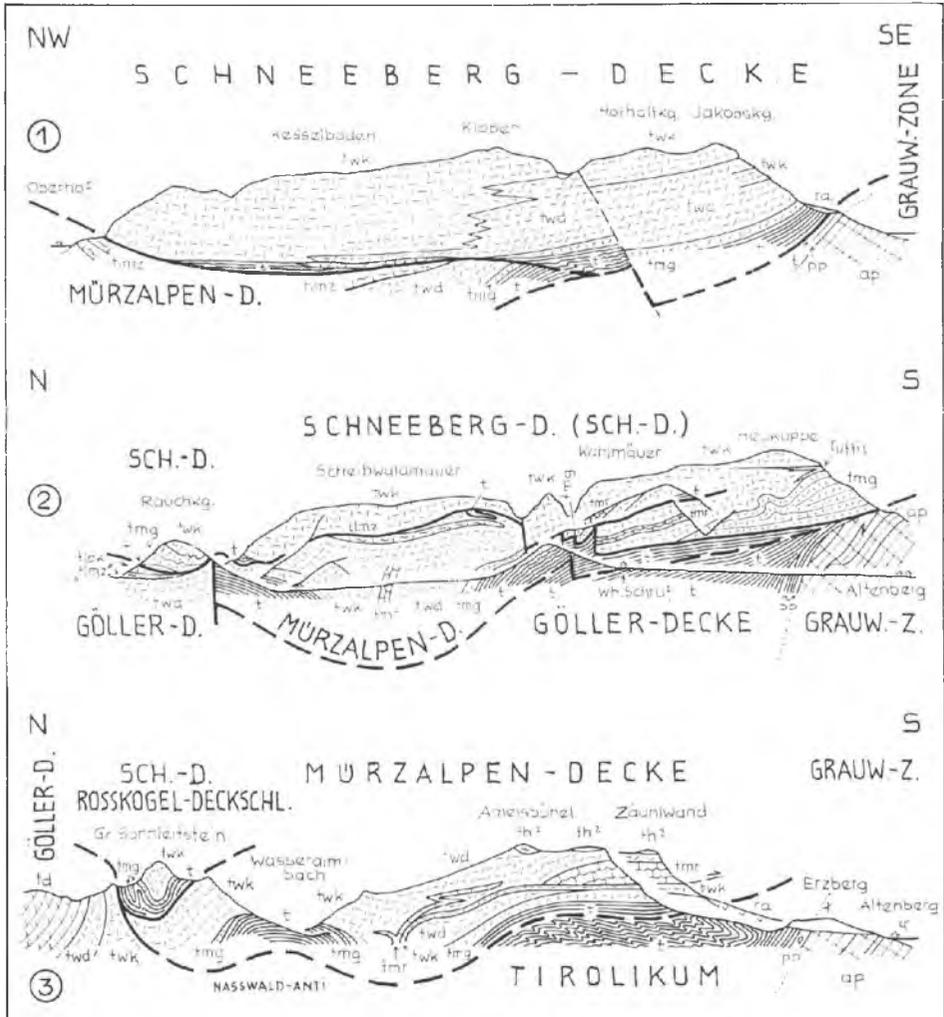


Abb. 130: Profile durch die hochalpinen Decken (Mürzalpendecke und Schneebergdecke) im Westrandgebiet der Rax nach H. P. CORNELIUS (1936, Prof. 4–6) unter Eintragung der Deckengrenzen und der hier verwendeten tektonischen Bezeichnungen sowie unter Ergänzung der Fig. 3 im Sinne der Karte von E. SPENGLER (1931).

Massenkalk in den Teilstücken der Schneebergdecke über den Wettersteinkalk hinaus, das den Alten der Geologie bereits bewußt war, kommt erst wiederum allmählich für alle Teilabschnitte zutage, indem Conodontenuntersuchungen Nachweise auf norische Anteile in verschiedenen Abschnitten geben (R. LEIN, 1972).

In regionaler Hinsicht soll zunächst nochmals eine aufzählende Zusammenstellung aller der Schneebergdecke angehörigen Deckschollen in den Mürztaler Alpen erfolgen, deren Erläuterung ja bereits bei Besprechung der Mürztaler Alpen vorgenommen worden ist (S. 377). Hieher gehören von Westen nach Osten fortschreitend (Taf. 5): Die Sauwandscholle samt damit verbundenen Aflenzer Kalken gegen das Aschbachtal hin, die nur durch einen Bruch getrennte Wasserbauerkogel-Scholle, Königskogel-, Lindkögerl- und Jägerbauerngraben-Deckscholle, die Tonion-Deckscholle mit anhängendem Weißalpen- und Schwarzkogellappen, die kleine Muckenriegel- und Seekopf-Deckscholle SE davon, die komplizierte Student-Deckscholle, die Roßkogelscholle mit der Fortsetzung bis zum Sonnleitstein und die benachbarte Rauchkogel-Deckscholle, weiter im Süden Bockkogel-, Lachalpen- und Rauhenstein-Deckscholle. Hinzu kommt die große Masse aus Haselgebirge und Werfener Schiefer, auch etwas Mitteltrias, die sich in der Senke entlang der Puchberg-Mariazeller-Linie erhalten hat: Diese Halltal-Deckschollenreihe, wie diese Gruppe über dem Südteil der Göllederdecke bezeichnet werden soll, muß heute – nach Abtrennung des einstigen Nordrandstreifens der Mürzalpendecke in diesem Raum als voralpine Trieben-Wildalpenschuppe – wiederum als Abkömmling der Schneebergdecke betrachtet werden.

Weit über ein Dutzend von Deckschollen der Schneebergdecke hat sich demnach im Mürztaler Raum noch trotz der Erosion erhalten können. Zweifelsohne war hier einst, wie man an der einheitlichen und intensiven nordvergenten Verformung der Naßköhrschuppe im Liegenden dieser hochjuvavischen Schollen erkennen kann, eine zusammenhängende Schneebergdecke vorhanden gewesen, die durch Erosion und nicht durch zentrifugale Zergleitung in Schollen aufgelöst worden ist.

Der Hauptkörper der Schneebergdecke in Rax, Schneeberg und Gösingzug ist durch die Kartierung und Beschreibung von H. P. CORNELIUS (1936; 1937; 1951) im Rax- und Schneeberg-Stock erfaßt, sowie durch E. SPENGLER (1931, Kt.) im Nordteil und durch B. PLÖCHINGER (1967) im Ostteil eingehend dargestellt worden (Abb. 5 in Band 1 dieser Monographie). Diese zusammenhängende Hauptmasse der Schneebergdecke ist in einer über 30 km langen überdimensionalen Deckscholle erhalten geblieben, obgleich auch sie schon durch vier Fenster bzw. Halbfenster von der Erosion angefressen ist. Diese Fensterreihe in der Schneebergdecke reiht sich an eine zentrale west-östlich gerichtete Antiklinale, deren Position vom Verfasser (1963 d, S. 140 ff., Abb. 1) herausgearbeitet worden ist. Es ist die Krummbach-Antiklinale, deren Verlauf im massigen Triaskalk der Schneebergdecke vielfach kaum auffällt, die aber streckenweise durch das Aufbrechen von Werfener und Gutensteiner Schichten im Antiklinalkern markiert ist, wie etwa besonders im Abschnitt Krummbach südlich vom Hochschneeberg selbst. Noch besser gekennzeichnet ist diese Zone allerdings durch die erwähnten Fenster, von denen das Naßwalder Halbfenster mit seinem Hallstätter Schürfling E. SPENGLER (1931, S. 512), das Hengstfenster mit dem gebankten Dachsteinkalk der Göllederdecke L. KOBER (1912, S. 367), das Ödenhof-Doppelfenster (Abb. 148 in Band 1 dieser Monographie) mit Dachsteinkalk und Lias der Göllederdecke

sowie einem Hallstätter Span F. KOSSMAT (1916, Kt.) und O. AMPFERER (1916, S. 222) und das Höfleiner Fenster mit dem Hallstätter Kalk der Mürzalpendecke B. PLÖCHINGER (1958 c, Taf. 2) entdeckt haben – vgl. Taf. 7, Fig. 4.

Die Hauptmasse des Plateaugebietes von Rax-Schneeberg besteht aus einer flach liegenden Triaskalk-Platte, die eben auch wie die übrigen Schollen dieser Einheit nicht nur aus Wettersteinkalk, sondern auch aus obertriadischen Riffkalken gebildet wird. Eine große, auch im Satellitenbild gut sichtbare, als Linksseitenverschiebung wirksame Störung, die Weichtalstörung, setzt nördlich vom Preiner Gscheid im Süden an und durchschlägt mit NNE-Verlauf die gesamte Platte der Schneebergdecke.

Im Südostabschnitt der Decke entfaltet sich noch eine zweite, südlichere, 16 km lang erschlossene Antiklinale, die sogenannte Stixenstein-Antiklinale (B. PLÖCHINGER, 1958 c, Taf. 2; A. TOLLMANN, 1963 d, S. 140 f.). Diese Antiklinale, die bei Stixenstein einen enggepreßten steilen Aufbruch von Gutensteiner Kalken im Wettersteinkalk darbietet (Abb. 129), verbreitert sich nach Westen in Richtung Schwarzenberg beträchtlich, bringt aber weiterhin Tieftriasgesteine wie Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalk hoch empor auf das Gahnplateau, die dann durch eine beiderseitige meridionale Unterschiebung des Rahmens zur autochthonen Halbklippe werden – Abb. 143 in Band 1 dieser Monographie. Durch die Verwechslung dieser Struktur mit einer echten Deckscholle hatte H. P. CORNELIUS (1951) hierin eine Deckscholle der „Lachalpendecke“, die er höher als seine Schneeberg-Masse betrachtete, gesehen. Die Lachalpendecke ist aber ebenso wie diese Gahndeckscholle in der Zwischenzeit hinfällig geworden. Nur am äußersten SW-Rand des Raxstockes hat sich in der N-S-streichenden Gupfmulde tatsächlich noch ein Rest einer höheren, lokal aufgeschuppten Scholle, die Gupfdeckscholle (H. P. CORNELIUS, 1937, S. 165), über der Schneebergdecke erhalten.

Über den Nordrand des Hauptkörpers der Schneebergdecke besteht nur betreffs der Zuordnung des Abschnittes östlich von Puchberg mit den mächtigen Gipsen und Werfener Schiefen des Pfennigbacher Beckens Unsicherheit. Diese Masse ist mehrfach als Fortsetzung der Hohen-Wand-Einheit, also als Bestandteil der Mürzalpendecke gewertet worden, sie wird aber hier (Taf. 5) im Sinne von B. PLÖCHINGER (1967, S. 92) doch lieber der Schneebergdecke angegliedert. Deckschollen der Schneebergdecke als tektonische Auslieger vor dem Nordrand ihres Hauptkörpers liegen in der Mamau-Deckschollengruppe im Westen und in der Deckschollenschar aus Steinalmkalk und -dolomit über dem SW-Teil der Hohen Wand im Osten vor. Wie erwähnt, mag vielleicht auch der Werfener Schieferzug im Miesenbachtal als Streifenklippe der Schneebergdecke aufzufassen sein.

Besonderer Erwähnung bedürfen noch die Südrand-Verhältnisse der Schneebergdecke, weil sie symptomatisch für diesen Ostteil der hochalpinen Decken überhaupt sind. L. KOBER hat bereits 1909, S. 509, in der Geyersteinscholle unter dem Südrand der Schneebergdecke das Durchziehen der Hallstätter Decke der Hohen Wand vermutet, sogar die Möglichkeit erwogen (S. 510), ob nicht noch die voralpine Decke in dem zutiefst liegenden Streifen mit Werfener Schichten und Rauhwacken vertreten sein könnte. Diese Vision aus einer Zeit ohne detaillierte Kartengrundlagen ist in der Neuzeit mehr und mehr als real belegt worden. Nach den Verhältnissen im nur 3 km vom Südrand bei Sieding entfernten, sieben Jahre später entdeckten Odenhofenster mit dem Übereinander der drei großtektonischen Einheiten in ihrer verschiedenen

Fazies war eine derartige Konfiguration am Südrand ebenfalls zu erwarten, lag das Wiederauftauchen der im Fenster sichtbaren tieferen Einheit im Bereich großer Wahrscheinlichkeit. Beobachtungen im Zusammenhang mit der Aufstellung der Mürzalpendecke (E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN, 1962, S. 27 f.; 1963 c, Taf. 16) ließen erstmalig eine kartenmäßige Ausgliederung dieser drei Einheiten am Kalkalpen-Südrand zu, die Kartierung von B. PLÖCHINGER (1967, S. 96 ff., Abb. 17) erbrachte dann weitere Details zu dieser wichtigen Frage der Trennung von drei faziesverschiedenen Einheiten am Südrand der Schneebergdecke im Raum um Sieding und weiter im Westen – Abb. 18 sowie Abb. 20 in Bd. 1.

1. Die tiefste Zone (PLÖCHINGERS „Südrandelement“, oben als *Werningzone* bezeichnet) lagert mit den für das Tirolikum hier typischen Prebichlschichten transgressiv der Grauwackenzone auf und führt außerdem noch Werfener Schichten, Reichenhaller Rauwacken und Brekzien. Außer durch die Prebichlschichten ist diese basale kalkalpine Zone durch ein spezifisches Schichtglied, einen tieftriadischen Flaserkalk, gekennzeichnet, der in keiner höheren Einheit darüber auftritt, so daß auch B. PLÖCHINGER im gleichen Sinne wie der Verfasser vermerkt, daß durch diese Faziesunterschiede die Situation nicht einfach durch eine lokale südvergente Verschuppung erklärt werden könne.

2. Die nächste Einheit darüber, die *Geyersteinscholle*, umfaßt nach B. PLÖCHINGER bei Sieding im Sockel des Gösingberges eine Serie mit mitteltriadischem Dolomit, Wettersteinkalk, hornsteinführendem Mürztaler Kalk und Mürztaler Mergel, so daß hier die Vertretung der Mürzalpen-Hohe-Wand-Decke vorliegt.

3. Der Gösinggipfelaufbau hingegen mit seinen hellen massigen Kalken, Typus Wettersteinkalk, ist durch eine Schubfläche von der Geyersteinscholle getrennt und gehört dem Verband der *Schneebergdecke* an. Die Schichtfolge dieser Einheit ergänzt sich am Schafkogel westlich des Sierningtales gegen unten hin durch Gutensteiner Kalk und -Dolomit, auch Reichenhaller Rauwacke und Werfener Schiefer.

Die Geyersteinscholle (Mürzalpendecke) hingegen verliert gegen Westen durch tiefergreifenden Hangendzuschchnitt ihre Mürztaler Schichten, so daß uns dort dann das geläufigere Bild einer schwer auflösbaren, faziell mehr indifferenten, verschuppten Basalserie des Kalkalpen-Südrandes entgegentritt. Da wir heute wissen, daß in der *Schneebergdecke* die *Riffkalkentwicklung* über das *Karn* in das *Nor* emporsteigt, gewinnt dieser Faziesgegensatz zwischen der Mürzalpendecke mit ihrem Hallstätter *Karn* und der *Schneebergdecke* mit ihrer *Rifffazies* noch mehr Bedeutung als zur Zeit von B. PLÖCHINGERS Ausführungen, da man ja damals als Einwand noch gesagt hat, die Obertrias in der *Schneebergdecke* sei vollkommen abgetragen und hat wahrscheinlich auch in der Mürztaler Beckenfazies vorgelegen, um den Faziesgegensatz Mürzalpendecke und *Schneebergdecke* wenigstens in diesem Raum zu eliminieren. Nun, hier hat sich die Auffassung von L. KOBER aus der Pionierzeit der Deckenlehre, präzisiert vom Verfasser, bestens bewährt, da heute die fazielle Individualität der drei tektonisch verschiedenen Einheiten durch die Prebichl- und Flaserkalke in der untersten, die Hallstätter Mürztaler Schichten in der mittleren und durch die *Riffkalkfazies* in der obersten Einheit klar erfaßt ist. Ein altes Streitobjekt ist geklärt. Hiedurch ist auch die Auffassung von einer Drehung der *Schneebergdecke* im Sinne von H. P. CORNELIUS (1937, Abb. 12, S. 186) um den Angelpunkt *Heukuppe* als Erklärung für die Überschiebungsf lächen hinfällig, da die lang hinstreichenden,

faziell unterschiedlichen Einheiten unter dem Südrand der Schneebergdecke nur durch eine Zurücknahme dieser Decke (und der tieferen Einheiten) in ihrer ganzen Breite zutreffend abgewickelt werden können. Daß daneben noch zusätzlich jüngere südvergente Bewegungen in diesem Südrand stecken, haben E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN (1962, S. 28) ausführlich dargelegt. Die junge, südvergente Schuppungsfläche auf der Gahns-Südseite ist durch eingeklemmte Gosau markiert und weicht abschnittsweise vom Verlauf der älteren vorgosauischen Hauptüberschiebung ab: Man erkennt diese verschiedenartigen Bewegungsflächen dort gut, wo ihr Verlauf divergiert, wie etwa westlich des Geyerstein nördlich von Payerbach, wo die durch Gosau gekennzeichnete südvergente Schuppung höher empor in die Basis der Schneebergdecke aufsteigt (siehe Taf. 5).

Mit der Mürztaler Schichten führenden Geyersteinscholle ist das Gegenstück am Südrand der Rax-Schneeberg-Deckscholle zu dem Mürztaler Schichtstreifen unter ihrem Westrand, unter der Scheibwaldmauer SE Ht. Naßwald, gefunden. Dort verschwindet ja die Mürzalpendecke mit nicht unbedeutender Auflagerung von Mürztaler Serie ostfallend unter dem Mitteltrias-Riffkalk des Raxplateaus (Abb. 130). Wie gerade hier und südlich davon ein Zusammenhang der Schneebergdecke mit dem als „tirolisch basal“ angesprochenen unterlagernden Gebirge von manchen Autoren angenommen werden konnte, ist unverständlich. Da heute durch R. LEIN die Mürztaler Schichten auch auf der Hohen Wand westlich vom Plackles erfaßt sind, also im Bereich einer Einheit, die nach Auffassung aller Autoren unter die Schneebergdecke abtaucht, ist das Durchziehen der durch Hallstätter Fazies charakterisierten Mürzalpendecke und ihrer abgeschleppten Dachschuppen unter der Schneebergdecke evident. Sie kommt hervor im Westen unter der Scheibwaldmauer, im Süden mit der Geyersteinscholle, im Norden in den Schollen bei Losenheim, im Inneren im Ödenhofenster, im Osten im Hohen-Wand-Lappen. Die tektonische Selbständigkeit des Hochjuvavikums über dieser Hallstätter Entwicklung am Ostrand der Kalkhochalpen ist perfekt.

## Literatur

- ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzone der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshaim. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 39–41 (1946–1948), 1–73, Taf. 1–3, Wien 1951.
- AIGNER, P. D.: Das Benedictenwandgebirge. – Mitt. Geogr. Ges. München, 7, 317–421, Taf. 11–12, München 1912.
- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach. – Geologica Bavarica, 17, 89–98, 3 Abb., München 1953.
- ALLEMANN, F.: Geologische Karte 1 : 25.000, Fürstentum Liechtenstein. – Vaduz (Liechtenst. Schulbücher-Verl.) 1953.
- Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil, 3. Teil). – Jb. Hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, 56, S. I–VI, 9–244, 21 Abb., 12 Taf., Vaduz 1956.
- AMPFERER, O.: [in:] AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A., 48 (1898), 289–374, 33 Abb., Taf. 8–9, Wien 1899.
- Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. – Verh. Geol. R.-A., 1902, 274–276, 1 Abb., Wien 1902.
- Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A., 53 (1903), 169–252, 50 Abb., Taf. 9–10, Wien 1904.
- Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. – Verh. Geol. R.-A., 1907, 389–393, 1 Abb., Wien 1907.
- Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. – Jb. Geol. R.-A., 43, 281–304, 11 Abb., Wien 1908.
- [in:] AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jb. Geol. R.-A., 61, 531–710, 50 Abb., Taf. 32–34, Wien 1911.
- Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. – Verh. Geol. R.-A., 1912, 197–212, 4 Abb., Wien 1912 a.
- Über die Gosau des Muttekopfs. – Jb. Geol. R.-A., 62, 289–310, 4 Abb., Taf. 14–15, Wien 1912 b.
- Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. – Verh. Geol. R.-A., 1912, 334–335, Wien 1912 c.
- Geologische Spezialkarte von Österreich 1 : 75.000, Blatt 5045, Lechtal. – Wien (Geol. R.-A.) 1914.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 64 (1914), 307–326, 4 Abb., Taf. 14, Wien 1915.
- Über die Einfügung der Salzstöcke in den Bau der Nordalpen. – Z. Kali, 22, 58–62, Berlin-Halle 1928.
- Vorläufiger Bericht über neue Untersuchungen der exotischen Gerölle und der Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., Abt. I, 125, 217–227, Wien 1916.
- Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 96, 1–56, 81 Abb., Wien 1918.
- Über die Breccien der Eisenspitze bei Flirsch im Stanzertal. – Jb. Geol. St.-A., 70 (1920), 1–10, 3 Abb., Taf. 1, Wien 1921 a.
- Zur Tektonik der Vilseralpen. – Verh. Geol. St.-A., 1921, 117–124, 5 Abb., Wien 1921 b.
- Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. – Jb. Geol. St.-A., 71, 159–172, 4 Abb., Wien 1921 c.

- Über NW-Beanspruchung in den Nordalpen. – Jb. Geol. St.-A., 71, 198–202, 1 Abb., Wien 1921 d.
- Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. – Jb. Geol. B.-A., 72, 105–150, 27 Abb., 1 geol. Kt. (Taf. 1), Wien 1922.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 73, 99–119, 12 Abb., Wien 1923 a.
- Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 73, 121–137, 9 Abb., Wien 1923 b.
- Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Lechtal (5045). – 55 S., Wien (Geol. B.-A.) 1924 a.
- [in:] O. AMPFERER & Th. OHNESORGE: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte etc., Blatt Innsbruck–Achensee. – 108 S., Wien (Geol. B.-A.) 1924 b.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 1. – Jb. Geol. B.-A., 74 (1924), 35–73, 24 Abb., Wien 1925 a.
- Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. – Jb. Geol. B.-A., 75, 19–44, 15 Abb., Wien 1925 b.
- [in:] AMPFERER, O. & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. – Jb. Geol. B.-A., 75, 365–420, 27 Abb., Taf. 3–10, Wien 1925 c.
- Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Kufstein. – Wien (Geol. B.-A.) 1925 d.
- Über die Kaisergebirgsdecke. – Verh. Geol. B.-A., 1925, 150–152, Wien 1926 a.
- Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont–Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 76, 171–197, 24 Abb., Wien 1926 b.
- Geologische Profile aus dem Gebiet des Kössener Beckens. – Jb. Geol. B.-A., 77, 123–148, 18 Abb., Taf. 5, Wien 1927 a.
- Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. – Jb. Geol. B.-A., 77, 205–232, 17 Abb., Wien 1927 b.
- Die Relieffüberschiebung des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. B.-A., 78, 241–256, 10 Abb., Taf. 5, Wien 1928 a.
- Über die Einfügung der Salzstöcke in den Bau der Nordalpen. – Z. Kali, 22, H. 5, 58–62, Berlin-Halle 1928 b.
- Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. – Jb. Geol. B.-A., 80, 45–86, 40 Abb., Taf. 2, Wien 1930 a.
- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. – Jb. Geol. B.-A., 80, 103–146, 36 Abb., Taf. 3–4, Wien 1930 b.
- Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. – Jb. Geol. B.-A., 80, 407–451, 35 Abb., Wien 1930 c.
- Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke. – Jb. Geol. B.-A., 81, 25–48, 10 Abb., Wien 1931 a.
- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales. – Jb. Geol. B.-A., 81, 177–216, 30 Abb., Wien 1931 b.
- Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. – Jb. Geol. B.-A., 81, 237–304, 47 Textfig., Wien 1931 c.
- Geologische Karte der Lechtaler Alpen. 4 Blätter 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1932 a.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. – 125 S., 28 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1932 b.
- Zur Großtektonik von Vorarlberg. – Jb. Geol. B.-A., 82, 31–64, 25 Abb., Wien 1932 c.
- Beiträge zur Geologie des Rätikons. – Jb. Geol. B.-A., 83, 137–172, 24 Abb., Wien 1933 a.
- Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – 132 S., 48 Abb., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, Wien (Geol. B.-A.) 1933 b.
- Geologische Spezialkarte Österreich, Blatt Admont und Hieflau, 1 : 75.000 – Wien (Geol. B.-A.) 1933 c.
- Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 142, 145–155, Wien 1933 d.
- Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikongebirges. – Jb. Geol. B.-A., 84 (1934), 13–40, 20 Abb., Wien 1934 a.

- Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 84, 41–54, 12 Abb., Wien 1934 b.
- Geologische Karte der Gesäuseberge, 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1935 a.
- Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – 177 S., 84 Abb., 26 Phototaf., Wien (Geol. B.-A.) 1935 b.
- Über die Auffindung von Arosazone im Klostertale. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, math.-natw. Kl., 145, 1–8, 3 Abb., Wien 1936 a.
- Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. – Jb. Geol. B.-A., 86, 65–88, 15 Abb., Wien 1936 c.
- Über die Begegnung der Ost- und Westalpen am Rheindurchbruche. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 146, 317–331, 5 Abb., Wien 1937 a.
- Geologische Bewegungsbilder vom W-Ende des Rätikons. – Jb. Geol. B.-A., 87, 275–310, 37 Abb., Wien 1937 b.
- Im Kampfe für Relieffüberschiebung und O-W-Bewegung. – Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch., 1939, 196–205, 5 Abb., Wien 1939.
- Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwend-Gebirge. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 150, 181–199, 9 Abb., Wien 1941.
- Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 106, 1–95, 103 Abb., Wien 1942 a.
- Probleme der Arosazone im Rätikon-Gebirge. – Mitt. Alpenld. geol. Ver., 33 (1940), 97–112, 6 Abb., Wien 1942 b.
- Belastungswirkung durch die Auflagerung der Inntaldecke (Karwendel). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 153, 17–44, 26 Abb., Wien 1944.
- Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1944, 57–73, 8 Abb., Wien 1945.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. R.-A., 48 (1898), 290–374, 33 Abb., Taf. 8–9 (Ktn.), Wien 1899.
- Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich, 1 : 75.000, Blatt Landeck. – Wien (Geol. B.-A.) 1922.
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W.: Das östliche Karwendel. Mit geol. Kt. 1 : 25.000. – 55 S., 2 Tab., 2 Beil.-Taf., Innsbruck (Univ.-Verlag Wagner) 1950.
- AMPFERER, O. & KERNER-MARILAUN, F.: Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Lofer und St. Johann, 1 : 75.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1927.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Geologische Spezialkarte Österreich 1 : 75.000, Blatt Innsbruck und Achensee. – Wien (Geol. R.-A.) 1912.
- Geologische Spezialkarte Österreich 1 : 75.000, Blatt Zirl und Nassereith. – Wien (Geol. R.-A.) 1912.
- Geologische Spezialkarte Österreich 1 : 75.000, Blatt Rattenberg. – Wien (Geol. R.-A.) 1918.
- AMPFERER, O. & PINTER, K.: Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. – Jb. Geol. B.-A., 77, 279–332, 19 Abb., Taf. 9–11, Wien 1927.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Stuben. – Wien (Geol. B.-A.) 1937.
- AMPFERER, O. & SANDER, B.: Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. – Verh. Geol. St.-A., 1920, 121–131, 5 Abb., Wien 1920.
- ANDRUSOV, D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. – Geol. Rdsch., 50, 404–415, Taf. 9, Stuttgart 1960.
- Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 188 S., 70 Abb., Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1968.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 50–137, 14 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1975.
- ANIWANDTER, E.: Die Tektonik und Stratigraphie der östl. Warscheneckgruppe und ihrer Umrahmung. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., 17 Beil., Wien 1954.
- ARGAND, E.: Sur l'arc des Alpes Occidentales. – Eclogae geol. Helv., 14, 145–191, Taf. 3–4, Lausanne 1916.

- ARLT, H.: Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. – Mitt. Geogr. Ges. München, 6, 337–385, 18 Abb., Taf. 11 (geol. Kt. 1 : 25.000), München 1911.
- ARNI, P.: Geologische Forschungen im mittleren Rhätikon. – Diss. Zürich, 85 S., 1 Kt., Solothurn (Druck Vogt-Schild) 1926.
- Über tektonische und stratigraphische Probleme im Scesaplana-Lünersee-Gebiet. – *Eclogae geol. Helv.*, 26, 93–99, 1 Abb., Basel 1933.
- ARTHABER, G. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. – *Frechs Lethaea geognost.*, 2. Teil, 1. Bd., 3. Lief., 223–472, zahlreiche Abb. und Tab., Taf. 34–60, Stuttgart 1906.
- BANNERT, D.: Die Geologie der Ruitel-Spitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. – Diss. Phil. Fak. Univ. Marburg, 166 S., 56 Abb., 8 Taf., 3 Beil.-Taf., Marburg (Fotodruck Mauersberger) 1964.
- Der Westrand der „Inntaldecke“ bei Madau (Lechtaler Alpen, Nördliche Kalkalpen). – *Z. dt. geol. Ges.*, 120 (1968), 85–106, 5 Abb., 12 Taf., 1 Tab., Hannover 1970.
- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 131, 119–177, 9 Abb., 1 Tab., 1 tekt. Kt., 1 Profiltaf., Photo-Taf. 11–12, Stuttgart 1968.
- BAUBERGER, W.: Zur Geologie des bayerischen Gebietes östlich der Osterach von Bad Oberdorf bis zum Giebel. – *Beih. Geol. Jb.*, 48, 5–44, 13 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Hannover 1963.
- BAUER, F.: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. – *Skizzen zum Antlitz der Erde (L.-Kober-Festschrift)*, 107–130, Taf. 1–2, Wien (Hollinek) 1953.
- Karsthydrologische Untersuchungen im Schneealpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, 1969, 193–214, 8 Abb., Taf. 1–3, Graz 1969.
- BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten in der Grauwackenzone und Transgressionsserie (Präbichel-Schichten) zwischen Hirschwang/Rax (NÖ.) und Neuberg/Mürz (Stmk.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 124 S., 2 Tab., 75 Abb., zahlr. Beil., 2 geol. Kt., Wien 1974.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olang Dolomiten, Südtirol). – *Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 9–103, 4 Abb., 1 Tab., Taf. 1–18, Beil. 1–3, Innsbruck 1970.
- BENZINGER, Th.: Zur Geologie des Quellgebietes der Bregenzer Ache. – *Jb. Geol. B.-A.*, 79, 425–478, 17 Abb., Taf. 12–13, Wien 1929.
- BERKTOLD, A., BEBLO, M. & KEMMERLE, K.: Zur Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit unter den Ostalpen. – *Int. Sympos. Geodynamik Ostalpen* [Hrsg. H. BÖGGL], S. 3, München (vervielfält. Manus) 1975.
- BERNHARD, J.: Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte, Erzführung und Tektonik. – *Jb. Geol. B.-A.*, 109, 3–90, 55 Abb., Wien 1965.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H. C.: A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 504–531, 2 Abb., Taf. 1–6, Wien 1970.
- BERTLE, H.: Kurze Mitteilung über ein NNE-SSW-streichendes Lincament zwischen Lechtal und Klosters. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 486–490, 1 Abb., Wien 1970.
- Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens – Österreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 22, 1–59, 8 Abb., Taf. 1–3, Wien 1972.
- BERTLE, H., LEIN, R. & PIRKL, H. R.: Der Deckenbau in Luitpoldzone und Bärgründele. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 62 (1969), 1–10, Taf. 1–3, Wien 1970.
- BERTRAND, M.: Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. – *Bull. Soc. géol. France*, (3) 12, 318–330, 8 Abb., Taf. 11, Paris 1884.
- BEURLIN, K.: Zum Problem der Inntal-Decke. – *Sitzber. bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl.*, 1943, 239–264, München 1944.
- BITTNER, A.: I. Die geologischen Verhältnisse. S. 1–174, Abbn., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., Wien 1882. – [In:] BECKER, M. A. [Hrsg.]: *Hernstein in Niederösterreich etc.*, 1. Bd., 711 S., 37 Abb., 5 Kt., 11 Taf., Wien (Hölder) 1886.
- Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1883, 200–204, Wien 1883.

- Aus den Salzburger Kalkalpen – das Gebiet der unteren Lammer. – Verh. Geol. R.-A., 1884, 78–87, Wien 1884 a.
- Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Zur Stellung der Hallstätter Kalke. – Verh. Geol. R.-A., 1884, 99–113, Wien 1884 b.
- Aus dem Gebiete der Ennsthaler Kalkalpen und des Hochschwab. – Verh. Geol. R.-A., 1887, 89–98, 1 Abb., Wien 1887.
- Aus der Umgebung von Wildalpe in Obersteiermark und Lunz in Niederösterreich. – Verh. Geol. R.-A., 1888, 71–80, 3 Abb., Wien 1888 a.
- Aufnahmsbericht von Turnau bei Aflenz. – Verh. Geol. R.-A., 1888, 248–251, Wien 1888 b.
- Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich anschließenden Gebirgsketten. – Verh. Geol. R.-A., 1890, 299–309, Wien 1890.
- Aus dem Miesenbachthale. – Verh. Geol. R.-A., 1892, 72–76, Wien 1892.
- Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete des Blattes Z. 14, Col. XII – Gaming–Mariazell. – Verh. Geol. R.-A., 1893, 65–85, Prof. 1–3, Wien 1893 a.
- Aus dem Schwarza- und dem Hallbachthale. – Verh. Geol. R.-A., 1893, 320–338, 2 Abb., Wien 1893 b.
- Aus dem Gebiete des Traisenflusses etc. – Verh. Geol. R.-A., 1894, 278–282, Wien 1894.
- Geologisches aus dem Pielachthale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. – Verh. Geol. R.-A., 1896, 385–418, 1 Abb., Wien 1896.
- Geologische Spezialkarte Österr.-Ungarn, Blatt Gaming–Mariazell. – Wien (Geol. R.-A.) 1906.
- BLASER, R.: Geologie des Fürstentum Liechtenstein. 2. Teil: Geologie des nördlichen Gebietes. – 228 S., 19 Abb., 3 Taf., Vaduz (Histor. Ver. Fürstent. Liechtenstein) 1952.
- BLUMENTHAL, M.: Das Fenster von Gargellen (Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.* 20, 40–78, 8 Abb., Basel 1926.
- Der Sedimentzug der Tschaggenser Mittagsspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon. – *Jber. Naturfr. Ges. Graubünden*, 74, 33–108, 5 Abb., 2 Taf., Chur 1936 a.
- Die Allgäu-Decke in den Bergen des Großen Walsertales (Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.*, 29, 449–479, 4 Abb., Taf. 26–27, Basel 1936 b.
- BODICHTEL, J. & SCHERREIKS, R.: The tectonical acrial interpretation of the Lorea-group in the eastern Lechtaler Alps, Austria. – *Publ. Intern. Inst. Aerial Surv. Earth Sci. Delft, Ser. B*, 49, 30 S., 4 Abb., 5 Beil.-taf., Delft 1968.
- BODEN, K.: Geologische Untersuchungen am Geigerstein und Fockenstein bei Lenggricß etc. – *Geognost. Jh.*, 28 (1915), 195–236, 5 Abb., Taf. 1–2, München 1916.
- Geologisches Wanderbuch für die bayerischen Alpen. – 458 S., 59 Abb., Stuttgart (Enke) 1930.
- Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach. – *Abh. geol. Ldsunters. Baycr. Oberbergamt*, 1. Teil: 17, 7–45, 1 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt.; 2. Teil: 18, 3–51, 1 Taf., 1 geol. Kt., München 1935.
- BÖGEL, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Puiten-Tal und Buchener Sattel im Süden des Wetterstein-Hauptkammes (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 35 S., 19 Abb., 4 Beil., München 1958.
- Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seiner Umrahmung. – *Jb. österr. Alpen-Ver.*, 1960, 21–28, 3 Abb., Innsbruck 1960.
- Beitrag zum Aufbau der Reiteralp-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadener Alpen). – *Diss.-Auszug Fak. Allg. Wiss. Techn. Univ. München*, 21 S., 1 Tab., 2 Abb., München (Photodruck) 1971.
- BORNHORST, A. Kl.: Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plan-See in Tirol. – *Diss.-Auszug, Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochsch. München*, 27 S., 2 Taf., München 1958.
- BÖSE, E.: Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. – *Geognost. Jh.*, 6 (1893), 1–48, 9 Abb., 1 Tab., 1 geol. Kt., München 1894 b.
- BRANDNER, R.: „Südalpinen“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 143–162, 2 Abb., Taf. 1–3, Beil. 1, Innsbruck 1972.

- BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. – Sber. preuß. Ak. Wiss., phys.-math. Kl., 31, 436–445, 5 Abb., Berlin 1936.
- BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte. – S. 27–190, Abb. 9–41 [in:] STARMÜHLNER, F. & EHRENDORFER, F. [Hrsg.]: Naturgeschichte Wiens, Bd. 1, 419 S., 114 Abb., 23 Tab., 5 Taf., Wien-München (Jugend und Volk) 1970.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: Zur Geologie der Beckenfüllung des Rahmens und des Untergrundes [der Molassezone Niederösterreichs]. – Erdoel-Z., 80, 57–76, 3 Taf., 1 Tab., Wien 1964.
- BROLLI, F.: Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 37, 391–456, Taf. 4–5, Stuttgart 1914.
- BÜCHNER, K.-H.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Ober-Steiermark, Österreich). – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 118 S., 45 Abb., 3. Beil.-Taf., Marburg (Photodruck Mauersberger) 1970.
- Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober-Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, 71–94, 14 Abb., Taf. 4–5, Wien (1973) 1974.
- BUDAY, T. & SPICKA, V.: Die zentralkarpatischen Einheiten im Untergrund des tschechoslowakischen Anteiles des Wiener Beckens. – Sbornik geol. věd., (G) 7, 107–148, 4 Abb., 5 Taf., Prag 1965.
- CADISCH, J.: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 49, 1. Abt., 91 S., 10 Abb., 3 Taf., Bern 1921.
- Geologie der Schweizer Alpen. – 2. Aufl., 480 S., 59 Abb., 2 Taf., Basel (Wepf) 1953.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, 2 Abb., 4 Taf., Wien 1965.
- CORNELIUS, H. P.: Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rhätikons. – Verh. Geol. St.-A., 1921, 85–90, Wien 1921.
- Die krystallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 14 (1921), 1–84, 5 Abb., Taf. 1–2, Wien 1922.
- Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes, 54 S., geol. Kt. 1 : 25.000, Wien (Geol. B.-A.) 1936.
- Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. – Jb. Geol. B.-A., 87, 133–194, Taf. 7, Wien 1937.
- Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürtzaler Kalkalpen. – Jb. Zweigst. Wien Reichsstelle Bodenforsch., 89, 27–175, 18 Abb., Taf. 1–4, Wien 1939.
- Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. – Z. dt. geol. Ges., 92, 271–310, Taf. 9, Berlin 1940.
- Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges (Oberdonau-Steiermark). – Ber. R.-A. Bodenforsch. Wien, 1944, H. 5/8, 127–138, 2 Abb., Wien 1945.
- Die Geologie des Schneeberggebietes. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. 2, 111 S., 25 Abb., Taf. 1, 1 geol. Kt., Wien 1951.
- Die Geologie des Mürtzalgebietes. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. 4, 94 S., Wien 1952.
- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jb. Geol. B.-A., 95, 146–225, 1 Abb., Taf. 9–12, Wien 1952.
- CUSTODIS, A., JACOBSHAGEN, V. et al.: Zur Geologie der Allgäuer Alpen zwischen Grünten und Hochvogel. – Max-Richter-Festschrift, 1–21, 4 Tab., Taf. 1–2, 1 Kt. 1 : 25.000, Clausthal 1965.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. – N. Jb. Min. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 80, 307–463, 19 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1939.
- DACQUÉ, E.: Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. – Mitt. Geogr. Ges. München, 7, 211–279, 1 Abb., 2 Taf., München 1912.
- DEL-NEGRO, W.: Zur Zeitbestimmung des juvavischen Einschubes. – Geol. Rdsch., 21, 302–304, Berlin 1930.
- Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1932, 120–129, Wien 1932.

- Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. — Verh. Geol. B.-A., 1933, 117–125, 8 Abb., Wien 1933.
  - Geologie von Salzburg. — 348 S., 43 Abb., 8 Taf., Innsbruck (Tiroler Graphik) 1950.
  - Das Problem der Dachsteindecke. — Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg, 3–4 (1952/53), 43–50, Beil. 4, Salzburg 1953.
  - Der Südrand der Salzburger Kalkalpen. — Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg, 6, 15–21, 2 Abb., Salzburg 1955.
  - Zum Problem des Gollinger Schwarzenberges. — Festschr. Prof. P. Tratz, 4–8, Salzburg (Natwiss. Arbgem. Haus Natur) 1958 a.
  - C. W. Kockels „Umbau der nördlichen Kalkalpen“ und der Deckenbau der Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1958, 86–89, Wien 1958 b.
  - Zur Geologie der Gaisberggruppe. — Mitt. Natwiss. Arbgem. Haus Natur Salzburg, 9, 31–43, 1 Taf., Salzburg 1958 c.
  - Nördliche Kalkalpen. — S. 11–19, 2 Tab., Taf. 1, Karte 1 [in:] Salzburg. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Salzburg, 56 S., Taf. 1, Abb., Wien 1960.
  - Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 105, 1–18, 1 Abb., Wien 1962.
  - Fragen der Kalkalpentektonik. — Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg, 14, 45–53, Taf. 1–2, Salzburg 1963.
  - Randbemerkungen zur Ostalpensynthese. — Veröff. Haus Natur Salzburg, N. F. 16, 28–36, Salzburg 1965.
  - Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1968, 45–53, Wien 1968.
  - Das Bildungsgesetz der Alpen und Apenninen. — Salzburger Universitätsreden, 40, 24 S., 1 Abb., 3 Tab., Salzburg 1969.
  - Salzburg. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Salzburg, 2. Aufl., 101 S., 1 Abb., 10 Tab., 2 Taf., Wien 1970.
  - Zur Deckennatur des Hallstätter Bereiches um Dürrnberg. — Bericht Haus Natur Salzburg, Abt. B, 2, 3–6, 2 Abb., Salzburg 1971.
  - Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). — Verh. Geol. B.-A., 1972, 309–314, 2 Abb., Wien 1972.
- DHEIN, A.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Marquartstein und Bergen in Oberbayern. — N. Jb. Miner. Abh., Abt. B, 88, 176–228, 12 Abb., 2 Tab., Taf. 19–22, Stuttgart 1944.
- DIENER, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. S. 327–646, 28 Abb., 1 Taf., 6 Kt. — [In:] E. SUSS [Hrsg.]: Bau und Bild Österreichs. 1110 S., 250 Abb., 4 Taf., 8 Kt., Wien-Leipzig (Tempisky-Freytag) 1903.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. — Geotekt. Forsch., 50, 1–84, 4 Abb., 3 Tab., 1 Kt., Stuttgart 1976.
- EDER, W.: Das Heuberg-Gebiet und sein Vorland (Unterinntal). — N. Jb. Miner. etc., B, Beil.-Bd. 52, 1–70, Taf. 1–2, Stuttgart 1925.
- ENDERS, P.: Zur Geologie des Gaistales zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 63 S., 25 Abb., 7 Taf., 5 Beil.-Taf., München 1967.
- ENGELS, B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh und Hornbachgebiet etc. — Z. dt. geol. Ges., 112 (1960), 334–357, 17 Abb., Hannover 1961.
- Strukturgeologische Untersuchungsergebnisse im Bereich der Krabach-Masse (Lechtaler Alpen). — Abh. hess. Ld.-Amt Bodenforsch., 56, 168–180, 7 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1970.
- ERHART, W.: Der Staufen. — Wiss. Veröff. dt. österr. Alpenver., 11, 52 S., 8 Abb., 5 Taf., 1 Kt., Innsbruck 1931.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 65 (1972), 33–108, 18 Profile, Taf. 1–6, Wien 1973.
- EXNER, Ch.: Geologie von Österreich. — 67–75, 1 Taf. [In:] Erläut. Geol. u. Lagerstätten-Karte 1 : 1,000,000 von Österreich [Hrsg. P. Beck-Mannagetta et al.], Wien (Geol. B.-A.) 1966.

- FAHLBUSCH, V.: Zur Stratigraphie des Doggers in der kalkalpinen Randzone des Kampenwand-Vorlandes. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 2, 9–16, 2 Abb., München 1962.
- Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 4, 107–125, 2 Abb., München 1964.
- FELLNERER, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Lechtaler Alpen). – Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 832–858, 4 Abb., Taf. 12–13, Hannover 1966.
- FERNECK, F.: Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralms-Gebirges. – Diss.-Auszug Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochsch. München, 12 S., 2 Abb., München 1962.
- FISCHAK, W.: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 78 S., 3 Beil., Kt. 1 : 25.000, Wien 1949.
- FISCHER, A. G.: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1965, 20–33, 7 Abb., Wien 1965.
- FLÜGEL, E.: Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 120, 213–232, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 11–13, Stuttgart 1964.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). – Mitt. Mus. Bergbau etc. Joanneum, 24 (1962), 129 S., 11 Abb., 19 Tab., 10 Taf., Graz 1963.
- FLÜGEL, H. & PETAK, H.: Zur Kenntnis der „Pseudo-Hallstätter Kalke“ der alpinen Trias. – Mitt. Natwiss. Ver. Steiermark, 94, 19–30, 5 Abb., 5 Tab., Graz 1964.
- FRAAS, E.: Das Wendelsteingebiet. – Geognost. Jh., 3, 65–99, 2 Abb., 1 geol. Kt., Cassel 1890.
- FRANK, M.: Zur Bildungsgeschichte der oberen Trias am Nordrand der Kalkalpen zwischen Oberstdorf und Schliersee. – Geol. Rdsch., 25, 98–110, 4 Abb., Berlin 1934.
- Zur Fazies und Bildung der Trias in den nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Salzach. – N. Jb. Miner. etc., Beil.- Bd. 74, Abt. B, 402–440, 6 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1935.
- Der Faziescharakter der Schichtgrenzen der süddeutschen und kalkalpinen Trias. – Zbl. Miner. etc., 1936, Abt. B, 475–502, 2 Abb., 15 Tab., Stuttgart 1936.
- FRANZ, U.: Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen). – Diss. Natwiss. Fak. Univ. München, 102 S., 3 Abb., 9 Taf., 1 geol. Kt., München (Bamberger Photodruck/Rodenbusch) 1966.
- FRISCH, H.: Zur Geologie der Nördlichen Karwendelkette im Bereich des Kirchlkars zwischen Isartal im Westen und Karwendeltal im Osten (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 66 S., 36 Abb., 31 Taf., 6 Beil.-Taf., München 1964.
- FRÖH, J. & GÖTZDAG, H.: Die tektonische Stellung der Reiteralp-Masse in den Berchtesgadener Alpen. – Bericht Arbeitsbespr. Geotraverse IA [Hrsg. H. BÖGEL], S. 21–23, München (Inst. Geol. T. H., hektograph.) 1973.
- FUCHS, A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II. (Kalkalpen Achen-see-Kaisergebirge). – N. Jb. Min. Abh., Abt. B, 88 (1944), 337–373, 29 Abb., Taf. 31–33, Stuttgart 1944.
- FUGGER, E.: Das Salzburger Vorland. – Jb. Geol. R.-A., 49 (1899), 287–428, 30 Abb., Taf. 12–13, Wien 1900.
- Die Gaisberggruppe. – Jb. Geol. R.-A., 56, 213–258, 7 Abb., Wien 1906.
- Das Blühnbachtal. – Jb. Geol. R.-A., 57, 91–114, 9 Abb., Wien 1907 a.
- Die Salzburger Ebene und der Untersberg. – Jb. Geol. R.-A., 57, 455–528, 6 Abb., Wien 1907 b.
- Geologische Karte der Österr.-ungar. Monarchie, Blatt Hallein und Berchtesgaden 1 : 75.000 mit Erläuterungen (34 S.), Wien (Geol. R.-A.) 1907 c.
- Das Tennengebirge. – Jb. Geol. R.-A., 64 (1914), 369–442, 5 Abb., Taf. 20, Wien 1915.
- FUKER, R.: Zur Geologie der südlichen Dachsteingruppe und des südlichen Kammergebirges. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 178 S., zahlr. Abb., 5 Beil., Wien 1954.
- GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagstätte. – Archiv. Lagerstättenforsch. Ostalpen, 2, 2–31, Abb. 5–8, 1 Taf., 1 geol. Kt., Leoben 1964.

- GAITANAKIS, P.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Steyr und Enns im Raum der Gaisberg-Gruppe etc. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 158 S., 30 Abb., 2 Diagr., 6 Beil., Wien 1974.
- GALLE, H.: Geologie der Kalkalpen und der Grestener Decke im Gebiet von Gresten und Reinsberg. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 135 S., 25 Abb., 5 Beil., Wien 1950.
- GANSS, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. – Jb. Geol. B.-A., 87, 331–375, 7 Abb., Taf. 14–16, Wien 1937.
- Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., 89 (1939), 357–376, Wien 1939.
- Geologische Exkursion in die Berchtesgadener Alpen. – Geol. Bavarica, 6, 72–90, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 2–5, Beil. 3, München 1951 a.
- Exkursion in die Berchtesgadener Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 353–366, 3 Abb., Hannover 1951 b.
- Sedimentation und Tektonik in den Kalkalpen zwischen Schliersee und dem Inntal. – Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 203–211, 1 Abb., Taf. 5–6, Hannover 1951 c.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 665 Schliersee mit Profiltafel. – München (Bayer. Geol. L.-A.) 1953.
- Geologie des Blattes Bergen. – Geol. Bavarica, 26, 164 S., 7 Abb., 6 Beil., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, München 1956.
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., 15, 82 S., 3 Abb., Taf. 1–6, 1 geol. Kt., Innsbruck 1954.
- GATTINGER, T.: Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., 10 Abb., 5 Taf., Wien 1953.
- Geologie und Baugeschichte des Schnealpenstollens der I. Wiener Hochquellenleitung (Steiermark-Niederösterreich). – Abh. Geol. B.-A., 30, 60 S., 52 Abb., 7 Beil., Wien 1973.
- GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Mürzthaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. – Jb. Geol. R.-A., 39 (1889), 497–784, 18 Abb., Taf. 13, Wien 1889 a.
- Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. – Vh. Geol. R.-A., 1904, 363–390, 1 Abb., Wien 1904.
- Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 82, 1–40, 3 Abb., Taf. 1–3, Wien 1907 a.
- Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. – Verh. Geol. R.-A., 1907, 55–76, Fig. 1–2, Wien 1907 b.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte . . . Gaming und Mariazell. – 34 S., Wien (Geol. R.-A.) 1908.
- Aus der Umgebung von Molln, Leonstein und Klaus im Steyrtale. – Verh. Geol. R.-A., 1909, 129–143, 2 Abb., Wien 1909.
- 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 a.
- Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. – Verh. Geol. R.-A., 1910, 169–195, 2 Abb., Wien 1910 b.
- Über die Kalkalpen zwischen dem Almtale und dem Traungebiet. – Verh. Geol. R.-A., 1911, 67–86, 2 Abb., Wien 1911 a.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte . . . Weyer. – 60 S., Wien (Geol. R.-A.) 1911 b.
- Geologische Spezialkarte der . . . Österr.-Ungar. Monarchie, Blatt Weyer, 1 : 75.000. – Wien (Geol. R.-A.) 1912.
- Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. – Verh. Geol. R.-A., 1913, 267–309, 2 Abb., Wien 1913.
- Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. – Jb. Geol. R.-A., 65 (1915), 178–232, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1916 a.
- [in:] M. VACEK & G. GEYER: Erläuterungen zur Geologischen Karte . . . Liezen. – 58 S., Wien (Geol. R.-A.) 1916 b.
- Über die Querverschiebung am Traunsee. – Verh. Geol. R.-A., 1917, 67–99, 4 Abb., Wien 1917.

- [in:] G. GEYER & O. ABEL: Erläuterungen zur Geologischen Karte ... Kirchdorf. — 66 S., Wien (Geol. R.-A.) 1918.
- [in:] O. ABEL & G. GEYER: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Gmunden und Schafberg. — Wien (Geol. B.-A.) 1922.
- GIJSE, P.: Ergebnisse der bisherigen seismischen Messungen in den Alpen etc. — Max Richter-Festschrift, 271–290, 11 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1965.
- GILLITZER, G.: Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. — Geognost. Jahresh., 25 (1912), 161–227, 22 Abb., 4 Taf., München 1913.
- GOTTSCHLING, H.: Zur Geologie und Stratigraphie der Losensteiner Kreidemulde im Raume Stiedelsbach-Pechgraben (Ennstal, OÖ.). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 114 S., 2 Abb., 28 Taf., Wien 1971.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000, Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- GROTTENTHALER, W.: Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgltal im N und dem Kalkalpen-Südrand (Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 109 S., 43 Abb., 27 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1968.
- GRUBINGER, H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. — Kober-Festschrift, 148–158, Taf. 1–2, Wien (Hollinek) 1953.
- GÜMBEL, C. W.: Beiträge zur geognostischen Kenntniss von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. — Jb. Geol. R.-A., 7, 1–39, 17 Abb., Wien 1856.
- GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. — 477 S., 394 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart) 1971.
- HABER, G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — 206 S., 16 Abb., München (Beck) 1934.
- HÄFNER, W.: Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 54, 1. Abt., 33 S., 1 Abb., 3 Taf., geol. Kt. No. 111, 1 : 25.000 (1926), Bern 1924.
- HAGN, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 7, 245–320, 3 Abb., 1 Tab., München 1967.
- HAHN, F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. 1. und 2. Teil. — Jb. Geol. R.-A., 60, 1. Teil: 311–420, 20 Abb., Taf. 16–17; 2. Teil: 637–712, 16 Abb., Taf. 23–26, Wien 1910.
- Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. — Verh. Geol. R.-A., 1912, 337–344, 1 Abb., Wien 1912.
- Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. — Jb. Geol. R.-A., 63, 1–76, 6 Abb., Taf. 1–3 (Taf. 1 = geol. Kt. 1 : 25.000), Wien 1913 a.
- Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 238–357 und 374–501, 6 Abb., Taf. 11–17, Wien 1913 b.
- Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. — Geol. Rdsch., 5, 112–145, 1 Abb., Leipzig 1914.
- HALDIMANN, P.: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gasiental (GR). — *Eclogae geol. Helv.*, 68, 301–310, 3 Abb., 1 Tab., Basel 1975.
- HAMANN, P. J. & KOCKEL, C. W.: Luitpoldzone, Bärkündele und das Ende der Lechtaldecke. — Geol. Rdsch., 45 (1956/57), 204–213, 4 Abb., Stuttgart 1957.
- HAMEDANI, A.: Das Göstlinger Grenzblattsyst. und seine Mechanik in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 136 S., 37 Abb., 12 Beil., Wien 1973.
- HANDEL, C. A.: Vorläufige Mitteilung über das Vorkommen von Gosaukreide südlich des Hohen Lichts. — Verh. Geol. R.-A., 1908, 362, Wien 1908.
- HARGRAVES, R. B. & FISCHER, A. G.: Remanent magnetism in Jurassic red limestones and radiolarites from the Alps. — *Geophys. J. roy. astron. Soc.*, 2, 34–41, 3 Abb., 2 Tab., Bristol 1959.
- HARTL, H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein, NO. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 2, H. 1, 1–21, Taf. 1, Wien 1950.
- HARTMANN, E.: Geologie der Reichenhaller Solequellen. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 10, 1–22, Taf. 2–3, 1 geol. Karte 1 : 20.000 (Taf. 1), München 1933.

- HAUG, É.: Les nappes de charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. 1. et 2. Parties. – Bull. Soc. géol. France, (4) 6, 359–422, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 10–11, Paris 1906.
- Sur les nappes de charriage des Salzkammergut (environs d'Ischl et d'Aussee). – Comptes rend. Acad. Sci., 147, 1428–1430, Paris 1908.
- Les nappes de charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. 3. Partie. – Bull. Soc. géol. France, (4) 12, 105–142, 7 Abb., Taf. 1, Paris 1912.
- HAUG, É. & LUGEON, M.: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposées. – Comptes rend. hebd. séanc. Acad. Sci., 139, 892–894, Paris 1904.
- HÄUSLER, H.: Zur Tektonik des Grimming. – Mitt. R.-A. Bodenforsch. Wien, 5, 19–53, 14 Abb., 1 Tab., 2 Kt., Wien 1943.
- HÄUSLER, H. & SCHWARZBÖCK, H.: Geol. Karte zu Wasserwirtschaftl. Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Traun-Alm. Karte 12, 1 : 50.000. – Linz (Amt Ob.-Öst. Landesreg., Abt. Wasserbau) 1970.
- HÄUSLER, H. jr.: Die Schuppenzone zwischen Lunzer- und Reisalpendecke NE der Klosteralpen. – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 213 S., 78 Abb., 56 Beil., Wien 1974.
- HEISSEL, W.: Geologie der Vilsler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 87, 235–273, 1 Tab., Taf. 11–12, 1 geol. Kt., Wien 1937.
- Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzerganges (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 90 (1945), 117–127, Taf. 1–3, Wien 1947.
- Grauwackenzone der Salzburger Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A (1950–1951), 71–76, Taf. 12, Wien 1951 a.
- Das Kaisergebirge. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 113–116, Abb. 6–7, Taf. 18, Wien 1951 b.
- Das Unterinntaler Tertiär. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 116–119, Taf. 18, Wien 1951 c.
- Über Baufragen der Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1952, 224–231, Wien 1952.
- Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönig (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 96, 344–356, 1 Abb., Taf. 14, Wien 1953.
- Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen-Bischofshofen (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 98, 183–201, 3 Abb., Taf. 11–12, Wien 1955.
- Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 48 (1955), 49–70, Taf. 1, Wien 1957.
- Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 95–132, 2 Abb., Taf. 1, Wien 1958.
- Die Großtektonik der westlichen Grauwackenzone und deren Vererzung, mit besonderem Bezug auf Mitterberg. – Erzmetall, 21, 227–231, 4 Abb., Stuttgart 1968.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. et al.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1965.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Walgauer 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- HEISSEL, W., SCHMIDT-THOMÉ, P. et al.: Exkursion C II: Stratigraphie und Tektonik der Nördlichen Kalkalpen im Karwendel und Wetterstein. – 5 S., 6 Taf., Bad Tölz (Hektogr., Dt. Geol. Ges.) 1960.
- HELL, M.: Tiefbohrung inmitten des Salzburger Beckens durchfährt Grundgebirge. – Mitt. Ges. Salzbg. Landeskd., 103, 135–140, 1 Abb., Salzburg 1963.
- HELMCKE, D.: Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben-Roggal-Spitz-Gruppe und Formarin-See in den Vorarlberger Kalkalpen. – Diss. Natwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 220 S., 77 Abb., 12 Taf., Marburg/Lahn (Photodruck München) 1969.
- Erfassung steilachsiger Faltenstrukturen aus dem Luftbild am Beispiel der östlichen Klosteralpen (Vorarlberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 527–542, 6 Abb., Stuttgart 1970.
- Geologie der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg/Österreich). – Geologica et Palaeont., 8, 131–147, 14 Abb., 1 geol. Kt., Marburg 1974.
- Die Basis der Kreideschiefer östlich des Flexen-Passes (Vorarlberg, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 203–211, 3 Abb., Stuttgart 1975.
- HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U.: Zur „Transgression“ der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österreich). – Geologica et Palaeont., 5, 149–163, 2 Abb., Taf. 1–2, Marburg 1971.

- HELMCKE, D. & THIERBACH, J.: Die Tektonik des Südrandes der Klostertaler Alpen (Vorarlberg). – Jb. Geol. B.-A., 115, 187–204, 13 Abb., Taf. 5, Wien 1972.
- HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 57, 224 S., 60 Abb., 5 Photos, 1 Kt., Graz (Moser) 1921.
- Die Grundlagen der alpinen Tektonik. – 259 S., 33 Abb., Berlin (Borntraeger) 1923.
- Die Deckentheorie in den Alpen. – Fortschr. Geol. Paläont., 6, H. 17, 75–210, 16 Abb., Berlin (Borntraeger) 1927.
- HERM, D., HILLEBRANDT, A. v., PICHLER, H., ZANKL, H. & ZEIL, W.: Exkursion C I: Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Berchtesgadener Alpen. – 15 S., 7 Taf., Bad Tölz (Hektogr., Dt. Geol. Ges.) 1960.
- HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, 35–52, Taf. 8–9, Wien 1958.
- Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiete der Triesting und der Piesting usw. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 12, 3–84, Taf. 1–6, Wien 1961.
- Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwepochtales und des Hohen Lindkogels (N.-Ö.). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 101, 229–237, 1 Abb., Wien 1964.
- Schwechatfenster und Schwepochalbfenster. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 102, 39–44, 1 Abb., Wien 1965.
- HIRSCHBERG, K.: Die Geologie des Mandlingzuges (Oberes Ennstal, Österreich). – Diss. Natwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 110 S., 19 Abb., 5 Diagr.-Taf., 4 Beil.-Taf., Marburg/L. (Photodruck) 1965.
- HIRSCHBERG, K. & JACOBSHAGEN, V.: Stratigraphische Kondensation in Adnether Kalken am Rötelsstein bei Filzmoos (Salzburger Kalkalpen). – Verh. Geol. B.-A., 1965, 33–42, 1 Abb., Wien 1965.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W.: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbreccien des Tennengebirges (Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 101, 228–229, Wien 1964.
- HOFFERT, K.: Zur Geologie der Bayerischen Berge zwischen Ammer und Murnauer Moos. – Diss. Geowiss. Freie Univ. Berlin, 88 S., 8 Abb., Berlin (Photodruck Dissertationsdruckstelle) 1971.
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H.: Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 458–485, 4 Abb., Taf. 1–3, Wien 1971.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gbankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 18, 241–276, 2 Abb., 2 Tab., Taf. 1–8, Amsterdam 1975.
- HOLZER, H.: Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus. – Jb. Geol. B.-A., 107, 1–9, 1 Abb., Taf. 1, Wien 1964.
- HÖLZL, K.: Neuere Untersuchungen im östlichen Salzkammergut. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 70, 284–287, Wien 1933.
- HÜCKEL, B. et al.: Über den Bau des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette (Nördliche Kalkalpen). – Z. dt. geol. Ges., 112 (1960), 91–104, 5 Abb., Taf. 4–5, Hannover 1960.
- HUCKRIEDE, R.: Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt–Unteres Cenoman). – Verh. Geol. B.-A., 1958, 71–86, Wien 1958 a.
- Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen. – Notizbl. Hess. L.-A. Bodenforsch., 87, 227–238, 4 Abb., Wiesbaden 1958 c.
- Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand. – Z. dt. geol. Ges., 111 (1959), 410–433, 4 Abb., Hannover 1959 a.
- Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1959, 44–92, 1 Abb., Wien 1959 b.
- HUCKRIEDE, R. & JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf–Pettnau). – Z. dt. geol. Ges., 109 (1957), 373–388, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 5, Hannover 1958.

- JACOBSPATH, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. – Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 87, 208–226, 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1958.
- Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 113, 153–206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart 1961 a.
- Vom geologischen Aufbau der Allgäuer Kalkalpen. – Jb. Dt. Alpenver., 91, 38–48, 5 Abb., München 1966.
- Zur Struktur der südlichen Allgäuer Alpen. Gebundene Tektonik oder Deckenbau? – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 185–214, 7 Abb., Stuttgart 1975.
- JACOBSPATH, V. & KOCH, K. F.: Verteilung als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 65–72, 6 Abb., Stuttgart 1959.
- JACOBSPATH, V. & KOCKEL, C. W.: Überprüfung des „Benna-Deckensattels“ in den Hohenschwangauer Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 99–110, 7 Abb., Stuttgart 1960.
- JACOBSPATH, V. & OTTE, O.: Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). – Geologica et Palaeont., 2, 97–107, 5 Abb., Marburg 1968.
- JAKSCH, K.: Zur Geologie der Landschaft um Schwendt am Nordostrand des Kaisergebirges (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1964, 211–222, Wien 1964.
- JANOSCHEK, R.: Erdöl und Erdgas in Oberösterreich. S. 91–107, 8 Abb., 2 Tab. [In:] Podzeit, W. & STEININGER, F. [Red.]: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes; Katalog. Linz (Stadtmuseum) 1969.
- JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A., 107, 161–214, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1964.
- Bericht 1964 über Aufnahmen am Südrand des Toten Gebirges auf Blatt 97 (Mitterndorf) und Blatt 98 (Liesen). – Verh. Geol. B.-A., 1965, A 31–32, Wien 1965.
- Bericht 1969 über Aufnahmen am Kalkalpennordrand auf Blatt 65 (Mondsee). – Verh. Geol. B.-A., 1970, A 33–34, Wien 1970.
- JERZ, H. & ULRICH, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8533/8633 Mittenwald (erschienen 1966 mit Profiltaf.). – 152 S., 21 Abb., 2 Tab., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- KALLIES, H. B.: Geologie des Bregenzerwaldes beiderseits der Bregenzer Ache in der Umgebung von Schopfernau. – Geol. Jb., 78, 257–298, 9 Abb., Taf. 9–12, Hannover 1961.
- KAPOUNEK, J. & HORVATH, S.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 etc. – Erdoel-Erdgas-Z., 84, 396–407, 6 Abb., 5 Tab., Wien-Hamburg 1968.
- KAPOUNEK, J., KAUFMANN, A. et al.: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Beckenuntergrund. – Erdoel-Z., 80, 305–317, 12 Abb., 1 Tab., Wien-Hamburg 1964.
- KAPOUNEK, J., KÖHL, L. & WEINBERGER, F.: Results of new exploration in the basement of the Vienna Basin. – Proceed. Sixth World Petrol. Congr., Sect. 1, 205–220, 10 Abb., 5 Tab., Frankfurt/Main 1963.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A. et al.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A. 110, 73–91, 1 Tab., Taf. 1–4, Wien 1967.
- KIRCHMAYER, M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 4, 3–28, 2 Abb., Wien 1956.
- Zur Geologie des Grünauer Beckens (O.-Ö.) und seiner Umrahmung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 8, 44–59, Taf. 8–16, Wien 1957 a.
- Die Triasbasis im Becken von Grünau im Almtal (Oberösterreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1957, 29–37, 1 Abb., Stuttgart 1957 c.
- KITTL, E.: Salzkammergut. – Exk.-führer 9. Intern. Geol. Kongr., 4, 118 S., 14 Abb., 3 Tab., 1 geol. Kt., Wien 1903.
- KLAUS, W.: Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. – Carinthia, 164 = (II) 84, 79–85, Klagenfurt 1974.
- KLAUS-GOTTSCHLING, H.: Vorläufiger Bericht über geologische Neuaufnahmen in der Losensteiner Kreidemulde (Ennstal, O.-Ö.). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 105 (1968), 97–100, Wien 1969.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. – 872 S., 11 Beil., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1935.

- KLOIBER, H. G.: Das Becken von Gosau (O.-Ö.) und sein Rahmen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., zahlr. Beil., Wien 1966.
- KNAUER, J.: Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. – Geognost. Jh., 18 (1905), 73–112, 6 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., München 1907.
- KOBEL, M.: Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon mit spezieller Berücksichtigung des Kalkalpenanteils. – Jb. Vorarlb. Landesmuseumver., 1968/69, 245–260, 2 Abb., 4 Taf., Bregenz (abgeschl. 1969) 1972.
- KOBER, L.: Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 493–511, Taf. 19, Wien 1909.
- Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 63–116, Taf. 2–5, Wien 1911 a.
- Über Bau und Oberflächenform der östlichen Kalkalpen. – Mitt. Natwiss. Ver. Univ. Wien, 9, 73–84, Wien 1911 b.
- Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 5 (1912), 368–481, Taf. 8–14, Wien 1912 a.
- Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I., 88, 345–396, 7 Abb., 2 Ktn., 1 Taf., Wien 1912 b.
- 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 Kt., Wien (Springer) 1926.
- Zur Geologie des Salzkammergutes. – Anz. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 67, 10–12, Wien 1927.
- Der Hallstätter Salzberg. – Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I., 138, 35–45, Wien 1929.
- Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 95, 165–171, 3 Abb., Wien 1950.
- Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. – 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1955.
- KOCH, K. E.: Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). – Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 620–650, 27 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover 1966.
- KOCH, K. E. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. – Vh. Geol. B.-A., 1959, 179–201, 4 Abb., 2 Taf., Wien 1959.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 15 (1922), 63–168, 4 Abb., Wien 1923.
- Die Deckenfalten der Hohenschwangauer Berge. – Geol. Rdsch., 17, 159–160, Berlin 1926.
- Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu – eine Deckenmulde. – Geol. Rdsch., 26, 153–154, 2 Abb., Stuttgart 1935.
- Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 96, 339–356, 2 Abb., 2 Beil., Stuttgart 1953.
- Die Larsenn-Scholle bei Imst (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1953, 520–533, 2 Abb., Stuttgart 1954.
- Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. – Verh. Geol. B.-A., 1956, 205–214, Wien 1956 a.
- Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues. – Z. dt. geol. Ges., 108, S. 264, Hannover 1956 b.
- Vom Sattel zur Klippe. – Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, 1960, 40–47, 9 Abb., Berlin 1960.
- KOCKEL, C. W. & RICHTER, M.: Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1924, 82–92, 4 Abb., Wien 1924.
- Deckengrenzen in den Vilser Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 81, 331–351, 11 Abb., Taf. 8–9, Wien 1931.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver., 10, 231 S., 57 Abb., 17 Taf., Innsbruck 1931.
- KOCKEL, C. W., SCHMIDT-TIOMÉ, P. & CUSTODIS, A.: Der Falkensteinzug im östlichen Allgäu. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. 76, Abt. B, 161–191, 5 Abb., 2 Beil.-Taf., Stuttgart 1936.

- KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 13 (1962), 189–212, 3 Tab., Wien 1963.
- Stratigraphie und Tektonik des Gosabeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 71–159, 5 Abb., Taf. 1–4, Wien 1964.
- KOSSMAT, F.: Geologische Spezialkarte etc. 1 : 75.000, Blatt Wiener Neustadt. – Wien (Geol. B.-A.) 1916.
- KRAUS, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. – Jb. Ver. Ldskd. Heimatpflege, Gau Oberdonau, 91, 179–254, 8 Abb., 1 Tab., Linz 1944.
- Die Entstehung der Inntaldecke. – N. Jb. Miner. etc., Abh., B, 90 (1949), 31–95, 29 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1949.
- Die Baugeschichte der Alpen. – 1. Teil: 552 S., 138 Abb., 16+5 Taf.; 2. Teil: 489 S., 123 Abb., 11 Taf., Berlin (Akademie-Verl.) 1951.
- Zum Verankerungs-Problem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wetterstein-Gebirges. – Z. dt. geol. Ges., 108 (1956), 141–155, 4 Abb., Hannover 1957.
- Das Gesamtbild der Alpen, baugeschichtlich betrachtet. – Geol. Rdsch., 52 (1962), 744–754, Stuttgart 1963.
- KRAUSS, H.: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. – Geognost. Jh., 26 (1913), 105–154, 9 Abb., 5 Taf., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, München 1914.
- KRAUTER, E.: Zur Frage der Reliefüberschiebung am Staner Joch (Östliches Karwendel, Tirol). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 60 (1967), 23–64, 10 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., 101, 249–291, 3 Abb., Taf. 22–23, Wien 1958.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzaldecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 171, 7–39, Taf. 1, Wien 1962.
- KRÖLL, A. & WESSLEY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. – Erdoel-Erdgas-Z., 83, 342–353, 3 Abb., 1 Taf., Wien-Hamburg 1967.
- Neue Ergebnisse bei Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdoel-Erdgas-Z., 1973, 400–413, 7 Abb., Hamburg-Wien 1973.
- KROLL, J. M.: Geologische Spezialuntersuchungen im östlichen Bereich des Heiterwand-Gebietes (Lechtaler Alpen). – Unveröff. Dipl.-Arb., Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 76 S., 23 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1965.
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 113–153, 7 Abb., Taf. 1–5, Wien 1973.
- KRYSTYN, L. & SCHÖLLNERGER, W.: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. – Exk.-Führer Tagung Paläont. Ges., 1972, 61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz (Paläont. Ges.) 1972.
- KUCKELKORN, K. F.: Tektonische Untersuchung der Unterinntal-Zone zwischen Terfens und Wörgl in Tirol. – Diss. Natwiss. Fak. Univ. München, 118 S., 21 Abb., 6 Taf., München (Photodruck) 1964.
- Anlage und Bau der orogenen Scheitelung im Bereich des östlichen Unterinntales (Tirol). – Geol. Jb., 86, 423–432, 3 Abb., 1 Tab., Hannover 1968.
- KÜHN, O.: Ausflug auf den Wuhrbauerkogel. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 30–31 (1937–1938), S. 260, Wien 1939.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 156, 181–200, Wien 1947.
- KÜHNEL, J.: Zur tektonischen Stellung des Gölls im Berchtesgadener Land. – Geol. Rdsch., 16, 378–383, 1 Abb., Berlin 1925.
- Juvavische Schollen im Tennengebirge. – Verh. Geol. B.-A., 1928, 240–243, 1 Abb., Wien 1928.
- Geologie des Berchtesgadener Salzberges. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. B, 61, 447–559, 6 Abb., Taf. 17–22 (22 = geol. Kt.), Stuttgart 1929.
- KUHNERT, Ch.: Zur Stratigraphie und Tektonik des mittleren Ammergebirges. – Diss. Math. Natw. Fak. Freie Univ. Berlin, 59 S., 8 Abb., 3 Taf., Berlin (Ernst-Reuter-Ges.) 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8432, Oberammer-

- gau (ersch. 1967 mit Profiltaf.). – 128 S., 31 Abb., 7 Tab., 16 Beil.-Taf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967 a.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8431, Linderhof (ersch. 1967 mit Profiltaf.). – 99 S., 20 Abb., 2 Tab., 2 Beil.-Taf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967 b.
- KÜPPER, H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N.-Ö. – Jb. Geol. B.-A., 92 (1947), 117–128, 2 Abb., Taf. 1, Wien 1949.
- Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1956, 227–229, Wien 1956.
- Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtskarte des weiteren Wiener Raumes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 1–33, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1961 (Separatum: 1960).
- Wien. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Wien, 206 S., 20 Tab., 23 Abb., 8 Taf., 20 Faltaf., Wien (Geol. B.-A.) 1968 a.
- Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 60 (1967), 65–68, Wien 1968 b.
- KÜPPER, H. et al.: Exkursion zur Hohen Wand in den Kalkalpen südlich von Wien. – Exk.-führer Aches Europ. Mikropal. Koll. Österr., 9–19, 5 Abb., Tab. 2–4, Wien 1963.
- KÜPPER, H. & ROSENBERG, G.: Tektonik der Kalkalpen. – S. 30–37 und Abb. 3 [in:] GRILL, R. & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. Wien (Geol. B.-A.) 1954.
- LAUFER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 103–130, 2 Abb., Taf. 3–4, Wien 1970.
- LAUFER, G. & WAGNER, L.: Zur Geologie des Prochenberges bei Ybbsitz, NÖ. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22 (1973), 155–164, Taf. 10–13, Wien 1974.
- LEBLING, C.: Beobachtungen an der Querstörung „Abtenau–Strobl“ im Salzkammergut. – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd., 31, 535–574, 9 Abb., Stuttgart 1911.
- Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. – Geognost. Jh., 24 (1911), 33–103, 10 Abb., 2 Taf., München 1912.
- Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. – Geol. Rdsch., 5, 1–23, 5 Abb., Leipzig 1915.
- LEBLING, Ch., HABER, G. et al.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königs-See. – Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 20, 1–46, 7 Abb., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., München 1935.
- LEIN, R.: Zur Cenomantransgression im Raum von Alland (N.-Ö.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 15–25, 2 Abb., Wien 1970.
- Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 25 Abb., 13 Beil., Wien 1972.
- Führer zur geologischen Exkursion „Kalkalpen-Ostrand – Hohe Wand“. – 3 S., 1 Tab., Wien (Xerox., Geol. Inst.) 1975.
- Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 184, 197–235, 6 Abb., Wien 1976.
- LEIN, R. & ZAPPE, H.: Ein karnischer „Dachsteinkalk“ mit Pachyodonten in den Mürztaler Alpen, Steiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 108, 133–139, 2 Abb., Wien 1971.
- LEISCHNER, W.: Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 63–94, Taf. 2–6, Wien 1959.
- Stratigraphie und Tektonik des Wolfgangseegebietes in den Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 53 (1960), 177–208, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1961.
- LEUCHS, K.: Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiet (Nordtirol). – N. Jb. Miner. etc., 1921/I, 35–50, Stuttgart 1921 a.
- Geologischer Führer durch die Kalk-Alpen vom Bodensee bis Salzburg und ihr Vorland. – 144 S., 60 Abb., München (Lindauer) 1921 b.
- Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. – Z. dt. geol. Ges., 75 (1923), V 100–V 113, Berlin 1924.

- Kaisergebirgsdecke und Unterinntaler Tertiär. – Verh. Geol. B.-A., 1925, 75–91, Wien 1926.
- Geologie von Bayern. 2. Teil. Bayerische Alpen. – Hdb. Geol. Bodenschätze Dtschld. [Hrsg. E. Krenkel], 2. Abt., 3. Bd., 374 S., 67 Abb., 20 Taf., Berlin (Borntraeger) 1927.
- Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. – Geol. Rdsch., 21, 81–96, 8 Abb., Taf. 3, Berlin 1930.
- Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. – Z. dt. geol. Ges., 87, 703–719, 3 Abb., Berlin 1935.
- Die Beziehungen zwischen Gosau und Flyschfazies. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 156, 167–180, Wien 1947.
- LINKE, G.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik der Lahnenwiesmulde und ihrer näheren Umgebung. – Diss. Math.-Natw. Fak. Freie Univ. Berlin, 114 S., 13 Abb., 3 Beil.-Taf., Berlin (Photodruck E. Reuter) 1963.
- LIST, F. K.: Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Geol. Rdsch., 58, 196–219, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1968.
- LOBITZER, H.: Fazielle Untersuchungen an triadischen Karbonatplattform/Becken-Gesteinen des südöstlichen Hochschwabgebietes. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., 147 Abb., 4 Beil., Wien 1972.
- Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk-Aflenzler Kalk etc.). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67 (1973–1974), 75–91, 1 Abb., Taf. 1–4, Wien 1975.
- LÖCSEI, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkvoralpen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., zahlr. Abb., 33 Taf., Wien 1970.
- Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jb. Geol. B.-A., 117, 17–54, 8 Abb., 1 Tab., Beil. 3–5, Wien 1974.
- LÖCTERS, H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen – Buch-Denkmal). – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 16, 85–116, 5 Abb., 1 Taf. (1 geol. Kt. + 12 Prof.), Hamburg 1937 a.
- Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmal. – Jb. Oberösterreich. Musealver., 87, 369–437, 15 Abb., Karte 1 : 75.000, Linz 1937 b.
- LUGEON, M.: La région de la Brèche du Chablais. – Bull. Serv. Carte géol. France, 7, Nr. 49, 310 S., Abbn., 7 Taf., 1 geol. Kt., Paris 1896.
- Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – Bull. Soc. Géol. France, (4) 1, 723–823, 14 Abb., Taf. 14–17, Paris 1901.
- LUTYJ-LUTENKO, A.: Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jachenau zwischen Walchensee und Isartal. – Geologica Bavarica, 8, 63 S., 16 Abb., 1 geol. Kt., 2 Taf., München 1951.
- MARINER, F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. – Verh. Geol. B.-A., 1926, 73–93, 7 Abb., 1 Tab., Wien 1927.
- MAURACHER, J.: Die Fortsetzung der Überschiebung der Mürzalpendecke im Bereich des unteren Schwabelbachtals NE Hieflau. – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 60 S., 35 Abb., 4 Beil., Wien 1975. – Im Druck in Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 23, 1976.
- MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 64 (1971), 137–172, Taf. 1–4, Wien 1972.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl-Aussee. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1, H. 2, 1–27, 1 Kt., 2 Tektonogr., Wien 1949.
- Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 133–200, Taf. 1–4, Wien 1958.
- [In:] ABERER, F. et al.: Exkursion W 2: Kalkalpen und Vorland, Salzburg und Salzkammergut. – 24 S., 4 Tab., 9 Taf., Wien (Hektogr., Geol. Ges. Wien) 1958 a.
- Zur Geologie des Halleiner Salzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 197–218, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien 1960.
- Die Bedeutung der Grubenauflüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostlandes der Berchtesgadener Schubmasse. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 463–494, 3 Abb., 2 Tab., Hannover 1962.

- Halleiner Salzberg (Dürrnberg). — Exk.-führer 8. Europ. Mikropaläont. Kolloqu. Österr., 67–81, Abb. 14–15, Taf. 4, Tab. 9, Wien 1963 a.
- Zur Geologie des Halleiner- und Berchtesgadener Salzberges. — Mitt. Natw. Arbgem. Haus Natur Salzburg, 14, 1–13, 2 Abb., Salzburg 1963 b.
- Probleme der alpinen Salzlagerstätten. — Z. dt. geol. Ges., 115 (1963), 863–866, Hannover 1966.
- MIGNON, K.: Ergebnisse der geologischen Stollenaufnahme für das Lünnerseewerk. Vorarlberg; Abschnitt Saloniën–Latschau. — Jb. Geol. B.-A., 105, 49–64, 1 Abb., Taf. 5–6, Wien 1962.
- MILLER, H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 409–425, 6 Abb., Hannover 1962.
- Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 118, 291–320, 7 Abb., Taf. 32–34, Stuttgart 1963 a.
- Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges etc. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 3, 51–72, 1 Tab., 2 Abb., München 1963 b.
- MOHR, H.: Geologische Nachlese im Raume von Vöstenhof bei Ternitz (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., 1960, 119–130, 3 Abb., Wien 1960.
- MOJSISOVICS, E. v.: Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. — Jb. Geol. R.-A., 24, 81–134, 5 Abb., 5 Tab., Wien 1874.
- Die Hallstätter Entwicklung der Trias. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 101, 769–780, 1 Tab., Wien 1892.
- Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. — S. 383–391, Fig. 2 [in:] C. DIENER [Hrsg.]: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien-Leipzig (Tempky und Freytag) 1903.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte ... Ischl und Hallstatt. Mit geol. Kt. 1 : 75.000. 60 S., Wien (Geol. R.-A.) 1905.
- MOJSISOVICS, E. v. & GEYER, G.: Die Beschaffenheit der Hallstätter Kalke in den Müritzalpen. — Verh. Geol. R.-A., 1887, 229–231, Wien 1887.
- MOSTLER, H., OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B.: Die Hallstätter Kalk-Scholle des Burgfelsens Hernstein (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., 1967, 27–36, 2 Abb., Wien 1967.
- MÜLLER, K.: Sedimentpetrographische Untersuchungen im Randcenoman in Bayern und Vorarlberg. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Techn. Hochschule München, 143 S., 29 Abb., 3 Beil.-Taf., München 1967.
- Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebung und ihrer Schubweiten. — Geol. Rdsch., 62, 54–96, 6 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1973.
- MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochel-See in Oberbayern. — Mitt. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. München, 34, 109 S., 32 Abb., 9 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1940.
- MYLIUS, H.: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. — I. Teil: 153 S., 47 Abb., 14 Taf.; II. Teil: 186 S., 47 Abb., 23 Taf., München (Piloty & Loehle) 1913.
- NADER, W.: Die geologischen Verhältnisse um Hainfeld an der Gölßen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 116 S., 8 Prof.-Taf., 2 Beil.-Taf., 1 geol. Kt., Wien 1957.
- NAGEL, K.-H.: Der Bau der Thiersee- und Karwendelmulde (Tirol) interpretiert mit Hilfe statistischer Verfahren. — Geotekt. Forsch., 48, 1–136, 85 Abb., 9 Tab., 4 Taf., 2 Beil., 5 Anlagen, Stuttgart 1975.
- NEUBAUER, W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Der Typus voralpinen Deckenbaues. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1, H. 1, 3–44, Taf. 1 (Karte 1 : 25.000) bis Taf. 4, Wien 1949.
- NIEDERMAYER, J.: Geologie der bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. — N. Jb. Miner. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 76, 451–511, 7 Abb., 1 Beil.-Taf., 1 geol. Kt. (Taf. 29), Stuttgart 1936.
- NÖTH, L.: Der geologische Aufbau des Hochfölln-Hochkienberggebietes. — N. Jb. Min. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 53, 409–510, 3 Abb., Taf. 10–11 (Taf. 10 = geol. Kt.), Stuttgart 1926.

- NOWAK, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. – Bull. Acad. Sci. Cracovic, sér. A, 1911, 57–112, 11 Abb., Taf. 1–3, Cracovie 1911.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A., 1964, 47–52, 3 Abb., Wien 1964.
- Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau etc. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G., 184–190, 3 Abb., Wien 1965.
- Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., 111, 115–145, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.
- Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 477–485, Taf. 1, Wien 1970.
- Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., 62, 96–106, 3 Abb., Stuttgart 1973.
- OSBERGER, R.: Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 161, 785–801, 1 geol. Kt. 1 : 50.000, Wien 1952.
- OSSWALD, K.: Das Risserkogelgebiet. – Geognost. Jh., 37 (1924), 111–167, 3 Taf., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, München 1925.
- Die Wendelsteingruppe. – Mitt. Geogr. Ges. München, 21, H. 2, 124 S., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, 2 Taf., München 1928.
- Geologische Exkursion zum Wendelstein. – Geol. Bavar., 6, 65–71, Beil. 1–2, München 1951.
- OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 455–464, 1 Tab., Innsbruck (1972) 1973.
- ORTE, O.: Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich). – Diss. Geowiss. Freie Univ. Berlin, 195 S., 49 Abb., 14 Beil.-Taf., Berlin (Freie Univ.) 1972.
- OSBURGH, E. R.: The Eastern Alps – a geological excursion guide. – Proceed. Geol. Assoc., 79/1, 47–124, 30 Abb., Taf. A–C, Colchester 1968.
- PARLOW, E.: Die Kalkalpen- und Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten, V. (Abschnitt Erlaf). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 121 S., 8 Abb., 1 geol. Kt., 3 Taf., Wien 1950.
- PAUSWEG, F.: [in:] WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 65 (1972), 137–158, 2 Beil., 2 Photos, Wien 1973.
- PAYCI, E.: Die Geologie der Kalkalpen im Gebiet von Kleinzell bei Hainfeld (Niederösterreich). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 86 S., 13 Abb., 6 Taf., Wien 1966.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. – 2 Bd., 484 S., 295 Abb., 20 Taf., Katowice (Kattowitz Verlag) 1926/29.
- Die Gosau der „Neuen Welt“ bei Wiener Neustadt, ein Steinkohlenschurfgebiet der Ostmark. – Berg- u. Hüttenmänn. Abh., 89, 9–16, 5 Abb., Wien 1941.
- PETRASCHECK, W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürnberger Salzberges. – Jb. Geol. B.-A., 90 (1945), 3–19, 6 Abb., 3 Taf., Wien 1947.
- Der Gipsstock von Grubach bei Kuchl. – Verh. Geol. B.-A., 1947, 148–152, 1 Abb., Wien 1949.
- PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8237 Miesbach. – 415 S., 29 Abb., 4 Tab., 13 Taf., 5 Beil., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1968.
- PIA, J.: Geologische Studien im Hölleengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. – Jb. Geol. R.-A., 62 (1912), 557–612, 14 Abb., Taf. 24–25, Wien 1913.
- Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 132, 35–79, 1 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1924 a.
- Wanderungen im unteren Lammertal. S. 78–101, Abb. 11, Taf. 4–7. [In:] E. SPENGLER: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen etc. – Samml. geol. Führer, 26, 152 S., 17 Abb., 10 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924 b.
- Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). – Annalen Naturhist. Mus. Wien, 53/1 (1942), 5–155, 9 Abb., Taf. 1–7, Wien 1943.
- PICHLER, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Beih. geol. Jb., 48, 129–204, 5 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Hannover 1963.

- PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 104, 1–150, 9 Abb., 7 Taf., Wien 1961.
- Korrekturbericht zu den Kartenbeilagen: Geologie des Trias-Streifens südlich des Inn etc. – 16 S., Innsbruck (Selbstverlag) 1962.
- PISTOTNIK, U.: Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt 96 Bad Ischl. – Verh. Geol. B.-A., 1972, S. A 56–A 57, Wien 1972.
- Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten etc. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 279–288, 1 Beil., Taf. 1–2, Innsbruck (1972) 1973.
- Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl–Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67 (1973/74), 143–158, 2 Abb., Taf. 1–3, Wien 1975.
- PLESSMANN, W.: Zur Entwicklung von Doppelachsen (B\_B') in einem Bauakt. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 318–328, 6 Abb., Stuttgart 1961.
- PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. – Jb. Geol. B.-A., 93 (1948), 1–35, 7 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1949.
- Gosau-Golling. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 64–68, 1 Tab., Taf. 11, Wien 1951.
- [in:] H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jb. Geol. B.-A., 95, 145–225, 1 Abb., Taf. 9–12, Wien 1952 a.
- Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 107–111, Wien 1952 b.
- Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. – Jb. Geol. B.-A., 96, 357–372, 3 Abb., Taf. 15, Wien 1953 a.
- Ein geologisches Profil durch die Salzburgerischen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 265–266, Wien 1953 b.
- Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; etc. – Jb. Geol. B.-A., 98, 93–144, 5 Abb., Taf. 5–7, Wien 1955.
- Probleme aus der Geologie Salzburgs. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 312–315, Wien 1956 a.
- s. u. LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B.: Die Manganlagerstätten Österreichs. – Symposium del Manganese, 20. Congr. geol. intern. Mexico, 5, 299–313, 2 Abb., Mexico 1956 b.
- Zur Geologie der Umgebung von Hirtenberg/Triesting. – Verh. Geol. B.-A., 1957, 239–243, 1 Abb., Wien 1957.
- Der Haupttrandbruch des Wiener Beckens im Raume Perchtoldsdorf-Kalksburg. – Verh. Geol. B.-A., 1958, 61–71, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1958 a.
- Perchtoldsdorf im geologischen Aufbau der Alpen. – Perchtoldsdorfer Heimatbuch, 15–29, 3 Abb., 1 Taf., 2 Tab., Wien-München (K. Wedl) 1958 b.
- Exkursion H 4 Kalkalpen südlich Wien. – Exk.-führer Tagg. Geol. Ges. Wien, H 4, 8 S., Taf. 1–3, Wien (hektogr.) 1958 c.
- Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1960, 56–71, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1960.
- Über ein neues Klippen-Flyschfenster in den Salzburgerischen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1961, 64–68, 1 Abb., Wien 1961 a.
- Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., 104, 359–441, 19 Abb., Taf. 27, Wien 1961 b.
- Geologischer Führer für Strobl am Wolfgangsee, Salzburg. – 6 S., 4 Abb., Strobl (Gemeindeamt) 1962 b.
- Exkursion in den Grünbachgraben am Untersberg-Ostfuß. – Exk.-Führer Ahtes Europ. Mikropal. Koll. Österreich, 57–67, Abb. 13, Tab. 8, Taf. 3, Wien (Geol. B.-A.) 1963 a.
- Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen dem Hengstsattel und St. Gallen (Blatt 4953/1 und 2). – Verh. Geol. B.-A., 1963, S. A 38–A 40, Wien 1963 b.
- Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962), 55–60, 2 Taf., Wien 1963 c.
- Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 11–69, 9 Abb., Taf. 1–2, Wien 1964 a.

- Klippen-Flyschfenster von Strobl und St. Gilgen am Wolfgangsee. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 256–264, Abb. 6–8, Wien 1964 b.
- Bericht über die Klippen- und Flyschfenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee. — Veröff. Haus Natur Salzburg, Abt. 2, N. F. 15, H. 1, 12–17, 1 Taf., Salzburg 1964 c.
- Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), 469–501, 6 Abb., 1 Taf., 2 Tab., Wien 1964 d.
- Geologische Karte des Hohe-Wand-Gebietes, 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1964 e.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. — Verh. Geol. B.-A., 1968, 80–86, 2 Abb., Taf. 1, Wien 1968.
- Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwedhattal-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich). — 58 S., 8 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Kt. 1 : 10.000, Wien (Geol. B.-A.) 1970.
- Bericht 1969 über Aufnahmen im Bereich des St. Wolfgang Schafberges und der N-Seite der Osterhorngruppe (Blätter 65, 94, 95). — Verh. Geol. B.-A., 1970, A 45–A 49, Wien 1971 a.
- Bericht 1969 über Aufnahmen im Raume St. Gallen/Steiermark (Blatt 100). — Verh. Geol. B.-A., 1970, A 44–A 45, Wien 1971 b.
- Neue Aufschlüsse in den tektonischen Fenstern am Wolfgangsee. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 450–457, 3 Abb., Wien 1971 c.
- Geologische Karte des Wolfgangseegebietes, 1 : 25.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1972 a.
- Aufnahmen 1971 im kalkalpinen Wienerwald (Blatt 58, Baden). — Verh. Geol. B.-A., 1972, A 57–59, Wien 1972 b.
- Aufnahmen 1971 im Bereich des Gollinger Schwarzenberges (Blatt 94, Hallein). — Verh. Geol. B.-A., 1972, A 61–A 63, Wien 1972 c.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes. — 92 S., 16 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1973 a.
- Aufnahmen 1972 auf den Blättern St. Wolfgang (95) und Hallein (94). — Verh. Geol. B.-A., 1973, S. A 48–A 51, Wien 1973 b.
- 1974 a s. u. PLÖCHINGER, B. & PREY, S., 1974.
- Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1974, 71–88, 5 Abb., 1 Tab., 3 Phototaf., Wien 1974 b.
- Aufnahmen 1973 auf Blatt Hieflau (100). — Verh. Geol. B.-A., 1974, A 88–A 89, Wien 1974 c.
- Aufnahmen 1973 auf den Blättern Berchtesgaden (93), Hallein (94) und St. Wolfgang (95). — Verh. Geol. B.-A., 1974, A 89–A 90, Wien 1974 d.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R.: Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1956, 275–283, 1 Abb., Wien 1956.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten-St. Gallen. — Jb. Geol. B.-A., 111, 175–211, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1968.
- Der Wienerwald. — Sammlung geol. Führer, 59, XI, 141 S., 23 Abb., 3 Tab., 2 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1974.
- POLL, K.: Die Diskussion des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen. — Zbl. Geol. Paläont., I, 1967, 889–916, 1079–1116, Stuttgart 1967.
- Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 88, 72 S., 43 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- PREY, S.: Alpenexkursion. II. Helvetikum und Flysch. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 38–48, Taf. 7–9, Wien 1951.
- Flyschfenster von Windischgarsten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, 246–255, 5 Abb., 1 Taf., Wien 1964.
- Bericht 1967 über geologische Untersuchungen auf den Blättern 98 (Liezen) und 99 (Rottenmann). — Verh. Geol. B.-A., 1968, A 40–41, Wien 1968.
- Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1969.
- PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. — Verh. Geol. B.-A., 1959, 201–216, 1 Abb., Taf. 3, Wien 1959.

- PRODEHL, C.: Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland. – Z. Geophysik, 30 (1964), 161–181, 7 Abb., Würzburg 1964.
- PROKOP, F.: Geologie der Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen, N.-Ö. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 3, H. 1, 1–26, 1 Taf. (Kt. 1 : 25.000), Wien 1951.
- QUENSTEDT, W.: Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. – Z. dt. geol. Ges., 85 (1933), 459–461, Berlin 1934.
- REICH, H.: Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. – Geol. Rdsch., 50, 465–473, 4 Abb., Taf. 12–13, Stuttgart 1960.
- REITHOFER, O.: Über das Kristallin zwischen dem Rells- und Gampadelztal im Rätikon – I. – Jb. Geol. B.-A., 87, 195–206, 3 Abb., Wien 1937.
- Referierende Bemerkungen über neuere Arbeiten aus den Lechtaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1956, 213–226, Wien 1956.
- Zum Bau der Ruitelspitzen (Lechtaler Alpen). – Verh. Geol. B.-A., 1957, 244–249, 2 Abb., Wien 1957.
- Zur Geologie des Krestakopfes (Montafon). – Verh. Geol. B.-A., 1965, 42–58, Taf. 1–2, Wien 1965.
- REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion III/1: Rätikon. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1964), H. 1, 225–242, 2 Taf., Wien 1964.
- RENATUS L.: Geologische Spezialuntersuchungen am Südostende der Lechtaler Alpen zwischen Imst und dem Larsental etc. – Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Techn. Hochsch. München, 83 S., zahlr. Abb., 27 Taf., 3 Beil.-Taf., München 1968.
- REUM, H.: Zur tektonischen Stellung des Falkensteinzuges am Nordrand der östlichen Allgäuer Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 507–534, 10 Abb., Hannover 1962.
- RICHTER, D.: Über die Retterschwang-Decke bei Hindelang im Allgäu. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1954, 385–392, 2 Abb., Stuttgart 1955.
- Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103, 341–374, 9 Abb., 2 Beil.-Taf., Stuttgart 1956 a.
- Beobachtungen im Fenster von Nüziders (Vorarlberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1956, 506–510, 2 Abb., Stuttgart 1956 b.
- Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. – Geol. Rdsch., 46, 413–420, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1957 a.
- Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 105, 285–372, 7 Abb., 1 Tab., 1 geol. Kt., Stuttgart 1957 b.
- Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterachtals (Allgäu). Der synsedimentäre Ursprung einer tektonischen Decke. – Z. dt. geol. Ges., 109 (1957), 519–549, 11 Abb., Hannover 1958.
- Geologischer Bau und tektonische Stellung des Hintersteiner Fensters in den Allgäuer Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 150–160, 6 Abb., Hannover 1961.
- Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. – Beih. Geol. Jb., 48, 45–128, 25 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Hannover 1963.
- Über eine Mangan-Vererzung im Hauptdolomit der Bärigünde-Zone im südlichen Allgäu. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1968, 370–375, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1968.
- RICHTER, M.: Die Cenomantransgression im Ammergebirge. – Cbl. Miner. etc. B, 1926, 57–64, 3 Abb., Stuttgart 1926.
- Der ostalpine Deckenbogen. – Jb. Geol. B.-A., 80, 497–540, 7 Abb., Taf. 20, Wien 1930 a.
- Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., 63, Abt. B, 1–62, 7 Abb., Taf. 1–3, Stuttgart 1930 b.
- Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. – Dtsch. Boden, 5, 179 S., 56 Abb., Berlin (Borntraeger) 1937.
- Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 100 (1948), 338–347, 1 Abb., Hannover 1950.
- s. u. RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R., 1955.
- Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen oberem Lech, Flexenpaß und Ill. – Geotekt. Sympos. H. Stille, 190–204, 9 Abb., Taf. 12, Stuttgart 1956.

- Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rhätikon. — Z. dt. geol. Ges., 110 (1958), 307 bis 325, 6 Abb., Taf. 13, Hannover 1958.
- Allgäuer Alpen. — Samml. geol. Führer, 45, 189 S., 54 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1966.
- Vorarlberger Alpen. — Samml. geol. Führer, 49, 169 S., 58 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger) 1969.
- Die Arosar Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayrischen Alpenrand. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 605–631, 4 Abb., Stuttgart 1970.
- RICHTER, M., CUSTODIS, A., NIEDERMAYER, J. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Z. dt. geol. Ges., 91, 649–704, Taf. 14–15, geol. Kt., Berlin 1939.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, M.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). — Z. dt. geol. Ges., 92 (1940), 416–430, Berlin 1940.
- RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Ledtaler Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 57–79, 21 Abb., Hannover 1955.
- RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Zur Tektonik der Bayrischen Alpen zwischen Ammer und Loisach. — Cbl. Miner. etc., 1927, Abt. B, 160–171, 3 Abb., Stuttgart 1927.
- RICHTHOFEN, F. F. v.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. 1. Abth. — Jb. Geol. R.-A., 10, 72–137, 12 Prof., Taf. 2–3, Wien 1859.
- Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Zweite Abtheilung. — Jb. Geol. R.-A., 12 (1861–1862), 87–206, 39 Abb., Taf. 3, Wien 1861.
- RIECHE, J.: Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. — Diss. Techn. Univ. Berlin, 172 S., 49 Abb., 1 Tab., Berlin (Photodruck) 1971.
- ROSENBERG, G.: Ein Aufschluß an der Deckengrenze zwischen Lunzer- und Frankenfelseinheit (?) bei Kalksburg. — Verh. Geol. B.-A., 1936, 187–196, 1 Abb., Wien 1936.
- Bericht über weitere Begehungen in der Umgebung von Kalksburg und Kaltenleutgeben. — Verh. Geol. B.-A., 1937, 163–175, 1 Abb., Wien 1937.
- Erforschungsgeschichte, Stratigraphie und nutzbare Gesteine [der Kalkalpen]. — S. 11–29. [In:] GRILL, R. & KÜPPER, H. [Hrsg.]: Erläuterungen zur geol. Kt. der Umgebung von Wien. Wien (Geol. B.-A.) 1954.
- Einige Beobachtungen im Nordteil der Weyerer Struktur (Nördliche Kalkalpen und Klippenzone). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 164, 145–161, 1 Abb., Wien 1955 a.
- Zur Deckengliederung in den östlichen Weyerer Bögen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 164, 525–543, Taf. 1, Wien 1955 b.
- Vom Südcnde der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. — Vh. Geol. B.-A., 1957, 213–234, 1 Abb., Wien 1957.
- Die „Teufelskirche“ bei St. Gallen (Steiermark). — Verh. Geol. B.-A., 1958, 90–95, 1 Abb., Wien 1958 b.
- Begehungen im Gebiete der Langenberge und des Höllensteins bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 1958, 96–108, Wien 1958 c.
- Der Schieferstein in der westlichen Weyerer Struktur, Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1959, 92–121, 2 Abb., Wien 1959.
- Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 95–103, 1 Abb., Wien 1960 a.
- Die Stubau-Falkensteingruppe bei Weyer. Nördliche Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 32–56, 2 Abb., Wien 1960 b.
- Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz. — Jb. Geol. B.-A., 104, 443–464, 1 Abb., Taf. 28, Wien 1961 a.
- Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., 1961, 171–176, Taf. 6, Wien 1961 b.
- Die zweite Pechgrabenenge bei Weyer (Oberösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 1964, 187–195, 1 Abb., Wien 1964.
- Rand-Kalkalpinen aus den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 2–8, Wien 1965 a.
- Der Kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien). — Jb. Geol. B.-A., 108, 115–153, Taf. 1–2, Wien 1965 b.

- Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach (NÖ.). – Jb. Geol. B.-A., 110, 109–134, 1 Taf., Wien 1967.
- Knerzenalm und Knerzenkalk. – Verh. Geol. B.-A., 1969, 16–22, 1 Abb., Wien 1969.
- Die Kalkalpenfront Mödlingtal-Dornbach (NÖ.). – Jb. Geol. B.-A., 113, 161–188, Taf. 1–2, Wien 1970.
- ROSENBERG, G. & ZIRKL, E.: Ein Diabas-Vorkommen (Eruptivbreccie) in der Frankenfelder Decke von Kaltenleutgeben (N.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1963, 16–24, 1 Abb., Wien 1963.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Ober-Ostalpin). – Erlanger geol. Abh., 89, 57 S., 25 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- ROTHPLETZ, A.: Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. – Z. dt. geol. Ges., 35, 134–189, Taf. 6–7, Berlin 1883.
- Geologische und palaeontologische Monographie der Vilser Alpen etc. – Palaeontographica, 33, 1–180, 3 Abb., Taf. 1–17 (dabei 1 geol. Kt.), Stuttgart 1886.
- Das Karwendelgebirge. – Z. dt. österr. Alpenverein, 1888, 401–470, 29 Abb., 9 Taf., 1 Kt., München 1888.
- Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen etc. – 268 S., 115 Abb., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1894.
- Der Rhätikon und die große rhätische Überschiebung. – Z. dt. geol. Ges., 51, Vh. 86–94, 1 Abb., Berlin 1899.
- Geologischer Führer durch die Alpen, I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. – Samml. geol. Führer, 10, 256 S., 81 Abb., Berlin (Borntraeger) 1902.
- Geologische Alpenforschungen II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. – 261 S., 99 Abb., 1 geol. Kt., München (Lindauer) 1905.
- RUTTNER, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlaufales (N.-Ö. Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., 93 (1948), 99–128, 6 Abb., Taf. 1, Wien 1949.
- Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1960, 227–236, Taf. 8, Wien 1960.
- Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. – Verh. Geol. B.-A., 1963, 6–16, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1963.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 48 (1955), 221–256, 5 Abb., 2 Taf., Wien 1957.
- SÄRCHINGER, H.: Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar. – N. Jb. Mineral. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 81, 347–476, 58 Abb., Taf. 12–18, Stuttgart 1939.
- SARNTHEIN, M.: Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., 105, 141–172, Taf. 9–12, Wien 1962.
- Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verh. Geol. B.-A., 1965, 119–162, 1 Taf., Wien 1965.
- Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. 1. Fortsetzung. – Ber. nat.-med. Ver. Innsbr., 54, 33–59, 5 Abb., Innsbruck 1966.
- Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geol. Rdsch., 56, 116–127, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967.
- SAUER, R.: Beiträge zur Geologie und zur Frage der tektonischen Zuordnung des Kalkalpen-nordrandes im Raume W Kaumberg. – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 41 S., 26 Abb., 5 Beil., Wien 1975.
- SCHADLER, J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler- und Ausseer Salzberges. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 94, 56–60, 2 Abb., Wien 1949.
- SCHAETTI, H.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. 1. Teil. Geologie des östlichen Gebietes. – 204 S., 15 Abb., 3 Taf., Vaduz (Histor. Ver. Fürstent. Liechtenstein) 1951.
- SCHÄFFER, G.: Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (ÖÖ.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 198 S., 93 Abb., 22 Beil.-Taf., Wien 1971.
- Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt 96 (Bad Ischl). – Verh. Geol. B.-A., 1972, A 67–A 69, Wien 1972.

- SCHARDT, H.: Sur l'origine des Préalpes romandes. – Arch. sci. phys. nat., (3) 30, 570–583, Genève 1893.
- SCHAUBERGER, O.: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 736 bis 751, 2 Abb., Taf. 28–30, Hannover 1955.
- SCHIDLÓWSKI, M.: Die geologischen Verhältnisse am Klesenza-Fenster in den Vorarlberger Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 458–469, 3 Abb., Stuttgart 1960.
- Zur Revision des ostalpinen Deckenbaues im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. – Z. dt. geol. Ges., 113, 161–175, 5 Abb., 1 Taf., Hannover 1961 a.
- Das Ostende der Wandfluh-Schuppe in den Vorarlberger Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 426–432, 3 Abb., Stuttgart 1961 b.
- Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). – Verh. Geol. B.-A., 1962, 49–63, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1962.
- Ergebnisse geologischer Neuaufnahmen im Allgäu-Vorarlberger Grenzraum. – Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver., 1966, 311–323, 5 Abb., Bregenz 1966.
- SCHLAGER, M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., 1930, 245 bis 255, 1 geol. Kt., Wien 1930.
- Beitrag zur Geologie des Trattberges. – Mitt. Naturw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 3/4 (1952–1953), 11–26, 1 Profiltaf., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, Salzburg 1953.
- Der geologische Bau des Plateaus von St. Koloman. – Mitt. Naturwiss. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 5, 31–44, 1 Profiltaf., 1 geol. Kt. 1 : 25.000, Salzburg 1954.
- Geologische Studien im Tauglboden. – Mitt. Naturw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 7, 25–45, 1 Abb., Salzburg 1956.
- Exkursion zum Untersbergfuß und nach Adnet. – Mitt. Natw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 8, 19–35, 4 Abb., Salzburg 1957.
- Beiträge zur Geologie des Schlenkens bei Hallein. – Mitt. Natwiss. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 9, 9–30, Taf. 1–6, Salzburg 1958.
- Geologische Karte von Adnet und Umgebung 1 : 10.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1960.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschieben beim Hinteren Gosausee (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., 1966, 93–106, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1966.
- Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1967, 50–70, 3 Taf., Wien 1967 a.
- Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1966), 205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1967 b.
- SCHLAGINTWEIT, O.: Die Mieminger-Wetterstein-Überschiebung. – Geol. Rdsch., 3, 73–92, 2 Abb., Taf. 1–2, Stuttgart 1912 a.
- Zum Problem des Wettersteingebirges. – Verh. Geol. R.-A., 1912, 313–327, Wien 1912 b.
- SCHMIDEGG, O.: Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. – Jb. Geol. B.-A., 94 (1949–1951), 159–205, 9 Abb., Taf. 19–20, Wien 1951 a.
- Patscherkofel bei Innsbruck. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 123–130, Taf. 19–20, Wien 1951 b.
- Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendels. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 52–60, 1 Taf., Wien 1952.
- Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I (oberes Rellstal und oberes Brandnertal). – Jb. Geol. B.-A., 98, 145–172, 4 Abb., Taf. 8–9, Wien 1955.
- Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 102, 353–406, 2 Abb., Taf. 9–13, Wien 1959.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. – Z. dt. geol. Ges., 91 (1939), 273–289, 3 Abb., Taf. 8, Berlin 1939.
- Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Reißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. – Geologica Bavarica, 4, 55 S., 12 Abb., 15 Taf., München 1950.
- Geologische Exkursionen in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. – Geologica Bavarica, 6, 26–49, 8 Abb., 4 Tab., Taf. 1, München 1951 a.
- Exkursion in die Ammergauer und Allgäuer Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 341–352, 6 Abb., 4 Tab., Hannover 1951 b.

- Klufftektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. – *Geologica Bavarica*, 17, 5–16, 11 Abb., München 1953.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt Tegernsee 664 mit Profiltafel. – München (Bayer. Geol. L.-A.) 1953.
- Klufftektonik und Großstrukturen in den nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, 42, 172–187, 4 Abb., Stuttgart 1954.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt Murnau 663 mit Profiltafel. – München (Bayer. Geol. L.-A.) 1955.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 662 Füssen mit Profiltafel. – München (Bayer. Geol. Landesamt) 1960.
- Der Alpenraum. – S. 244–296, 334–343, 2 Abb., 5 Tab. [In:] Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1 : 500.000, 2. Aufl., München 1964.
- SCHMIDT-THOMÉ & BÖGEL, H.: Exkursion B 2: Alpenrandzone und Sylvenstein-Speichersee. – 8 S., 4 Taf., Exk.-führer 112. Hptvers. Dt. Geol. Ges. Bad Tölz, München (hektogr.) 1960.
- SCHMITZ, G.: Geologische Untersuchungen im Gebiete der westlichen Schneeanpe. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 112 S., Tfn., geol. Kt. 1 : 25.000, Wien 1961.
- SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, NÖ. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 120 S., zahlr. Abb., Tbn., 8 Beil. (dabei 1 geol. Kt. 1 : 10.000), Wien 1967.
- Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 19, 131–188, 2 Tab., Taf. 5–6, Wien 1970.
- Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, A 80–A 81, Wien 1971.
- Bericht 1971 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, A 73–75, Wien 1972.
- SCHNEIDER, H.-J.: Geologische Exkursion in das Werdenfelser Becken und zur Zugspitze. – *Geologica Bavarica*, 6, 50–54, 1 Abb., München 1951.
- Der Bau des Arnsperzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. – *Geologica Bavarica*, 17, 17–55, 7 Abb., Taf. 1, München 1953.
- Der Bau des Wetterstein- und Mieminger Gebirges im Lichte von 100 Jahren geologischer Forschungsgeschichte. – *Jb. Österr. Alpenver.*, 87, 77–94, 8 Abb., Innsbruck 1962.
- SCHÖLLNERBERGER, W.: Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E Bad Ischl, Salzkammergut) und die Auflösung der „Singereben-Teuflingkogel-Deckscholle“. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 17 (1966), 73–86, 7 Abb., 1 geol. Kt., Wien 1967.
- Die Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 179 S., 13 Abb., 9 Taf., Wien 1971.
- Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Ischl (96) und Blatt Mitterndorf (97). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, A 76–A 79, Wien 1972.
- Faziesübergänge in der Obertrias am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, S. 277, Innsbruck 1973.
- Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 22, 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien (1973) 1974.
- SCHÖNENBERG, R.: Die Tektonik im Gebiet der Memminger Hütte und ihre Bedeutung für den Bau der Lechtaler Alpen. – *Festschr. 90 Jahre Dt. Alpenver.*, 3–22, 9 Abb., Memmingen 1959.
- SCHOTTNER, W.: Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen (Hochriß-Laubenstein-Spitzsteingebiet). – *N. Jb. Min. etc.*, Beil.-Bd., Abt. B, 72, 46–119, Taf. 4 (geol. Kt.) bis 5, Stuttgart 1934.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – *Erlanger geol. Abh.*, 71, 60 S., 18 Abb., 4 Taf., Erlangen 1968.
- SCHWENK, H.: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., zahlr. Abb., 4 Beil., Kt. 1 : 25.000, Wien 1949.

- SEIDL, E.: Die Salzstöcke des deutschen und des Alpen-Permsalz-Gebietes. – Kali, 21, 34–360 mit Unterbr., Halle/S. 1927.
- SEIDLITZ, W. v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. – Ber. Natforsch. Ges. Freiburg/Br., 16, 232–366, 20 Abb., Taf. 7–11, Freiburg/Br. 1906.
- Schollenfenster im Vorarlberger Rätikon und im Fürstentum Liechtenstein. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 37–62, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1911.
- Sind die Quetschzonen des westlichen Rhätikons exotisch oder ostalpin? – Zbl. Min. etc., 1912, 492–500, 534–542, Stuttgart 1912.
- SICKENBERG, O.: Das Ostende des Tennengebirges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 19 (1926), 79–139, 5 Abb., Taf. 2, Wien 1928.
- SIWERT, W.: Zur Tektonik der nördlichen Ausläufer des Steinernen Meeres (Gebiet um den Hochkranz). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 255–265, 2 Abb., 17 Diagr., Wien 1973.
- SOFFEL, H.: The palaeomagnetism of the Permian effusives near St. Anton, Vorarlberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 375–384, 7 Abb., Stuttgart 1975.
- SÖHLE, U.: Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau mit besonderer Berücksichtigung des Cenomans in den bayerischen Alpen. – Geognost. Jh., 9 (1896), 1–66, 5 Abb., 2 Tab., Taf. 1–8, Cassel 1897.
- SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 68, 137–139, Wien 1931.
- Die Grenzregion zwischen Flysch und Kalkalpen von der Traisen bis zur Mank. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 71, 221–223, Wien 1934 a.
- Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buchdenkmales. Vorläufige Mitteilung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 26 (1933), 207–211, Wien 1934 b.
- Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und ihrer angrenzenden Gebiete. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 27 (1934), 1–119, Taf. 1–3, 1935.
- SPENGLER, E.: Die Schafberggruppe. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 181–275, 1 Tab., Taf. 7–11 (Taf. 7 = geol. Kt. 1 : 75.000), Wien 1911 a.
- Zur Tektonik von Sparberhorn und Katergebirge im Salzkammergute. – Cbl. Min. etc., 1911, 701–704, Stuttgart 1911 b.
- Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten I. Die Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 121, 1039–1086, 2 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1912.
- Einige Bemerkungen zu E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires etc. – Cbl. Min. etc., 1913, 272–277, Stuttgart 1913.
- Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Das Becken von Gosau. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 123, 267–328, 4 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1914.
- Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. – Jb. Geol. R.-A., 68 (1918), 285–474, Taf. 14 a–18 (mit geol. Kt.), Wien 1919 a.
- Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 11 (1918), 1–70, Taf. 1, Wien 1919 b.
- Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. – Verh. Geol. St.-A., 1920, 49–60, Wien 1920 a.
- Das Aflenzler Triasgebiet. – Jb. Geol. R.-A., 69 (1919), 221–254, Taf. 4, Wien 1920 b.
- Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. – Jb. Geol. B.-A., 72, 155–182, 11 Prof., Wien 1922.
- [ & PIA, J. v. ]: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. – Samml. geol. Führer, 26, 150 S., 17 Abb., 10 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924 a.
- Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. – Vh. Geol. B.-A., 1924, 144–151, 2 Abb., Wien 1924 b.
- Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. – Jb. Geol. B.-A., 75, 273–300, 2 Abb., Wien 1925 a.
- Zur Frage des „Almfensters“ in den Grünauer Voralpen. – Verh. Geol. B.-A., 1924, 157–164, 3 Abb., Wien 1925 b.

- [In:] SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte ... Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. — 100 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1926 a.
- Aufnahmebericht über Blatt Eisenerz-Wildalpe (4954) und Schneeberg-St. Ägyd (4855). — Verh. Geol. B.-A., 1925, 17–19, Wien 1926 b.
- Aufnahmebericht über Blatt „Schneeberg-St. Ägyd“ (4855) und „Eisenerz-Wildalpe-Aflenz“ (4954). — Verh. Geol. B.-A., 1926, 18–21, Wien 1927 a.
- Aufnahmebericht über das Blatt „Schneeberg-St. Ägyd“ (4855). — Verh. Geol. B.-A., 1927, 52–54, Wien 1927 b.
- Über die von H. Stille in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Cbl. Miner. etc., B, 1927, 138–148, Stuttgart 1927 c.
- Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. — Jb. Geol. B.-A., 78, 53–144, Taf. 1–2, Wien 1928 a.
- Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., 19, 1–26, 3 Abb., Berlin 1928 b.
- Geolog. Spezialkarte ... Österreich, Blatt Schneeberg-St. Ägyd 1 : 75.000. — Wien (Geol. B.-A.) 1931.
- Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte ... Blatt Schneeberg-St. Ägyd. — 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931 a.
- Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. — Jb. Geol. B.-A., 81, 487–530, Taf. 18–19, Wien 1931 b.
- Geologische Karte des Sonnwendgebirges 1 : 10.000. — [In:] WÄHNER, F. & SPENGLER, E.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 2. Teil. Leipzig/Wien (Deuticke) 1935.
- Die Nördlichen Kalkalpen etc. — S. 202–294, 18 Abb. [In:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie der Ostmark, 1. Aufl., 559 S., 77 Abb., 4 Ktn., Wien (Deuticke) 1943 a.
- Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke. — Mitt. Reichsamt Bodenforsch. Zweigst. Wien, 1943, H. 5, 3–17, 2 Abb., Wien 1943 b.
- Die nördlichen Kalkalpen etc. — S. 302–413, 21 Abb. [In:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 810 S., 97 Abb., 5 Ktn., Wien (Deuticke) 1951 a.
- Zur Verbreitung und Tektonik der Inntal-Decke. — Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 188–202, 2 Abb., Hannover 1951 b.
- Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein und Tennengebirge. — Verh. Geol. B.-A., 1952, 65–85, Wien 1952.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil. — Jb. Geol. B.-A., 96, 1–64, 8 Abb., Taf. 1, Wien 1953.
- s. u. GANSS, O. et al. 1954.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil. Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., 99, 1–74, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1956.
- Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1957, 201–212, 1 Abb., Wien 1957 a.
- Bemerkungen zu A. Thurner: „Die Puchberg- und Mariazeller Linie“ und zur tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich von P. Beck-Mannagetta. — Verh. Geol. B.-A., 1957, 258–266, Wien 1957 b.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, 5 Abb., Taf. 4, Wien 1959.
- Bemerkungen zu der Arbeit: „Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen“ von A. Tollmann. — Vh. Geol. B.-A., 1961, 176–179, Wien 1961.
- 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.: Der Höllesteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 351–433, 15 Abb., Taf. 11–13, Wien 1910.
- 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. — Verh. Geol. R.-A., 1919, 88–93, Wien 1919.
- Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 12 (1919), 1–115, 12 Abb., 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., 14–15, 267–298, 1 Abb., Taf. 11, Wien 1965.
- Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18 (1967), 9–88, 9 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.
- STEINHAUSEN, W.: Die Geologie der Ötscher-Decke zwischen Unterberg und Furth (N.-Ö.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 95–116, Taf. 7–9, Wien 1959.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). — Notizbl. hessisch. L.-A. Bodenforsch., 87, 192–201, 8 Abb., Wiesbaden 1958.
- Der Bau des Gebirges um Lech (Vorarlberg). — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 535–556, 7 Abb., Hannover 1962.
- Die Geologie der Umgebung von Lech (Vorarlberg). — Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver., 1964, 115–124, Bregenz 1965.
- STEPHAN, W. & HESSE, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8236 Tegernsee. — 304 S., 37 Abb., 5 Tab., 7 Beil., 1 geol. Kt., 1 Profiltaf., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — 443 S., 14 Abb., Berlin (Borntraeger) 1924.
- Suess, E.: Das Antlitz der Erde. 1. Bd.: 778 S., 48 Abb., 2 Taf., 4 Kt., 1885; 2. Bd.: 704 S., 42 Abb., 1 Taf., 2 Kt., Prag-Wien-Leipzig (Tempisky & Freytag) 1888.
- Das Antlitz der Erde. 3. Bd., 2. Hälfte. — 789 S., 55 Abb., 3 Taf., 5 Ktn., Wien-Leipzig (Tempisky & Freytag) 1909.
- SUMMESBERGER, H.: Die tektonische Gliederung der Ötscherdecke im Bereich der Gutensteiner Kalkalpen etc. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., etl. Abbn. u. Beil., Wien 1966 a.
- Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes. Stellungnahme zu E. Flügel & M. Kirchmayer 1962. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 16 (1965), 85–88, 1 Abb., Wien 1966 b.
- TAUBER, A.: Der miozäne O-W-Schub im Raum der alpin-karpatischen Abbiegung. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 152, 129–175, 13 Abb., Wien 1943.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, (4) 3, 711–766, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris 1903.
- THURNER, A.: Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. — Fortschr. Geol. Paläont., 14, H. 48, 175–347, 72 Abb., Berlin 1943.
- Die Puchberg- und Mariazeller Linie. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, math.-natw. Kl., 160, 639–672, 8 Abb., Wien 1951.
- Die Stauffen-Höllengebirgsdecke. — Z. dt. geol. Ges., 105 (1953), 47–56, Hannover 1954 a.
- Die tektonische Stellung der Reiflingerscholle und ähnlicher Gebilde. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 84, 187–197, Taf. 13–14, Graz 1954 b.
- Die Bedeutung des Nord- und Südrahmens für die Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. — Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Klasse III, 1960, H. 1 (Festschr. E. Kraus), 19–35, 6 Abb., Berlin 1960.
- Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 367–389, 7 Abb., Hannover 1962.
- Die Tektonik der Ostalpen im Sinne der Verschluckungslehre. — Geotekton. Forsch., 39, II + 124 S., 17 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1971.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätter Zone von Mitterndorf, Salzkammergut. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 359–364, Wien 1958.
- Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1–62, Taf. 1, Wien 1959.
- Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen etc. — Geol. Rdsch., 50, 506–514, Taf. 15, Stuttgart 1960 a.

- Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.-A., 103, 37–131, 4 Abb., Taf. 2–5, Wien 1960 b.
- Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54 (1961), 229 bis 247, Wien 1962 a.
- Deckenbau und Fazies im Salzkammergut. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 495–500, Hannover 1962 b.
- Die Frankfurter Deckschollenklippen etc. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 171, 193–202, Wien 1962 c.
- (Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen). — [In:] O. KÜHN [Hrsg.]: Lexique stratigr. intern., 1, Europe, fasc. 8, Autriche. — 646 S., 2 Kt., Paris (Centre nat. rech. sci.) 1962 d.
- Ostalpensynthese. — VIII, 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963 a.
- Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes etc. — Erdoel-Z., 79, 41–52, 2 Abb., Wien-Hamburg 1963 b.
- Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rdsch., 53, 153–170, Taf. 16, Stuttgart 1963 c.
- Die Antiklinalen der Schneebergdecke und ihr Alter. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 100, 132–143, 2 Abb., Wien 1963 d.
- Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 81–88, Taf. 8, Wien 1964 a.
- Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 101, 237–246, Wien 1964 b.
- Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964 c.
- Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 89–124, Taf. 7, Wien 1964 d.
- Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 103–133, 1 Abb., Wien 1965.
- Geologie der Kalkvoralpen im Ötztal als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58 (1965), 103–207, Taf. 1–4, Wien 1966 a.
- Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekton. Forsch., 21, 1–156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966 b.
- [In:] GEYSSANT, J. & TOLLMANN, A.: Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Alpes autrichiennes. — Compte rend. somm. séanc. Soc. géol. France, 1966, 413–472, 16 Abb., 1 Karte, Paris 1966 c.
- Der geologische Bau des Erlafgebietes im Raum der Tormäuer. — Unsere Heimat, 37, 237–248, 3 Abb., Wien 1966 d.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59 (1966), H. 2, 231–253, Taf. 1–2, Wien 1967 a.
- Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — Eclogae geol. Helv., 60, 109–135, 1 Abb., Taf. 1, Basel 1967 b.
- Der geologische Bau der Ostalpen. — Österreich in Geschichte u. Lit., 11, 496–510, 2 Abb., 1 Photo, Wien 1967 c.
- Stirnschuppen und Dachschuppen, wenig bekannte tektonische Strukturformen etc. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 705–730, 9 Abb., Stuttgart 1967 e.
- Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18 (1967), 207–248, Taf. 8, Wien 1968 a.
- Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 110, 224–244, Wien 1968 c.
- Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. — Geotekt. Forsch., 29, 26–59, Stuttgart 1968 d.
- Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Geologie, 18, 1131–1155, 2 Taf., Berlin 1969 a.
- Die Bruchtektonik in den Ostalpen. — Geol. Rdsch., 59, 278–288, Text-Taf. 1, Stuttgart 1969 b.

- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 61 (1968), 124–181, Taf. 1, Wien 1969 c.
- Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 136, 80–133, 1 Abb., Stuttgart 1970 a.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 62 (1969), 78–170, Taf. 1–3, Wien 1970 b.
- Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 324–345, 2 Abb., Wien 1970 c.
- Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – Geotekton. Forsch., 34, 1–90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970 d.
- Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 114, 273–360, 49 Abb., Taf. 11–12, Wien 1971 a.
- Betrachtung zum Baustil und Mechanismus kalkalpinen Überschiebungen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 358–390, 12 Abb., Wien 1971 b.
- Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. – Unsere Heimat, 42, 103–140, 9 Abb., Wien 1971 c.
- Vielphasig entstandene orogene Strukturformen an Hand von Beispielen aus den Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 141, 116–136, 5 Abb., Stuttgart 1972 a.
- Scheinserien. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1972, 427–447, 7 Abb., Stuttgart 1972 b.
- Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 83–95, 1 Abb., Wien 1972 c.
- Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 64 (1971), 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972 d.
- Der Südwestrand der Inntaldecke in den Tiroler Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1973, 367 bis 376, Beil.-Taf. 18, Wien 1973 a.
- Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – XXIII, 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke) 1973 b.
- Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 183–193, Wien 1974.
- Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen etc. – [In:] M. MAHEL [Hrsg.]: Tectonic Problems of the Alpine System, 109–120, 2 Abb., 1 Tab., Bratislava (Veda) 1975 a.
- Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 286–319, 1 Abb., Stuttgart 1975 b.
- Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150, 19–43, 7 Abb., Stuttgart 1975 c.
- Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XVI, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976 a.
- Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 184, 237–258, 8 Abb., Wien 1976 b.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs“. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., 104, 338–347, 3 Abb., Wien 1962.
- Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – Geologica et Palaeont., 4, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg/L. 1970.
- TOUSSAINT, B.: Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen). – Steir. Beitr. Hydrogeol., 23, 5–115, 17 Abb., 6 Tab., Taf. 1–14, Graz 1971.
- TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach etc. – N. Jb. Mineral. etc. Mh., 1945–1948, B, 53–71, 161–174, 4 Abb., 1 Kt., 1 Profil, Stuttgart 1948.
- TRAUTH, F.: Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten Österreichs. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, 112–134, Taf. 4–7, Wien 1908.
- Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 77–86, 1 Abb., Taf. 8, Wien 1916.
- Der geologische Bau der Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Sektion Naturkd. Österr. Touristenclub, 29, 17–35, 3 Abb., Wien 1917.
- 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., Taf. 3–4, Wien 1922.
- Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I, II. – Dkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1. Teil: 100, 101–212, Taf. (geol. Kt.) 1–5, Wien 1925. 2. Teil: 101, 29–65, 4 Abb., Taf. A–D, Wien 1927.
- Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 71, 92–99, Wien 1934.
- Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 29 (1936), 473–573, 1 Kt., Wien 1937.
- Geologie des Kalkalpenbereiches der zweiten Wiener Hochquellenleitung. – Abh. Geol. B.-A., 26, H. 1, 99 S., 5 Abb., Taf. 1–12, Wien 1948.
- Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1948, 145–218, Taf. 1–3, Wien 1950.
- Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. – Verh. Geol. B.-A., 1954, 89–140, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1954.
- TRÜMPY, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F., 46 II, 163 S., 27 Abb., 5 Taf., 1 geol. Kt., Bern 1916.
- TRÜMPY, R.: Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau. – Vjschr. Natforsch. Ges. Zürich, 100, 217–231, Zürich 1955.
- Die Vorgeschichte der Kettengebirge. – Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges., 1958, 80–92, Glarus 1958.
- Zur Geologie des Unterengadins. – Ergebnisse wiss. Unters. Schweizer. Nationalpark, 12, 71–87, 2 Abb., Chur 1972.
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D.: Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. Les Grisons. – C. r. Soc. Géol. France, 1969, 329–396, 22 Abb., Paris 1970.
- TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. – Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver., 7, 69 S., 3 Abb., 8 Taf., Innsbruck 1930.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 462–491, Wien 1909.
- ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – Geologica Bavarica, 41, 99–151, 17 Abb., 1 Beil.-Taf., München 1960.
- VEIT, E.: Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing., 30, 15–52, 17 Abb., Zürich 1963.
- VERDAM, J.: Geologische Forschungen im nördlichen Rätikon. – Diss. Geol. Inst. TH. Zürich, 86 S., 3 Taf., geol. Kt. 1 : 25.000, Zürich 1928.
- VETTERS, H.: Aufnahmebericht über das Flysch- und Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). – Verh. Geol. B.-A., 1928, 47–51, Wien 1928.
- Aufnahmebericht über das Kalkalpengebiet an der großen Erlauf und Jessnitz etc. – Verh. Geol. B.-A., 1937, 32–37, Wien 1937.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – Geologica Bavarica, 17, 56–88, 8 Abb., München 1953.
- VORTSCH, W.: Über schichtenparallele Bewegungen (Kammerkehr-Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorngruppe). – Zbl. Min. Geol. Paläont. Abt. B, 1937, 263–286, 3 Abb., Stuttgart 1937.
- Ein geologischer Querschnitt durch die Kammerkehr-Sonntagshorngruppe. I. Teil. – Abh. Dtsch. Ges. Wiss. Künste Prag, Abt. 1, 194 S., 15 Abb., 13 Taf., Prag 1938.
- Der Bau der inneren Osterhorngruppe [I. Teil]. – N. Jb. Min. Geol. Paläont. Mh., 1949, B, 40–44, 2 Abb., Stuttgart 1949.
- Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. II. Teil (Kendelbach). – N. Jb. Min. etc., Abh., 91 B, 429–496, Taf. 15–18, Stuttgart 1950 a.
- Bemerkungen zu der Schrift von R. WEYNSCHENK über das Sonwendgebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1950, 33–36, Stuttgart 1950 c.
- Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. III. Teil. Liegendgebirge und Bewegungszone im Karlgraben. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 96, 181–200, 4 Abb., Stuttgart 1953 a.
- Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. IV. Teil (Hangendgebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 98, 125–148, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1953 b.

- Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. [2. Aufl.] – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 102, 77–142, 3 Abb., Taf. 4–5, Stuttgart 1955.
- Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. V. Teil (Wetzsteingraben). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 109, 173–212, 9 Abb., 1 Tab., Taf. 5–6, Stuttgart 1960.
- Ist der Überschiebungsbau in den rhätischen und jurassischen Gesteinen der nordöstlichen Alpen zweifelhaft? – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1963, 358–369, Stuttgart 1963.
- WAAGEN, L.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. – Verh. Geol. B.-A., 1924, 51–71, 1 Abb., Wien 1924.
- WÄHNER, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. – 1. Teil: XII, 356 S., 29 Taf., 1 Kt., 2. Teil (& E. SPENGLER): XVI, 200 S., 29 Taf., 1 Kt., Leipzig/Wien (Deuticke) 1903/1935.
- WEBER, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. B, 86, 247–281, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 12–16, Stuttgart 1942.
- WEBER, F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 295–352, Taf. 1–3, Wien 1960.
- WEBER, L.: Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 206 S., zahlr. Abb., 12 Beil., Wien 1974.
- WEIGEL, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A., 87, 11–40, 6 Abb., geol. Kt. (Taf. 2), Wien 1937.
- WEIGERT, U.: Zur Geologie der Hallstätter Zone östlich Bad Goisern (Oberösterreich). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., 53 Abb., 6 Tab., 10 Taf., Wien 1971.
- Zur Mikrofauna und Paläogeographie der Zlambachschieben (O. Nor-? U. Lias) im Raume Bad Goisern – Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21 (1972), 279–288, Taf. 1–3, Innsbruck 1973.
- WESSELY, G.: Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (N.-Ö.) und seine geologische Stellung. – Verh. Geol. B.-A., 1967, 37–50, 2 Abb., Wien 1967.
- Rand und Untergrund des Wiener Beckens – Verbindungen und Vergleiche. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66–67 (1973–1974), 265–287, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1975.
- WESTRUP, J.: Das Fenster von Gerstruben und seine tektonische Stellung in den Allgäuer Kalkalpen. – *Geologica et Palaeont.*, 1, 35–47, 7 Abb., 1 geol. Kt., Marburg/L. 1967.
- Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). – Diss. Natwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 152 S., 27 Abb., Anhang, 2 Taf., Marburg/Lahn (Fotodruck E. Symon) 1970.
- WEYNSCHENK, R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. – *Schlern-Schriften*, 59, 66 S., 7 Abb., 15 Taf., 3 Beil.-Taf., Innsbruck 1949.
- WILL, M.: Struktur der oberen Erdkruste im Bereich des Alpen-Nordrandes, abgeleitet aus refraktions-seismischen Messungen. – Int. Sympos. Geodyn. Ostalpen, S. 34, München (veröff. Manus) 1975.
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 109, 91–172, 3 Abb., Taf. 1–11, Wien 1966.
- WILMERS, W.: Geologie des Ostendes der Mulde von Thiersee westlich Kufstein in Tirol. – *Z. dt. geol. Ges.*, 113 (1961), 426–445, 4 Abb., Hannover 1962.
- WIMMER, R.: Geologische Beobachtungen am Nordsockel des Schafberges. – Verh. Geol. B.-A., 1936, 224–225, Wien 1936.
- Beitrag zum Aufbau der Landschaft rings um den Fuschlsee. – Verh. Geol. B.-A., 1937, 241–243, Wien 1937.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., 3 Taf., Wien (Springer) 1957.
- WIRTH, E.: Der geologische Bau des Funtenseegebietes (Steinernes Meer). – N. Jb. Min., Beil.-Bd. 62, Abt. B, 333–370, 16 Abb., Taf. 18–20, Stuttgart 1929.
- WOLLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 106, 89–119, 4 Abb., 18 Tab., 1 Taf., Wien 1963.

- Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., 56, 308–320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.
- Zur Differenzierung der Kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalysen. – Verh. Geol. B.-A., 1970, A 80–81, Wien 1971.
- WOLFF, H.: Die tiefe Oberkreide (Cenoman-Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 8, 309–322, 1 Abb., München 1968.
- Neue Ergebnisse der geologisch-paläontologischen Untersuchungen im „Hochbajuvaricum“ des östlichen Wendelstein-Gebietes (Bayerische Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 8, 393–413, 3 Abb., München 1968.
- Die tektonischen Verhältnisse des Wendelstein-Gebietes (Bayerische Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 111–131, 5 Abb., Stuttgart 1973 a.
- WOPFNER, H.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 100, 11–82, 9 Abb., 5 Diagr., Taf. 5–8, 4 Beil., Stuttgart 1954.
- ZACHER, W.: Fazies und Tektonik im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 44, 85–92, 2 Abb., Stuttgart 1962 a.
- Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 390–408, 6 Abb., Hannover 1962 b.
- Geologische Karte des Osterach-Gebietes 1 : 25.000 (Beilage bei CUSTODIS, A. et al. 1965). – München (Bayer. Landesst. Gewässerkd.) 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Nr. 8430 Füssen (ersch. 1962 mit Profiltaf.). – 151 S., 31 Abb., 4 Taf., 2 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8429 Pfronten (1963 mit Profiltaf.). – 208 S., 44 Abb., 4 Tab., 3 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966 a.
- Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 6, 213–228, 4 Abb., München 1966 b.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 670, Oberstdorf. Mit Profiltaf. München (Bayer. Geol. L.-A.) 1972.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 113, 446–462, 7 Abb., Hannover 1962.
- Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., 56, 128–139, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abh. Senckenberg. naturf. Ges., 519, 1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/M. 1969 a.
- ZAPPE, H.: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. – Verh. Geol. B.-A., 1959, 122–128, Wien 1959.
- Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). – I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambach-Schichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. – Verh. Geol. B.-A., 1960, 236–241, Wien 1960.
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. – Geologica Bavarica, 20, 85 S., 5 Abb., 10 Taf., 2 geol. Kt., München 1954.
- Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103, 375–412, 8 Abb., Taf. 17–19, Stuttgart 1956 a.
- Untersuchungen in der kalkalpinen Kreide Bayerns. – Z. dt. geol. Ges., 106 (1954), 468–477, 2 Abb., Hannover 1956 b.
- Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns. – Geol. Rdsch., 45, 134–143, 4 Abb., Stuttgart 1956 c.
- Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. – Z. dt. geol. Ges., 111 (1959), 74–100, 8 Abb., Hannover 1959.
- Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 359–366, 1 Abb., Hannover 1962.
- ZEIL, W. et al.: Die Thiersee- und Karwendel-Mulde zwischen Kufstein und Mittenwald. – Int. Sympos. Geodynamik Ostalpen, 35–39, 4 Abb., München (Vervielfält. Manus.) 1975.

# Orts- und Sachregister

- Abbrenn 284, 292 f.  
Abtenau 324, 326, 329  
Achberg-Stirnfalte 322  
Achenkirch 156  
Achenkirchener Querstruktur 155  
Achenkirchener Schubmasse 156  
Achensee 60, 154, 156 ff., 162, 185  
Achtental 86  
Achtentaler Schubmasse 52, 148, 155 ff.  
Achenwald 155  
Acherlsteinzug 266  
Achhorn 322  
Aderklaa 231, 309 f.  
Adlerspitze 256  
Adlerspitz-Stirnfalte 221  
Admont 34  
Admonter Höhe 201  
Admonter Schuppenzone 48, 54, 267 f., 291, 363, 365 f.  
Adnet 247, 250  
Adneter Antiklinale 247  
Adrenkopf 103  
Aflenz 371, 375  
Aflenzler Fazies 40, 240, 360, 361, 368, 371, 374 f., 377, 380, 382  
Aflenzler Gebiet 364  
Aflenzler Staritzen 371, 373  
Aflenzler Verzahnung 381  
Alberfeldkogel 256  
Alblit(alm) 173, 176  
Alland 64, 199, 216 ff., 230, 286, 290  
Allgäu 21, 65  
Allgäudecke 47 f., 51, 69, 72, 82  
Allgäuer Alpen 7, 124  
Allgäuer Hauptkamm 125  
Allgäuer Hauptkammschuppe 116, 118, 125  
Allgäuer Hauptsynklinorium 51, 74, 77, 111  
Allgäuwendung 50, 71  
Almajur-Synklinale 117, 121 ff.  
Almajurtal 170, 172  
Almesbrunnfalte 285  
Almesbrunnsholle 282  
Almesbrunn-Synklinale 288  
Almfenster 256, 257  
Almsee 262  
Almtal 52, 195, 222, 255, 257, 262  
Almwaldalmfenster 319  
Almwald-Störung 193, 320  
Älpeleskopf 138  
Alpelgraben 385, 386  
Alpelhorn 233  
Alpen-Karpaten-Knick 306  
Alpila-Scholle 99  
Alpila-Synklinale 101  
Alplig 177, 181  
Alpsee 134, 137, 141  
Altaussee See 263, 341  
Altenberger Bucht 387  
Altenmarkt/Enns 209, 227, 269, 270  
Altenmarkt/Pongau 244  
Altenmarkt/Triesting 216, 218, 230, 282  
Am Hals 299  
Ammer-Blatt 154  
Ammergauer Alpen 16, 67, 83, 135, 140  
Ammergebirge 52, 140 ff.  
Ammerstörung 52, 60, 83, 140, 143, 193  
Ammerwald-Synklinale 142  
Angermauern 265  
Annaberg 239, 243, 269, 273 ff., 277 ff., 285, 324, 326  
Annaberger Decke 272, 278  
Annaberger Fenster 269, 273, 275, 277, 328  
Annalper Stecken 74  
Anninger 269, 286, 296, 298  
Anninger-Synklinale 302, 311  
Ansbacher Hütte 122, 123  
Antönierjoch 58  
Anzenau 355  
Anzenbach-Synklinale 225 f.  
Araburg 53  
Archbach-Antiklinale 135, 142  
Arldberg 105 f., 110  
Arnspitze 148 f., 183 f.  
Arosadecke 51, 90 f.  
Arosazone 11, 36, 65, 69, 74, 79, 88, 94 ff., 101  
Arzbach 83  
Arzriedelfenster 279  
Aschauerkopf-Schuppe 84  
Aschauenster 314, 320, 323  
Aschbachtal 376 f., 382 f., 391, 393  
Ascher 389  
Aßbergalm 161  
Attersee 221, 253  
Au 322  
Auerbach-Antiklinale 154  
Auerberg-Synklinale 154  
Auf den Bändern 94 f.  
Aufgespreizter 293  
Augstenberg-Scholle, -Schuppe 87, 91  
Aussee 64, 331, 335 f., 359  
Aussee Hallstätter Zone 337  
Aussee Salinar-Synklinale 352  
Aussee Salzberg 352  
Aussee Weißenbachtal 265  
Äußere Kainisch 352  
Äußere Schmelz 285  
Auwaldstörung 322  
Bad Aussee 64, 331, 335 f., 359  
Baden 269, 296, 301 f., 307, 309  
Badener Bruch 309  
Badener Lindkogel 296  
Bad Ischl 253 ff.

- Bad Reichenhall 317  
 Bachfranz 389  
 Bachleralm 344  
 Bajuvarikum 13, 47, 49 f.  
 Balbersdorf 389  
 Balkenscharten-Synklinale 129  
 Bannwaldsee 139  
 Bärenbachtal 373  
 Bärenbaderalm 186  
 Bärenfeuchter Mölbing 265 f.  
 Bärenkopf 72  
 Bärenkopf-Deckscholle 71 f.,  
 74  
 Bärenscharte 175, 177  
 Bargella-Flysch 91  
 Bärgündele 77, 125 f., 130 ff.  
 Bärgündele-Halbfenster 129  
 Bartholomäberg 42, 98  
 Basalscholle des Rhätikon 89  
 Bauernkogel 338  
 Bauernscharte 341  
 Baumeckschuppe 304  
 Baumgarten an der March  
 231, 311  
 Bayrisches Synklinorium 52,  
 146, 154  
 Bayrischzell 154  
 Becken von Gams 282 f., 369  
 Becken von Gosau 349, 355 f.  
 Becken von Rigaus 328, 331  
 Benediktenwand 68, 143 ff.  
 Benna-Antiklinale 142  
 Benna-Deckenantiklinale 82,  
 134 f., 137 f., 142  
 Benna-Doppelhalbfenster 137  
 Berchtesgaden 312 ff., 316,  
 320, 323  
 Berchtesgadener Decke 48 f.,  
 55, 193 f., 312, 319, 321 f.  
 Berchtesgadener Fazies 333  
 Berchtesgadener Hochthron  
 323  
 Berchtesgadener Salinar-  
 Synklinale 316  
 Berchtesgaden-Hallstätter  
 Kanal 332  
 Bergen 23, 50 f., 68, 86, 195  
 Berggäicht 81  
 Berggäicht-Halbfenster 69, 81  
 Berghof 216, 275  
 Bergstein 370  
 Bergwerkskopf 190  
 Bergwerkskopf-Deckscholle  
 189  
 Bettelwurf-Antiklinale 186 f.  
 Biberkopf 113, 124 f.  
 Biberwier 58, 183  
 Bilkenkrat 94, 96  
 Birgsau-Fenster 71, 74  
 Birkenstein 84  
 Birnhorn-Antiklinale 237  
 Bischofbauer 292  
 Bischofshofen 237, 241, 243  
 Bischofsmütze 330, 358  
 Bischofsmützenschuppe 358  
 Bischofswiesen-Halbfenster  
 319, 323  
 Bischofswieser Ache 323  
 Blahdenmahd-Antiklinale  
 121, 172  
 Blankenspitz-Schuppe 124  
 Blässe 81  
 Bleckenauer Doppelfenster  
 138  
 Bleikaschuppe 89  
 Blindsee 58, 134  
 Blisadona 108 f.  
 Bludenz 89, 100 f.  
 Blühnbachtal 236 ff., 240 f.,  
 243  
 Bluntatal 235, 238, 324,  
 326  
 Blünteckschuppe 243  
 Bockbachtal 118 f.  
 Bockkogel-Deckscholle 393  
 Böden-Deckscholle 275  
 Böse Wand 370  
 Bosruck 267 f., 363 f., 366  
 Brandachjoch-Schuppe 160  
 Brandangerkogel 266  
 Brandenberger Synklinale  
 159  
 Brandkopf-Deckscholle 316,  
 320  
 Brandmäuer 275  
 Brandnergolm-Fenster 91  
 Brandner Mittagsspitze 92  
 Brandnertal 89, 92  
 Brannenburg 68  
 Braunarlspitz-Schuppe 98, 101,  
 103 f., 111 f., 116, 118, 135,  
 173  
 Brauneck 145  
 Braunedlkopf 63  
 Braunedlkopfscholle 356  
 Braunedlkopf-Stirnfalte 355  
 Bregenzer Ache 72, 74  
 Bregenzer Wald 72  
 Breitenberg 79  
 Breitenberg-Schuppe 79  
 Breitenberg-Synklinale 134  
 Breitenkopfstörung 183  
 Breitenhorn 103, 313  
 Breitensee 310  
 Breitkopf 102  
 Breitenjoch-Halbklippe 134,  
 137  
 Breitenjoch-Synklinale 137  
 Brettlfenster 63, 211 f., 229  
 Brezova-Serie 231  
 Brieltalbruch 347  
 Brixlegg 162  
 Bruckhofer Schuppe 279  
 Brucksattel 367  
 Bruckstein 365  
 Brühl 282, 296, 302  
 Brühl-Schürfling 287  
 Brunn am Gebirge 298  
 Brunnbach 196  
 Brunnsee 371  
 Brunntal 293, 323  
 Bsclabs 133  
 Buchalpengraben 376, 378 f.,  
 385  
 Buchau 364  
 Buchaubach 201  
 Buchauer Sattel 363, 368  
 Buchberg 190  
 Buchberg-Fenster 374  
 Buchbergriedel 350  
 Buchbergsschuppe 292  
 Buchboden 74  
 Buchdenkmal 196, 206  
 Bucheck 294  
 Buchetskogel 67  
 Buchstein 367  
 Bürgeralpe 374 f., 377  
 Bürgerspitalwald 219  
 Burgstall 266, 285  
 Burkopf 133  
 Burkopf-Antiklinale 133,  
 134  
 Burkopf-Schuppe 133  
 Bürs 101  
 Bürser Antiklinale 91  
 Cenoman-Randschuppe 47 f.,  
 52, 65, 195, 209 f., 214, 221  
 Chiemgauer Alpen 23, 35, 86  
 Cholera Kapelle 301  
 Dachsenberg-Schuppe 83  
 Dachstein 332, 335, 343 f.,  
 357

- Dachsteindecke 13 ff., 48, 333,  
 344, 354 f., 396  
 Dachsteinkalkfazies 320  
 Dachsteinplateau 355 ff.  
 Dalaas 99 ff., 106  
 Dalaaser Fenster 101  
 Dalaaser Synklinale 106  
 Daumen 78 f.  
 Daumenschuppe 81  
 Davenna 96 f., 98 f.  
 Davenna-Scholle 91, 99 f.,  
 106  
 Davenna-Störung 99 f.  
 Dawin-Synklinale 123 f.  
 Dickenau 280  
 Diendorfer Störung 64  
 Dietrichshorn 319  
 Dietrichshornscholle 312, 317,  
 319  
 Dietrichskogel 352  
 Dimmelberg 341  
 Dirn 204  
 Dirn-Antiklinale 224 ff.  
 Dirndln 357  
 Dobrein 376, 381, 385  
 Dobreinlinie 380, 385 f.  
 Donnerkogel 349 f., 383  
 Donnerkogel-Halbfenster 296  
 Dornbach 216, 218  
 Dornbirn 56  
 Drachenwand 52, 195, 220 f.,  
 253  
 Drähütten 125  
 Drähütten-Antiklinale 77  
 Dreischwestern-Scholle,  
 -Schuppe 87, 89 ff.  
 Dreitorspitze 151  
 Dristkopf 185  
 Dullwitzbruch 374  
 Dürlestein 250  
 Dürnbach-Halbfenster 304  
 Dürnkirut 310  
 Dürntalfenster 280  
 Dürradmer-Deckscholle 294,  
 362  
 Dürre-Leiten-Schuppe 296,  
 304  
 Dürrenbachtal 262  
 Dürrenstein 282, 284  
 Dürre Wand 291, 294, 298 f.,  
 304  
 Dürre-Wand-Schuppe 296,  
 304  
 Dürrenberg 315  
 Dürrenberg-Schuppe 313, 316  
 Ebenau 247  
 Eibenbach-Synklinale 225  
 Eibenbauntal 299  
 Ebenforst-Synklinale 227  
 Ebenthal 310  
 Eberbach 286, 289  
 Eberbacher Schürfling 202  
 Ebneralm-Deckscholle 368  
 Ebnerjoch 185  
 Efelteck-Scholle 329  
 Egelseealm 251  
 Ehrwald 58, 134, 183  
 Ehrwalder Becken 148, 151  
 Eibelkogel 376  
 Eiberg 191  
 Eibleck 237  
 Eibsee 146, 151  
 Eichkogel-Bruch 307, 309  
 Einbergzug 246  
 Einstein 134 f.  
 Einstein-Halbkuppe 77, 79,  
 134 f., 137, 140  
 Eisbach-Antiklinale 235 f.,  
 326  
 Eisberg 322  
 Eisberg-Flexur 322  
 Eisenarzt 195  
 Eisenau 257  
 Eisenbachtal 257  
 Eisenberg-Schuppe 161  
 Eisernerz 374  
 Eisenspitze 117, 123  
 Eisenzieher 201  
 Eisgraben 235  
 Elferkopf 72  
 Ellbogener Schuppe 125  
 Elmau 244  
 Elmkogel 197, 209  
 Elmsee 263  
 Elsenwang-Übergleitungs-  
 fläche 247  
 Emmerbergzug 309, 390  
 Fndriegel 375  
 Engadiner Störung 57 f.  
 Engalm-Halbfenster 186  
 Engtal 158  
 Enns 367, 369  
 Ennsberg-Antiklinale 225 f.  
 Ennstal 265  
 Ennstaler Alpen 360  
 Ennstalstörung 266  
 Epenfenster 328  
 Erlaf 23, 212, 279  
 Erlaf-Halbfenster 212  
 Erlafsee 283, 293  
 Erlakogel-Synklinale 255 f.  
 Erlbergschuppe 86  
 Erlerberg-Synklinale 154  
 Eselau-Halbfenster 84, 143,  
 151  
 Eßling 310  
 Eßlingalm-Blatt 271  
 Eschelaine-Antiklinale 145  
 Eschenkogel 302  
 Eschenlohe 24, 58, 142  
 Ewige Wand 63, 351  
 Fagstein 239  
 Fagsteinfalte 238  
 Fahrenberg 356  
 Fahrenberg-Synklinale 154  
 Falk 148, 157  
 Falk-Antiklinale 148  
 Falkenstein/Allgäu 65, 139  
 Falkenstein-Deckscholle 69,  
 134, 139  
 Falkenstein b. Weyer 227  
 Falkenstein/Wolfgangsee 253  
 Falkensteinzug 50, 65 ff., 78,  
 83, 134 f., 140, 143  
 Falknisdecke 90 f.  
 Falkschuppe 157  
 Fall 155  
 Fallenstein(er) 384  
 Fallersteiß 168, 170  
 Fallesin 117, 163, 170  
 Fallesin-Deckscholle 170  
 Fällgrabenschuppe 83  
 Faltrionkogel 209  
 Farchant 141  
 Farntobel-Scholle 91  
 Farrenauer Hochberg 260  
 Farrenpoint 154  
 Feichteck-Synklinale 161  
 Feichtenbach 287, 297  
 Fenstergraben 279  
 Fenster von Brettl 210  
 Fenster von Nüziders 100  
 Fenster von Rehbach 134  
 Fenster von Steyring 260  
 Fenster von Strobl 248  
 Fenster von Urmannsau 212,  
 214 f., 228, 273, 277  
 Fermersbach 148  
 Fernpaß 58, 134, 181  
 Feuerkogel 338, 342, 353  
 Feuerkogel-Röthelstein-Deck-  
 scholle 338, 352  
 Feuerpalfen 235, 326

- Feuerstein-Synklinale 111 f.  
 Fiblirstörung 247 f., 252  
 Fidere-Fenster 71, 74  
 Finkengraben-Bruch 197  
 Finsterstubenwald 252  
 Fischauer Berge 387, 389 f.  
 Fischerwiese 341  
 Flachenberg 237, 241  
 Flexenpaß 97, 105 f., 108, 116, 162 f., 165, 190  
 Flirsch 117, 122 f.  
 Fobestal-Längsbruch 373  
 Fockenstein 145  
 Fözlfazies 371  
 Fözlstein 375  
 Formarinbach 107  
 Formarin-Störung 100 f., 107  
 Fonsjoch 148, 156 f.  
 Frankenfels 203, 215  
 Frankenfelsr Decke 32, 48, 51, 203, 209, 309  
 Frankenfelsr Fazies 203 f.  
 Frankenfelsr Synklinale 215  
 Frankenfelsr Schürflinge 287  
 Franzbauer 370  
 Frassen-Schuppe 89  
 Frauenmauer 374  
 Frauenspitze 133  
 Freienstein 246, 359  
 Frein 294, 362, 377 f., 380, 385  
 Freiner-Decke, -Einheit 360 f.  
 Freispitzgruppe 121 f.  
 Freispitz-Synklinale 158, 176  
 Freispitz-Synklinorium 52, 121 f., 173  
 Frenzberg-Antiklinale 226, 228  
 Frescalot 93  
 Frescalot-Antiform 92 f.  
 Frescalot-Kristakopf-Schuppe 87  
 Frommenhausschuppe 89  
 Fuchskarspitze 132  
 Fuchsriegelschuppe 229  
 Fundelkopf-Alpila-Schuppe 87  
 Fundelkopf-Augstenberg-Scholle 97  
 Fundelkopf-Scholle 89, 91, 100  
 Funtensee-Synklinale 233, 236  
 Funtenseetauern 236  
 Fürgele-Antiklinale 112  
 Fürschießer-Synklinale 126  
 Fürtebener Synklinale 212  
 Furth 202, 286, 289  
 Furtherbach(tal) 287 f.  
 Further Gaisstein 282  
 Further Gosau 288  
 Further Schürfling 202  
 Furthof 280  
 Furthofer Schuppe 279 f.  
 Fuschlsee 221, 246 f.  
 Fuschlseestörung 63, 247  
 Füssen 51, 67, 136, 139  
 Füssener Jöchl 81, 138  
 Füssener-Jöchl-Streifenfenster 137  
 Gaadener Becken 290, 296, 302, 310  
 Gablonzer Hütte 349  
 Gagerbachtal 227  
 Gahns 361, 391, 396  
 Gahnsdeckscholle 394  
 Gahnspalte 394  
 Gainfarn 296, 309  
 Gainfeldzug 244  
 Gaisberg 198, 204, 224, 247  
 Gaisberg-Antiklinale 224  
 Gaisberg-Flexur 247  
 Gaisenberg-Halbklinpe 273  
 Gaisriegel 231  
 Gaisruckschuppe 282  
 Gaisruckstörung 74  
 Gaisstein 285  
 Gaissteinfalte 285  
 Gaissteinzug 260  
 Gaistal 147, 152  
 Gaistal-Hinterautal-Synklinale 183  
 Galtberg-Antiklinale 134  
 Galtseitjoch 181  
 Gaming 214, 228 f., 272  
 Gamingstein-Antiklinale 228  
 Gampadels 84  
 Gampadelz-Störung 100  
 Gampalm-Fenster 91  
 Gampalpe 89  
 Gampbachtal 89  
 Gampardonatal 58  
 Garmisch-Partenkirchen 61, 142, 148  
 Gams 283  
 Gamsbergschuppe 223  
 Gamser (Gosau-)Becken 282 f., 287, 291 f., 369  
 Gamser Stirnschuppe 292  
 Gamsfeld 29, 350, 356  
 Gamsfelddecke, -masse 252, 355  
 Gamsfeld-Rückschuppung 356  
 Gamsfeldscholle 63 f., 356  
 Gamsfreiheit 104  
 Gamsjoch-Streifenfenster 186  
 Gamsstein-(Halb)antiklinale 54, 227, 268, 270 f.  
 Gamsstein(zug) 225, 270, 368  
 Gänserndorf 231, 309  
 Gappental 240  
 Gargellen-Fenster 94  
 Gargellen-Störung 56, 58  
 Gartenzinken 255  
 Gartnerwandstock 134  
 Gassenthomaskopf 141  
 Gauertal 94  
 Gebirge des Toten Mannes 323  
 Gehrenspitze 136, 148, 183  
 Gehrenspitz-Halbklinpe 134 ff.  
 Geierköpfl 81  
 Geigerstein 144 f.  
 Geigerstein-Halbklinpe 84  
 Geißeck-Vilsalpsce-Synklinale 80  
 Geißhornschuppe 80  
 Geißspitz 93 f.  
 Gemeindealpe 278  
 Gerhardstein 314, 317  
 Gerhardstein-Deckscholle 312, 317  
 Gersbach-Synklinale 247  
 Gerstrubener Fenster 71, 73 f., 77  
 Gesäuse 360, 367  
 Gesäuseberge 35, 267, 292, 360, 363, 365 f.  
 Gesäusedecke 366  
 Gesäuse-Eingang 365 ff.  
 Gesäusestörung 292, 366, 367, 371  
 Geyerstein 396  
 Geyersteinscholle, -schuppe 306, 362, 387, 394 ff.  
 Gfälleralpe 272 f.  
 Giebel 77  
 Gießhübl 231  
 Gießhübler Gosaubecken 231, 290  
 Gießhübler (Gosau-)Synklinale 231, 291, 309 f.  
 Gimpel 135 f.

- Gimpelalm 135 ff.  
 Gippel 294 f.  
 Gippelschuppe 295, 304  
 Gitschenwand 251  
 Glanegg 323  
 Glasenbach-Synklinale 247  
 Glasfelderkopf 131  
 Glattjochlöstörung 74  
 Glattnar 103  
 Gleierschikamm-Antiklinale 183, 186 f.  
 Gleierschlinie 60  
 Gleierschtal-Synklinale 183, 186 f.  
 Gleinkerssee 264  
 Glockaualm 350  
 Glockriegel-Überschiebung 381  
 Glongmähder 107  
 Goganz 211 f.  
 Goisern 337, 341, 351 f., 355  
 Goiserner Weißenbachtal 355  
 Göldbodenalm 116  
 Göldegleich 115  
 Göll 63, 108, 235 f., 317, 328, 396  
 Göllbrett 325  
 Göller 63, 229, 291  
 Göllerdecke 48, 108, 201, 269, 286, 290, 303, 207, 309  
 Göllerschuppe 290  
 Golling 61, 63, 235, 238, 246, 250, 252, 324, 328, 331  
 Gollinger Schwarzenberg 252, 324 f., 328  
 Gollrad 376, 391  
 Gollrader Bucht 360, 374, 376, 382, 391  
 Gollrader Querstruktur 374  
 Golmerjoch 93  
 Golmer Scholle 92  
 Gölsental 216  
 Gorvion-Schuppe 87, 91  
 Gosau Becken von Rigaus 328, 331  
 Gosau der Neuen Welt 390  
 Gosaukamm 63, 329, 347, 349, 355 ff.  
 Gosauseefurche 358  
 Gosau-Synklinale von Schorn 331  
 Gosauschmiedbruch 356  
 Gosaustreifen von Laussa-Großraming 223  
 Gosau von Schorn 355  
 Gösing 63, 229, 273, 279, 285  
 Gösingberg(zug) 393, 395  
 Gössinger Deckscholle 275  
 Gössinger Fensterkanal 63  
 Gössinger Halbfenster 273  
 Göstling 228, 271, 284  
 Göstlinger Blatt, -Querlösung, -Störung 207 ff., 226 ff., 268, 271, 284  
 Göstlinger Teildecke 269  
 Götzneralm-Halbfenster 112 f., 115  
 Grabneralm 364  
 Grabneralm-Deckschollen, -Schollen 364, 368  
 Grabnerstein 364  
 Gracheralmbruch 295  
 Grafenkrone 390  
 Gramaiser Jungschichtenzone 133  
 Gramaiser Synklinale 180  
 Grasberg 338, 341  
 Gräshorn 74  
 Gräshorn-Deckscholle 71  
 Greith 369, 373  
 Greitjochspitze 121  
 Grengalm 329  
 Gressing-Fenster 199, 215  
 Gresten 63 f., 210 f.  
 Grestenberg 198  
 Griesberg-Störung 253  
 Grieskopfschuppe 119  
 Grieslalm 174  
 Grieslspitze 121 f., 173, 177  
 Griesltal 121, 174  
 Griesmuttekopf 123  
 Griesmuttekopf-Überschiebung 177 f.  
 Griespitzschuppung 184  
 Griesstaler Spitze 120, 169, 172  
 Griesstalerspitz-Deckscholle 97, 119, 121, 163 ff., 168, 170 ff.  
 Grillenberg 298  
 Grimming 237, 266, 354 f.  
 Grimmingbach 266  
 Grimmingstirn 264, 355  
 Gröbming 246, 344, 358  
 Groisbach 202, 230  
 Groisbach-Schürfling 202  
 Grongkopf 102  
 Gr. Dirn 205, 224  
 Gr. Landsberg 224  
 Großer Muldenzug 137, 140 f., 145  
 Gr. Pyhrgas 363  
 Gr. Sonnleitstein 377  
 Gr. Warschenberg 267, 366  
 Gr. Zlambach 341  
 Großes Walsertal 51, 72, 102  
 Gr. Hollenstein 226  
 Großkopf-Stirnschuppe 284  
 Gr. Raming 204, ff., 209, 225, 227  
 Großreifling 270  
 Großreiflinger Scholle 209  
 Großsee 341  
 Grub 217  
 Grubach-Deckscholle 331  
 Grubenjoch 108  
 Grubenspitze 110  
 Grüft 197  
 Grünangeralpe 322  
 Grünau 24, 52, 63, 220, 233, 257 f., 260, 262  
 Grünauberg-Deckscholle 258  
 Grünauer Becken 223  
 Grünauer Flysch-Halbfenster 222 f., 258  
 Grünauer Halbfenster 255, 257, 260  
 Grünbach 390  
 Grünbach-Neue Welt-Becken 389  
 Grünbachscholle 317  
 Grünberg-Synklinale 255, 262  
 Grundlsee 15, 64, 263, 266, 337 ff.  
 Grünsee-Scherfläche 252 f.  
 Gschöder-Antiklinale 373  
 Gschößwand 193  
 Gsollstörung 256  
 Gstadt 197, 210  
 Gstatterboden 367  
 Gstatterstein 367  
 Gstattmayer-Schuppe 267  
 Gstettenhof 275  
 Guffert-Pending-Antiklinale 156, 159 f.  
 Guflespitze 122  
 Guglzipf 304  
 Gungelgrün 189  
 Gunstberg 24, 200, 261  
 Gupf 361  
 Gupfdeckscholle 394  
 Gupf-Synklinale 394

- Gußwerk 291, 371  
 Gußwerk-Admonter Linie 371  
 Gutenstein 285 ff., 291, 295 ff.  
 Gutensteiner Halbfenster 298  
 Gutental 287  
 Güttenberg-Synklinale 157 f.  
 Gwechenberg 328  
 Gwechenberg-Halbklippe 239  
 Gwönlistein 265 f.
- Habernau 257, 262  
 Habersauer Halbfenster 192  
 Hackstock-Loidl 212  
 Hafelekar 186 f.  
 Hafnerberg 278, 282  
 Hagengebirge 61, 236 ff., 239 f., 314  
 Hagelmauer 368  
 Hägwald-Antiklinale 127  
 Hahnenkamm 132 f., 185  
 Hahnenkopf 136  
 Hahnstein 368  
 Haindlmauer 365 f.  
 Hainfeld/Gölsen 199, 216  
 Hainzen 355, 359  
 Halbfenster vom Füssener Jöchl 134  
 Halbfenster von Gutenstein 287  
 Halbfenster von Kraxenreith 211  
 Haldensee 79, 136  
 Hall 158  
 Hallein 313, 315, 317, 335  
 Halleiner Hallstätter Decke, -Zone 316, 318, 321  
 Halleiner Salinar-Synklinale 316  
 Halleiner Scholle 313 ff.  
 Halleiner Schuppe 313, 316  
 Hallein-Loferer-Hallstätter Decke 48  
 Hallensteiner 319  
 Haller Mauern 267, 363 f., 366  
 Haller Salzberg 186 f.  
 Hallstatt 344, 365  
 Hallstätter Decke 13 f.  
 Hallstätter Erbstollen 345, 347  
 Hallstätter Fazies 331, 333  
 Hallstätter Gletscher 357
- Hallstätter Kalk-Fazies 315, 333, 396  
 Hallstätter Kanäle 37  
 Hallstätter Mittelkanal 336, 342  
 Hallstätter Nordkanal 324, 329, 335 f., 396  
 Hallstätter Salzberg 315, 318, 345 ff.  
 Hallstätter Südkanal 335 f., 342, 358, 396  
 Hallstätter Zone 14, 36, 396  
 Halltal 186 f., 294  
 Halltal-Deckschollen 393  
 Hallthurm 323  
 Hallthurm-Bruch 323  
 Hallthurm-Halbfenster 323  
 Haltberg-Schuppe 304  
 Hambaum 204  
 Hamberg-Antiklinale 224  
 Hammermühl-Schuppe 229  
 Hammertanger 350  
 Hanauer Hütte 181  
 Hangender Schrofen 66, 78  
 Häring 191  
 Hartkogel 338  
 Häselgehr 133  
 Haselgraben 199  
 Hasenfluh 98, 117, 163 f.  
 Hasenfluh-Deckscholle 164  
 Hauptdolomitfazies 320  
 Haus 244  
 Häuseloch-Fenster 67  
 Hausmauer 366  
 Hausstein 390  
 Hechelstein 266  
 Hechelsteinmulde 265  
 Heckenbach-Antiklinale 145  
 Heckenberg 196  
 Heilbrunn 63  
 Heilbrunner Störung 264  
 Heiligenkreuz 195, 202, 290  
 Heiligenkreuzer Schürfling 202  
 Heimgarten 142  
 Heimgarten-Synklinale 145  
 Heiterwand 134, 180 f.  
 Heiterwangersee-Antiklinale 133, 142  
 Heiterwangersee 142  
 Helenental 269  
 Hengst 24, 35, 77, 81, 291  
 Hengstfenster 13, 304, 361, 388 f., 393  
 Hengstpaß 63, 260
- Hengststörung 200 f., 261  
 Hennenkopf-Schuppe 141  
 Hennesteck 275, 279  
 Hernstein 282, 360, 389 f.  
 Herrentisch-Schuppe 142  
 Hetzkogel 284  
 Heuberg-Synklinale 161  
 Heubühl-Scholle 90  
 Heukuppe 395  
 Heupiel-Schuppe 87, 90  
 Heuriß-Deckscholle 282, 285  
 Hexenturm 363  
 Hieflau 362, 367  
 Hierlatz 356  
 Himbeerstein 365 ff.  
 Himbing 307  
 Himmelhoos-Blatt, -Störung 60, 154  
 Himmelswiesenfalte 218  
 Hindelang 36, 51, 65 f., 77 ff., 95  
 Hinterbergjöchl 181  
 Hinterbrühl 202  
 Hinterbrühl-Schürfling 202  
 Hintere Karwendelkette 183 ff.  
 Ht. Gosausee 357 f.  
 Hinterer Langbathsee 233  
 Hinterkellau-Deckscholle 331  
 Ht. Langbath-Grenzblatt 256  
 Ht. Naßwald 294 f., 376, 396  
 Hintersee 246  
 Hintersee-Antiklinale 248  
 Hinterseejöchl 119  
 Hintersteiner Berge 191  
 Hintersteiner Fenster 69, 79  
 Hintersteiner mühle 205  
 Hinterstoder 264  
 Ht. Strubberg-Synklinale 329  
 Ht. Tambergau 262  
 Ht. Wildalpen 369 ff.  
 Hirschberg 78, 139  
 Hirschberg-Synklinale 274 f.  
 Hirschcheck 378  
 Hirschensteinschuppe 277 f., 280  
 Hirschgröhr 68  
 Hirschpleiskopf 170  
 Hirschwand 236  
 Hittfeld-Synklinale 270  
 Hochalmsattel 185  
 Hochalpe 386  
 Hochalpine Decke 360

- Hochalpine Überschiebung 241  
 Hochalp-Synklinale 125  
 Hochbajuvarikum 13, 49 ff.  
 Hochbajuvarische Randmulde 52, 84, 137, 141 ff., 145, 161  
 Hochberg 112  
 Hochberg-Antiklinale 75  
 Hochbrand 227  
 Hochbuchberg 224  
 Hoheck 202, 282  
 Hoheckschuppe 278  
 Hochedl-Überschiebung 258  
 Hochedlzug 260  
 Höcherberg 217  
 Höcherberg-Antiklinale 218, 230  
 Hochfelln 86, 161  
 Hochfelln-Stirnschuppe 161  
 Hochgebirgskorallenkalk 392  
 Hochgebirgsüberschiebung 241, 268, 358  
 Hochgletscheralm 112 f.  
 Hochgletscheralm-Schuppe 75  
 Hochjuvavikum 14, 49  
 Hochkar 193, 233 f., 283, 321  
 Hochkar-Antiklinale 283  
 Hochkogel-Halbklippe 273  
 Hochkogelschuppe 285  
 Hochkogel-Synklinale 257  
 Hochkönig 61, 237, 240 f., 243, 314  
 Hochkönig-Synklinale 237  
 Hochkopf-Antiklinale 127  
 Hochkranz 314  
 Hochkranz-Deckscholle 195, 237, 312, 317  
 Hochkrumbach-Synklinale 74  
 Hochküzelschuppe 74  
 Hochlicht 112  
 Hochmölbing 264  
 Hochplatte 142, 156  
 Hochplatten-Halbfenster 86, 161  
 Hochsalm 222, 232  
 Hochsalm-Halbsynklinale 223, 258  
 Hochsattel-Antiklinale 326, 329  
 Hochsäul 193  
 Hochschneeberg 393  
 Hochschwab 360, 369, 372 f., 381, 391  
 Hochschwabfazies 371, 375, 377  
 Hochschwabgruppe 371, 374  
 Hochschwangauer Alpen 140  
 Hochstadl-Deckscholle 275  
 Hochstaufen 53, 313  
 Hochstein 375  
 Hochtannberg 72  
 Hochtirolikum 163, 167  
 Hoctor(gruppe) 365, 367  
 Hochunutz 157  
 Hochvogel 69, 77, 125 ff., 132 f.  
 Hochvogel-Halbklippe 129  
 Hochwanner 147 f., 152, 183  
 Hochwartstörung 63, 212, 229  
 Hochwieskopf 251  
 Höfats 77  
 Höfats-Synklinale 69, 77, 129  
 Höfleiner Fenster 362, 387, 390, 394  
 Hofmanningberg 246, 359  
 Hopfürglschuppe 324  
 Hofschober 241, 243  
 Hohe-Lindkogel-Scholle 301  
 Hohe Mandling 298, 302  
 Hohe Mandling-Schuppe 296, 302, 304  
 Hohe Mauer 258  
 Hohe Munde 183  
 Hohenaschau 86  
 Hohenberg 285  
 Hohenegg-Fazies 160  
 Hohenschwangau 141  
 Hohenschwangauer Berge 82  
 Hohenstein-Schuppe 229  
 Hohenwart 298  
 Hohenwarter Deckscholle 202, 287, 289  
 Hohenwerfen 243  
 Hoher Dachstein 357  
 Hoher Göll 235, 324  
 Hoher Kamm 151  
 Hoher Lindkogel 301  
 Hoher Plassen 347  
 Hoher Proles 385  
 Hoher Spielberg 221  
 Höhersteinplateau 352  
 Hoher Student 377, 384  
 Hoher Zinken 247  
 Hohes Brett 235 f., 324  
 Hohe Schrott 255, 257, 262  
 Hohes Tenneck 237  
 Hohe Wand 360, 362, 387 ff.  
 Hohe-Wand-Decke 304, 306, 361 f., 396  
 Hoisen-Scholle 222  
 Höllbruch 373  
 Höllenalpspitze 152  
 Höllengebirge 54, 220, 253, 255 ff., 332  
 Höllengebirgs-Stirnfalte 221  
 Höllenstein-Antiklinale 230  
 Höllensteinzug 231  
 Höllenzone 67  
 Höllgraben-Deckfalte 211  
 Höllgraben-Zwischenschuppe 236  
 Höllhörner 127  
 Höllkogel 280  
 Holzgau 133, 170  
 Holzgau-Synklinale 133 f.  
 Holzmeister-Fenster 201  
 Holzrinner-Schuppe 119  
 Holzwehralm 326  
 Holzwehralm-Deckscholle 326, 331  
 Hornbach-Deckensattel 133  
 Hornbachkette 125  
 Hornbachtal 124 ff.  
 Hornbachtal-Halbfenster 17, 77, 125 ff., 133  
 Hornburg 66, 83, 135, 139 f.  
 Hubberg 198, 210  
 Hühnerkogel 349  
 Hundsalm 321  
 Hundsalm-Antiklinale 322  
 Hundsalmfenster 319 f., 322  
 Hundarschsattel, -scharte 136 f.  
 Hundsraben 241  
 Hundsrabenstörung 272  
 Hundshorn 322  
 Hundstod 236  
 Hundstod-Aufschiebung, -Störung 61, 195, 233, 236  
 Hüpflinger Alm 368  
 Hüpflinger Deckschollen 360, 368 f., 385  
 Hüpflinger Fazies 361  
 Hutberg 389 f.  
 Hutla-Halbfenster 103  
 Hutlatal, 103 f., 112  
 Hütteneckalm 352  
 Imitzbergschuppe 364  
 Imlau-Antiklinale 243  
 Imlautal 240 f., 243  
 Illtal 89, 91, 99 ff.  
 Imbergerhorn 79  
 Imst 162 f., 179 f., 188 f.

- Imsterau 123, 190  
 Innertraisenbach 277  
 Innsbruck 24 f., 60 f., 148, 158, 188  
 Inn(tal) 61, 86, 123, 154, 158 ff., 163, 177 ff., 190 f.  
 Inntaldecke 11, 16, 47 f., 53, 148, 158, 162  
 Inzell 51, 84, 232  
 Isar 145 f., 154  
 Isarstörung 60  
 Isartal 84, 183  
 Ischl 63, 331, 335 ff., 350 f., 355 f., 396  
 Ischl-Ausseer Kanal 332  
 Ischler Breckzie 351  
 Ischler Salzburg 350  
 Ischlkogel 341  
 Ischltal 63  
 Iseler 79  
 Iseler-Schuppe 69, 79, 81  
 Issentalköpf 183  
 Issentalsattel 183  
 Itonskopf 99  
 Itonskopf-Synklinale 100
- Jachenau 145  
 Jachenauer Nordsynklinale 145  
 Jachenstörung 60  
 Jägerbauerngraben-Deckscholle 377, 393  
 Jainzen 253, 350  
 Jakobbergstollen 315, 318  
 Jansenmüer 258  
 Janslkogel 258  
 Jassing 374  
 Jenner 236, 325  
 Jessnitz-Fenster 212 f., 229 f.  
 Jochbachtal 126 f.  
 Jochschrofen-Hauptschuppe 66  
 Jochschrofenschuppe 69, 78 f.  
 Jochschrofen-Vorschuppe 66, 78  
 Jochspitze 127  
 Jochspitz-Klippe 126  
 Jochwand 351, 355  
 Johnsbachtal 368  
 Johnsdorf 365  
 Josefsbrunnen 286, 289, 299  
 Jungherrntal 216  
 Jungholz 66  
 Juppenspitze 113  
 Juppenwanne 112, 113
- Juvavikum 13, 47, 49, 312, 331, 359  
 Juvavische Provinz 331
- Käferreith 260  
 Käferspitz 257  
 Kagraner Senke 309  
 Kainisch 352  
 Kaisergebirge 162, 190 ff.  
 Kaisergebirgs-Scholle 191 f.  
 Kaisergebirgs-Synklinale 191  
 Kaiserkogel-Deckscholle 215  
 Kaiserschild 371  
 Kaisertal 52, 121 f., 163 ff., 170 f.  
 Kaisertal-Schrägstörung 122  
 Kaisertal-Schuppe 119  
 Kaiserwald 277, 301  
 Kaiserwaldfenster 277, 286 f., 301  
 Kaisers 106, 121, 170, 172  
 Kälberalp-Streifenfenster 83, 141  
 Kalkalpenostrand 306  
 Kalksburg 218 f., 290, 310  
 Kaltenleutgeben 218 f.  
 Kalter Gang 299  
 Kalvarienberg von Ischl 350  
 Kammerkehrgruppe 42  
 Kammerling 233  
 Kamp 353  
 Kampenwand-Halbklippe 86, 161  
 Kampenwand-Synklinale 161  
 Kampertal 24  
 Kampertal-Fenster 35, 201  
 Kanalthorie 14, 332 f.  
 Kanzelwand-Deckscholle 74, 126 f.  
 Kapuzinerberg 220  
 Karhorn 75, 113  
 Karkopf 161  
 Karleck 267 f.  
 Karles-Halbfenster 125  
 Karlhochkogel 375  
 Karlstein 317  
 Karpatische Richtung 299, 306  
 Karwendel 24, 60, 148 f., 157, 183 ff.  
 Karwendel-Hauptsynklinale 52, 158, 188  
 Karwendelhaus 185  
 Karwendelspitze 157, 184
- Karwendel-Stirnschuppe 147, 157 f., 183 ff.  
 Karwendel-Synklinale 145 f., 148, 151, 156  
 Karwendeltal 184  
 Karwendel-Überschiebung 11, 52 f., 162, 188  
 Karwendel-Vorland 146, 148  
 Kasberg 257, 260, 262  
 Kasberg-Überschiebung 262  
 Katergebirge 355  
 Katrin 356  
 Katrinstirnfalte 355  
 Katzbachgraben 299  
 Katzbachgrabenstörung 299  
 Katzkogel 299  
 Kaumberg 216 ff., 225, 230  
 Kahlstein 235 f., 324 f.  
 Keifeneck 346, 396  
 Kellerspitze 103  
 Kernhof 295  
 Kerzenmandl-Schuppe 270  
 Kesselbergblatt 52, 60, 67, 83, 145 f.  
 Kesselwandscholle 347, 350  
 Keskopf 94  
 Kiefersfeldener Synklinale 155  
 Kienberg 139, 193, 213, 322, 389 f.  
 Kienberg-Antiklinale 212  
 Kieneck 280, 282, 295  
 Kieneckschuppe 280  
 Kiesalkalkschuppe 50, 199, 210, 215  
 Kieselkalkzone 32, 200  
 Kirchberg 203  
 Kirchberger Schuppe 215  
 Kirchberger Synklinale 215  
 Kirchdorf 196, 223  
 Kirchenwald 290  
 Kirchlkar-Halbfenster 185  
 Kirchlspitze 185  
 Kirchmauer 233, 258  
 Kirchwald 282  
 Kitzberg 138, 302, 304  
 Klameckkogel 341  
 Klammgrabenschuppe 83  
 Klaus 293  
 Klausbach 233, 314  
 Klausbachscholle 315  
 Klausberg 253  
 Klausenmähdle-Antiklinale 103, 107  
 Kleespitz 302

- Kleinbergkopf 177  
 Kleinbergspitze 175, 177  
 Kleine Isper-Störung 64  
 Kleine Künzelspitz-Schuppe 74  
 Kleiner Berg 260  
 Kl. Ötscher 284  
 Kleines Walsertal 72  
 Kl. Waxeneck 376, 378, 385  
 Kleines Ybbstal 210  
 Kl. Reifling 227  
 Kleinzell 279 f., 307  
 Kleinzeller Schürfling 202  
 Klesenzaalpe 101, 103  
 Klesenzafenster 101 f., 104  
 Klesenzajoch 101  
 Klesenza-Störung 101, 104  
 Klosteralpe 277 ff.  
 Klosteralpschuppe 280  
 Klösterle 105 f., 110  
 Klosters 38  
 Klostertal 97, 99 f., 105  
 Klostertaler Alpen 52, 97, 100, 105  
 Klostertaler Antiklinale 91, 100 f., 105  
 Klostertaler Gscheid 304  
 Klostertaler Scholle 91, 100 ff., 106  
 Klostertaler Störung 91, 100  
 Kniepaß 322  
 Knogl-Deckscholle 212  
 Kobichl-Kanalfenster 273  
 Kochalm 341  
 Kochel 143  
 Kochelsee 52, 60, 67, 83, 143  
 Kogelsbach 228  
 Kogelseespitze 181  
 Kohlberg 304  
 Kohlental 192  
 Kohlental-Blatt 192  
 Kohlmaiswand 386  
 Kollerberg 284  
 Kollerfenster 279  
 Kolomann-Synklinale 250  
 Königsalpe 379  
 Königsbach 246  
 Königsbach 270 f.  
 Königberg-Synklinale 227, 270, 326  
 Königberg-Überschiebung 269, 271 f.  
 Königskogel 382, 385  
 Königskogel-Deckscholle 377, 393  
 Königssee 63 f., 235 ff., 252, 314, 324, 326  
 Königssee-Störung 61  
 Königswand 240  
 Konradshaus 197, 209 f.  
 Kössener Becken 192  
 Kössener Synklinale 193  
 Kötschmayrhorn 322  
 Krabachjochdecke 47 f., 109, 117, 162 f., 171  
 Krabachjoch-Deckscholle 8, 97, 117 ff., 165 ff., 188, 190  
 Krabachjoch-Deckschollen-gruppe 163  
 Krabachmasse 118, 164  
 Krabachspitze 165  
 Krähe 137, 142  
 Krahstein 264, 266, 338, 342, 354  
 Krahstein-Schrägbruch 265  
 Krallerscharte 264, 341  
 Kramer 148  
 Kramerschuppe 142  
 Krampen 376, 381  
 Krampener Klaus 378, 380, 385  
 Kratzalpe 238  
 Kräuterin 293, 371  
 Kremsmauer 54, 223, 233, 258 f.  
 Kremstal 196, 204  
 Krestenberg 223, 258  
 Kreuzeck-Antiklinale 226  
 Kreuzeck-Deckscholle 124, 126  
 Kreuzhöhenschuppe 243  
 Kreuzjoch 151  
 Kreuzkopf-Antiklinale 129  
 Kreuzköpfl-Deckscholle 151  
 Kreuzmauer 363  
 Kridlonspitze 119  
 Kriegerhorn 113  
 Kriegerhorn-Schuppe 113  
 Kristakopf 38, 92 f.  
 Kristakopf-Fenster 92 f.  
 Kritikogel 352  
 Krottenkopf 77, 125  
 Krottenkopf-Synklinale 142, 145  
 Krottenspitze-Halbklippe 124  
 Krummbach-Antiklinale 393  
 Krumme Steyr 224  
 Kuchlbachfenster 328  
 Kufstein 24, 53, 60, 156  
 Kufsteiner Wald 192  
 Kugelbadzone 317  
 Kugelhof 220  
 Kugelhorn 80 f.  
 Kuhkogel-Deckscholle 378, 381  
 Kuhliten-Synklinale 248  
 Kulmkogel 265  
 Kumitzberg 338  
 Kundl 160  
 Laber-Gebirge 140, 142  
 Laber-Synklinale 142  
 Lachalpe 385  
 Lachalpendecke 294, 361, 394  
 Lachalpen-Deckscholle 377, 386, 393  
 Lafatschertal 186, 197  
 Lagerzunalpe 111  
 Lahn-Antiklinale 294  
 Lahnenwies-Synklinale 141 f., 145  
 Lahner 364  
 Lailach-Antiklinale 133  
 Lailachspitze 133  
 Laliderfenster 157, 186 f.  
 Laliderspitze 186  
 Lalidertal 158, 185  
 Lammereck 326  
 Lammer-Einheit, -Masse 48 f., 55, 239, 317, 324 ff., 349, 358  
 Lammeröfen 326  
 Lammeröfenfenster 326  
 Lammertal 15, 324, 326  
 Lanauwand 381  
 Landecker Phyllitgneiszone 117  
 Landecker Quarzphyllit 117, 123, 124  
 Landl 270  
 Landsberg 204  
 Landschaftseck 181  
 Landwasser-Störung 58  
 Längapiesting 298 f.  
 Langauer Querspalte 284  
 Langbath-Antiklinale 221  
 Langbathdecke 220 f.  
 Langbath-Scholle 48, 52, 195, 220 ff., 255  
 Langbathsee 256  
 Langbaththal 221  
 Langbathzone 255, 256  
 Langen 104 ff., 110  
 Langerram-Störung 218

- Langtal 236, 239  
Langtal(graben)störung 61, 238  
Lärchberg 317  
Lärcheck 267, 363, 366  
Lärchkogel 267, 366  
Lärchkogel-Deckscholle 312, 317  
Lärchkopf 159  
Lärchspitz-Pimigspitzzug 118 f., 163  
Larsenn-(Deck-)Scholle 162 f., 168, 179 f., 188 f.  
Larsenntal 188  
Lasseer Senke 309  
Lassing 283  
Lassingbach 275, 293  
Lattengebirge 323  
Laubeneck 141  
Laubenstein 161  
Laubenstein-Synklinale 161  
Lauferwald 367  
Lauffen 350 f.  
Lauffener Erbstollen 351  
Laussa 196, 201, 206, 225  
Laussabauern-Fenster 201, 209  
Laussa-Gosau 203, 207, 209  
Laussa-Störung 63  
Lauterbach 346  
Lawinenstein 264 f., 338, 341  
Lawinenstein-Türkenkogel-Stürnfalte 338  
Laxenburg 296, 298, 302, 311  
Lech 115, 117 f., 133, 135  
Lechleiten 111, 113, 116, 124 f.  
Lechnermauern 383  
Lechschlucht 116  
Lechtal 111, 118  
Lechtaldecke 47, 51, 81, 97, 124  
Lechtaldecken-Hauptsynklinale 168  
Lechtaler Alpen 98, 117, 175, 181  
Lechtaler Haupt-Synklinale 52, 117, 122, 158  
Leckkogel 330  
Legeralm 260  
Lehenrotte 280  
Leislingkamm 352  
Leitzach 84  
Lenggries 24, 68, 143  
Leogang 193  
Leoganger Steinberge 193, 237  
Leonsberg 332  
Leonsberg-Blatt, -Bruch 232, 252, 254 f.  
Leonstein 196, 204, 224  
Leopoldsdorfer Verwurf 307  
Leopoldsteinersee 375  
Lerchkogel 315  
Lermoos 133  
Lermooser Synklinale 148, 183  
Lettenbachschuppe 83  
Lichtspitze 133  
Lickerplanhöhe 283  
Lidaunberg 246  
Lidaun-Übergleitung 247  
Liedersberg 322  
Lieglergraben 382  
Liembachalm 251  
Liembach-Synklinale 251  
Liendorfbruch 250  
Liesinger Bruch 307  
Liesing-Synklinale 218  
Liezien 63  
Lilienfeld 215 f., 229, 277  
Linder Griestal 142  
Linderhof 140  
Lindkogel 286 f., 296 ff., 301  
Lindkogel-Rohrbacher Schubmasse 297  
Lindkogelschuppe 201 f., 286 f., 296, 298, 301 f.  
Lindkögerl-Deckscholle 377, 393  
Litnisschrofen 133  
Lobental 83  
Lochalm 163  
Lochbach-Starkenbach-Linie 179 f.  
Lochbachtal 123, 177, 179  
Lofer 18, 61, 192 ff., 312 ff., 317, 319 f., 322  
Loferer Hallstätter Decke 194  
Loferer Schuppe 319  
Loferer Steinberge 193, 313  
Loicher Schuppe 229  
Loisach 67, 83, 140 ff., 145 f.  
Loisach-Blatt 142, 145, 148  
Loisach-Störung 52, 57 ff., 67  
Loisach-Störungssystem 183  
Loisachtal 58  
Loischkopf-Fenster 91  
Looskogel 369  
Lorcakopf 134  
Lorca-Synklinale 134  
Losegg 330  
Losegg-(Hofpürgl-)Schuppe 243, 324, 329 f., 358  
Losenheim 387, 396  
Losenheimer Scholle 362  
Losenstein 205, 207  
Losensteiner Synklinale 196, 205, 224  
Loser 396  
Loskogel-Deckscholle 256  
Luggauer 365  
Luggauer Synklinale 368  
Luitpold-Halbfenster 77, 129, 131  
Luitpoldzone 16, 125 f., 130  
Lünersee 84, 92, 97  
Lungötz 243  
Lunz 269, 272, 278, 282, 284  
Lunzer Decke 32, 47 f., 53, 225, 309  
Lunzer Fazies 278, 285, 291, 307  
Lunzer Musterfalte 272  
Lunzer Synklinale 228, 271 f.  
Luppitsch 341  
Madau 121, 174  
Madautal 117, 174 f.  
Mädelegabel 125, 129  
Madonnakopf 112  
Madrisahorn 94 f.  
Madrisa-Zone 38, 48, 94 ff.  
Mahleiten-Queraufwölbung 390  
Maierack 201, 270  
Maierack-Halbantiklinale 260, 270 f.  
Maiszinken-Halbantiklinale 228, 270, 272  
Malbun 91  
Mamau-Deckschollen 394  
Mandlingbucht 298  
Mandlingspan, -zug 48, 244 ff., 336, 342, 355, 359  
Marbichler 156  
Marchfeld 286  
Marchtobel 113  
Mar. Neustift 196  
Mariazell 282, 294 f., 360, 362, 372 f., 391

- Marienbergerjoch 181  
 Markt 203, 215  
 Marktler Halbfenster 215  
 Marmorgraben 146  
 Marquartstein 25, 35, 86  
 Martinwand 186 f.  
 Marul-Halbfenster 104  
 Marul(tal) 74, 104  
 Märzle-Deckscholle 124, 126  
 Matzen 220  
 Maunz 370  
 Mauthaus-Querstörung 155  
 Maximilianshütte 86  
 Mayerberg-Störung 322  
 Mayerling 202, 290  
 Mayerlinger Schürfling 202  
 Medriolalm 163, 179 f.  
 Medriolfenster 179 f.  
 Mehlstein 331  
 Meisenberg 262  
 Memminger Hütte 53, 121 f.,  
 163, 173, 176 ff., 181  
 Mendlinger Sporn, -Stiel 270,  
 283  
 Merkenstein 286 f., 289  
 Meßnerin 371, 375  
 Micheldorf 195, 223, 260  
 Micheldorfer Bögen, -Knick  
 204, 223  
 Mieminger Antiklinale 183,  
 186 f.  
 Miemingergebirge 147 f., 152,  
 183 f., 188  
 Miesberg 190  
 Miesenbach 389  
 Miesenbachtal 304, 389, 394  
 Millibrunnkogel 352  
 Mira(tal) 282, 289  
 Mittagspitze 115  
 Mittagspitz-(Geisspitz-)  
 Zone 87, 90  
 Mittagspitz-Serie, -Zug 94 f.  
 Mittenwald 60, 146, 148,  
 157  
 Mitteralpe 371, 374 f.  
 Mitterberg 293  
 Mitterndorf 63, 204, 265,  
 307, 331, 335 f., 343, 350,  
 354  
 Mitterndorfer Becken 265 ff.,  
 336 f., 342, 348  
 Mitterndorfer Decke 336, 396  
 Mitterndorfer Deckschollen  
 337, 339, 353  
 Mitterndorfer Störung 63  
 Mitterspitz 357  
 Moaralm 267  
 Mödling 202, 231, 302, 307,  
 310  
 Mödlingbach 216, 218  
 Mödlingbach-Störung 216,  
 218  
 Mödlinger Bruchterappe 307  
 Mohnenfluh 111 f., 116  
 Mohnenmäher-Halbfenster  
 113  
 Mölbing 266  
 Molln 204, 224  
 Mollner Linie, -Störung 204,  
 222, 224, 226 f.  
 Mondsee 195, 221, 253  
 Montschein-Antiklinale 157  
 Moosenberg 83  
 Moosenberg-Schuppe 83 f.  
 Moritzgraben 277  
 Mottakopf 92  
 Mozartweg-Schürfling 200  
 Muckenriegel-Deckscholle 393  
 Muggendorf 286  
 Muggendorf(-Hohenwart)er  
 Deckscholle 287 f., 297 f.  
 Mühlbacher Blatt 154  
 Mühlbacher Schneeberg 243 f.  
 Mühlbachgraben 319  
 Mühlberg-Synklinale 142  
 Mühleck 337, 354  
 Mühlfelder Fenster 273, 275  
 Müllnerhörndel 317  
 Münster 162  
 Murnau 140  
 Mürz 385  
 Mürzalpendecke 48 f., 55,  
 359 ff., 383, 386, 388, 392,  
 395  
 Mürzdecke 361  
 Mürzschlucht 377, 379 f., 385  
 Mürzschluchtprofil 379  
 Mürztal 376  
 Mürztaler Alpen 13, 360,  
 362, 375, 385 f., 391  
 Mürztaler Beckenfazies  
 377 f., 380, 384  
 Mürztaler Fazies 359, 361  
 Mürztaler Schwellenfazies  
 377  
 Mürzsteg 376, 381  
 Mürzsteger Decke 360  
 Musau-Berg 137  
 Muttekopf 181  
 Muttekopf-Antiklinale 126  
 Muttekopfgosau-Synklinale  
 181  
 Mutterberg-Synklinale 161  
 Namlos 133  
 Nassereith 181  
 Naßköhr 377, 379  
 Naßköhrdecke, -schuppe 49,  
 360, 377 ff., 382, 384 ff.,  
 391, 393  
 Naßköhrspan 387  
 Naßwalder Halbfenster 393  
 Natternriegel 363  
 Nattersbach-Halbfenster 273  
 Nebelhorn 77, 81  
 Nebelhorn-Schuppe 69, 81  
 Nebelstein 304  
 Nenzing 89  
 Nesselwängle 132, 142  
 Nesselwängle-Halbfenster 79,  
 133 ff.  
 Nesselalm-Antiklinale 117  
 Nesselal-Antiklinale 316  
 Nestelberg 273  
 Nestelbergalpe 279  
 Nestelberg-Halbantiklinale  
 279  
 Nestelberg-Synklinale 279  
 Nestlerscharte 248  
 Netting 390  
 Neuberg/Mürz 381  
 Neue Welt 387  
 Neue Welt-Gosaumulde  
 389 f.  
 Neuhaus 283, 287, 293  
 Neuhausergraben-Bruch 197  
 Neuhauser Überschiebung  
 285, 290, 293  
 Neukogel 299  
 Neunerkopf 133  
 Neustiftgraben 209  
 Niederalp 376  
 Niederalpl 379 f., 385  
 Niedere Munde 183  
 Nd. Spielberg 222  
 Niederhöfen 266  
 Niederndorf 161  
 Niederndorfer-Wössener Syn-  
 klinale 154  
 Nierentaler Gosaumulde 323  
 Nisselspitze 186  
 Nockstein(zug) 220, 246 f.  
 Nordtiroler Fazies 203  
 Nöstach 218, 230, 282  
 Nöstach-Schürfling 202

- Noth 292  
 Noyer 267  
 Nussensee 350  
 Nüziders-Fenster 91  
  
 Oberammergau 140  
 Oberangerberger Tertiär 160  
 Oberaudorfer Südmulde 161  
 Obere Hallstätter Decke 333, 334, 337  
 Ob. Leislingalm 352  
 Obere Lichtalm 131  
 Obere Vilser Decke 136  
 Obergrasberg-Synklinale 210  
 Obergrünburg 195  
 Oberkirch 67  
 Oberlaa 231, 307, 310  
 Oberlahmspitze 122, 163, 176  
 Ober-Leutasch 183  
 Oberlochalm 179  
 Oberort 375  
 Ober-Pinswang 138  
 Oberreit 316  
 Obersberg 295  
 Obersee 236 ff.  
 Oberstdorf 81  
 Ober-Stockach 174  
 Obristköpfe 244  
 Ödenhoffenster 291, 306, 361 f., 387 ff., 393 f., 396  
 Ödensee 262  
 Öderntal 263  
 Ödkar-Antiklinale 186 f.  
 Ödstein 369  
 Ofenberg-Antiklinale 227  
 Offensee 262  
 Ohlstadt 143  
 Oisberg-Synklinale 226 ff.  
 Oisching 369, 371  
 Ölberg 216  
 Ölberg-Synklinale 216 ff., 230  
 Ollersdorf 231  
 Ortman 298  
 Orth 219  
 Osterach(tal) 77 ff.  
 Osterhorngruppe 246 f., 251, 331  
 Osterhornscholle 232, 246, 250  
 Osterhorn-Südrand 64  
 Osterhorn-Südrandbruch 63, 251, 252, 263  
 Ostermaiswald-Synklinale 243  
  
 Östlicher Mitterberg 294, 382  
 Ötscher 282 f.  
 Ötscherdecke 49, 201, 282  
 Ötscherfazies 282, 291  
 Ötscher-Stirnschuppe 279, 284  
 Ötschervorland 229, 273  
 Otternkopf 103  
 Oytal 77, 81  
  
 Pailwand 326  
 Palfau 270, 283  
 Parseierspitze 121, 123 f., 175 ff., 179, 182  
 Parseiertal 52, 117, 173, 176 f.  
 Partnachtal 151  
 Partnom-Halbfenster 74, 102  
 Paß Gschütt 356  
 Paß Lueg 61, 237  
 Paß Strub 195  
 Patrol-Synklinale 123  
 Patzlberg 260  
 Payerbach 396  
 Pechgraben 196  
 Pechkopfschuppe 83  
 Pechlerkogel 196  
 Peilstein-Antiklinale 289  
 Peilsteindecke 48, 286 ff., 301, 307, 309  
 Peilsteinschuppe 286, 289, 296  
 Perchtoldsdorf 231, 307  
 Perneck 350  
 Pernitz 285 f., 291, 297, 299, 307  
 Peterkogel 369  
 Pettneu 119  
 Pfaffenschlag 269, 272  
 Pfaffenstein 375  
 Pfafflar 180, 181  
 Pfarreralm 209  
 Pfarrwerfen 243  
 Pfennigbacher Becken 388, 394  
 Pflieger 267  
 Pfronten 66, 136, 139, 143  
 Phyllitgneiszone 92, 94, 98 f., 106  
 Pielachschuppe 210, 212 ff., 230  
 Pielach(tal) 199, 215, 229  
 Pielachursprung 269  
 Pielachursprung-Halbfenster 273

- Pielachursprung-Synklinale 269  
 Piesting 304  
 Piestingtal 264, 299, 390  
 Pilgerschrofen 138 f.  
 Pimigspitze 119, 172  
 Pimigspitz-Lärchspitz-Scholle 173  
 Pinswang 135  
 Pitschenberg 240  
 Plackles 389 f.  
 Plaißabach 197  
 Plankenhorn 123  
 Plankenspitze 179  
 Plankenstein 199  
 Plankensteinplateau 345 ff., 349, 396  
 Plansee 142  
 Plansee-Synklinale 142  
 Planspitze 367  
 Plassen 332 ff., 336, 342 ff., 355, 396  
 Plateaukalk 392  
 Platina-Basisscholle 94  
 Plattspitze 148  
 Platzl-Fenster 201, 209  
 Pleschberg 267  
 Plombenstein 253  
 Plotschgraben 386  
 Pöllablat 218, 230  
 Pöllertal 138  
 Pölven 191  
 Polzberg-Störung 272  
 Ponten-Antiklinale 79  
 Porta Claudia 185  
 Pötschenpaß 337, 341 f., 351  
 Pötschenstein 352  
 Pötschenwand 341  
 Portenstein 286, 289, 299  
 Prätigau-Flysch 88  
 Prebichl 375  
 Predigtkogel 351  
 Predigtstuhl 183, 262  
 Preiner Gscheid 394  
 Priefenster 86, 161  
 Prien-Störung 60  
 Priental 60, 86  
 Prochenberg 210  
 Proles 377 ff., 385  
 Prolesschuppe 380  
 Prottes 231, 310  
 Puchberg-Mariazeller Linie 64, 294, 361 f., 369 f., 389, 393  
 Puchenstuben 273

- Puitental-Halbfenster 148 f.  
 Puitental-Synklinale 147,  
 151, 183  
 Puitentalzone 147 ff., 183  
 Pürgg 266  
 Purgstall 266  
 Pyhrngas 363  
 Pyhrnlinie 63, 266 f., 359,  
 363 f.  
 Pyhrnpaß 63, 264, 266 f.,  
 363  
 Pyramidenspitze 192
- Querstörung von Kraxen-  
 reith 212
- Rabenkogel 265, 338, 342,  
 354  
 Rabenmauerschuppe 292  
 Rabenreitkogel 196  
 Rabenstein 210, 215  
 Rabenstein-Deckscholle 331  
 Radlingberg 260  
 Radlingfenster 261  
 Radlingpaß 359  
 Radmer 365, 371  
 Radmer-Schuppe 293, 373  
 Radona-Antiklinale 101  
 Radonatal 106  
 Radstadt 63  
 Raggal 74  
 Raisenmarkt 286, 296, 298  
 Raitenfenster 86  
 Raming 196  
 Rampoldsplatte 84  
 Ramsau 225, 246  
 Ramsauer Ache 233, 314  
 Ramsauer Hühnerkogel 358  
 Ramstall-Schuppe 125  
 Randantiklinale 217 f.  
 Rappenschrofen 66, 78  
 Rappenspitze 115, 186  
 Rappenspitz-Schuppung 186  
 Rappenspitz-Überschiebung  
 157  
 Rappoldstein 316  
 Raschberg 341 f., 351 f., 396  
 Rastberg 389  
 Rattenberger Schuppe 160  
 Rauchegg-Halbfenster 113  
 Rauchenberg-Deckscholle 317  
 Raucher Schober 364
- Rauchkogel-Deckscholle 377,  
 393  
 Rauchkogelschuppe 223  
 Rauhenstein-Deckscholle  
 376 f., 385 f., 393  
 Rauhhorn 80 f.  
 Rauschberg 193  
 Rauschenberg 60  
 Rauschkogel-Deckscholle 376  
 Ravensburger Hütte 107  
 Rax 294, 360 f., 376, 381,  
 387, 392 ff.  
 Regalspitze 192  
 Regau 155  
 Regauer Synklinale 154  
 Regenberg 238 f.  
 Rehbach-Fenster 83  
 Rehgras 289  
 Rehkogel 352  
 Reichenhaller Becken 323  
 Reichenhaller Salzberg 317  
 Reichenhaller Scholle 313  
 Reichenstein 365 f.  
 Reichraming 204, 224, 227  
 Reichraminger Decke 44, 53,  
 220, 222  
 Reifenbergsschuppe 84, 86  
 Reiflinger Scholle 48, 208,  
 269 f., 283  
 Reiftaler Bruch 279  
 Reintal 136, 152  
 Reintal-Synklinale 151 f.  
 Reisalpe 229, 278 ff.  
 Reisalpendecke 48, 54, 269,  
 272 ff., 307  
 Reißgangscharte 357  
 Reißgangstörung 63, 357  
 Reiteralm 319 f., 322  
 Reiteralm-Decke 319  
 Reith 320, 322  
 Reithals 373  
 Reit im Winkel 193  
 Ressenhorn 341  
 Rettenbach 197  
 Rettenbach-Synklinale 209  
 Rettenbachtal 262  
 Rettenstein 336, 342 ff., 358,  
 396  
 Retterschwangtal 77, 79  
 Reutte 133 f., 185  
 Rhätikon 8, 11, 21, 26, 36 f.,  
 52, 56 ff., 84 ff., 88 f., 96,  
 173  
 Ribersberg 197  
 Ribersberg-Halbfenster 209
- Riedelkar 350  
 Riedelwand-Deckscholle 237  
 Rieder-Antiklinale 253  
 Riegerin-Synklinale 373  
 Rieserschneidbruch 260  
 Rigaus 324, 331  
 Rigausbach 331  
 Rigausberg 246, 252  
 Ringspitzenschuppe 84  
 Rinnbach 257  
 Rinnbachblatt 356  
 Risser Falk 148  
 Rißtal 148, 157  
 Rizuel-Schürfling 186  
 Röcker 293  
 Rodaun 310  
 Rofangebirge 158  
 Rofansynklinale 158 f.  
 Roggalspitze 109 f., 163  
 Roggspitze 117, 165, 168,  
 170  
 Rohnberg 68  
 Rohr am Gebirge 283  
 Rohrbach 202, 286 f., 289,  
 296 f.  
 Rohrdorf 25  
 Rohrer Fazies 278, 280, 282,  
 285, 291, 307  
 Rollfalte von Madau 121,  
 174 f., 176  
 Rosenkogel 351  
 Rosental 302  
 Roß 113  
 Roßalpenbruch 346 f.  
 Roßberg 183  
 Roßberg-Antiklinale 137  
 Roßfeld 314, 316  
 Rössingberg 246, 359  
 Roßkogel 296, 361, 379, 383  
 Roßkogel-Deckscholle 294,  
 376 ff., 381, 385 f., 393  
 Roßkopf 67, 132, 148  
 Roßkopf-Halbklippe 67  
 Roßleiten 264  
 Rotensteiner Antiklinale 221  
 Roter Stein 137  
 Rote-Wand-Synklinale 52  
 Rote-Wand-Synklinorium  
 100 f., 103 f.  
 Rotgundspitze 124  
 Röthelstein 342, 354  
 Röthelstein-Feuerkogel-Deck-  
 scholle 338, 352  
 Rothmauer 369, 371  
 Rothmoos 293, 373

- Rothorn-Synklinale 74 f.,  
 101, 107  
 Rothwald 284, 293  
 Rothwald-Schuppung 285  
 Rotofen-Deckscholle 368  
 Rotschrofenschuppe 169  
 Rotschrofenspitze 172  
 Rotschrofen-Zwischenzone  
 172  
 Rottach-Blatt 67  
 Röttal-Halbfenster 163, 176  
 Rottau 84  
 Rubihornschuppe 81  
 Rückfalte der Hohen Wand  
 387, 389  
 Rüfispitz-Deckscholle 167 f.,  
 170, 190  
 Rüfispitze 167 f.  
 Ruhpoldinger Becken 51,  
 161, 220  
 Ruitelspitze 122, 173 f., 180  
 Ruitelspitz-Halbklippe 121,  
 162 f., 174 f., 181  
 Rungelin-Antiklinale 91  
 Rungelin-Ast 101  
 Rußbach 356
- Saalach 236, 320, 322  
 Saalach-Ostbruch 193, 319,  
 321  
 Saalach-Stirnschuppe 194,  
 319 f., 322  
 Saalachstörung 61  
 Saalach-Westbruchsystem 193  
 Saaseralpe 38, 94 f.  
 Sabel 278  
 Sachrang 161  
 Sackwiesenschuppung 374  
 Sägemühle 273  
 Saldeiner Aufschiebung 131  
 Salmgruppe 258  
 Salonien 92  
 Salonienalp-Schuppen 87, 94  
 Salonienkopf 84  
 Salzach 61, 236, 250, 316 f.  
 Salzach-Querstörung 61, 250  
 Salzach-Quertal 316  
 Salzachtal 238, 324  
 Salzachtal-Synklinale 236,  
 250  
 Salza(tal) 263, 265, 295, 338,  
 341, 396  
 Salzatal-Querstörung 265  
 Salzbergfazies 315, 333, 336,  
 341 ff.
- Salzburg 50, 61, 195, 220,  
 247, 250  
 Salzburg-Reichenhaller Nic-  
 derung 232  
 Salzkammergut 331, 333 f.,  
 355  
 Salzsteigjoch 264  
 Salzsteiglinie 264  
 Salzwand 386  
 Samina-Störung 58  
 Sandboden 366  
 Sandling 336 f., 341 f., 352,  
 396  
 Sandling-Bergsturz 352  
 Sandlingdecke 337 f., 341 f.,  
 350, 354, 396  
 Sandlingscholle 352  
 St. Ägyd 229  
 St. Anton/Jessnitz 203,  
 212 f., 229 f.  
 St. Bartholomä 235, 326  
 St. Gallen 200, 203, 209, 369  
 St. Gilgen 200, 246, 248, 254  
 St. Gilgener Fenster 248, 250  
 St. Gilgener Synklinale 253  
 St. Jakob 94  
 St. Johann 191  
 St. Leonhard 316  
 St. Martin 241 ff.  
 St. Veit 216  
 Sarstein 341, 343, 355, 359  
 Sattelberg 277, 286, 301 f.,  
 326  
 Sattelkopf-Antiklinale 67  
 Sattelkopf-Halbklippe 129,  
 131 f.  
 Säubach 132  
 Sautriebe 104  
 Sauwand 296, 377, 382 ff.  
 Sauwand-Deckscholle 377,  
 382, 384, 391 ff.  
 Sauwand-Tonionschuppe 382  
 Saxeralmschuppe 121  
 Saxerspitze 122  
 Scesaplana 84, 92 f.  
 Scesaplana-Scholle 91, 100  
 Scesaplana-Synklinale 92 f.,  
 100  
 Schädelkogel 338  
 Schadonapaß 111  
 Schafberg 29, 220  
 Schafberg-Faltensystem 232,  
 252  
 Schafberg-Gruppe 247, 253  
 Schafberg-Synklinale 253
- Schafberg-Tirolikum 53, 252  
 Schäßlerseck-Schuppe 135  
 Schafgafal 92  
 Schafkogel 364, 395  
 Schallwand 239, 329  
 Scharfreiter 146  
 Scharfreiter-Antiklinale 156  
 Schärtal 299  
 Scharitzkehlalm 236  
 Scharnitz-Antiklinale 185  
 Scharnitzer Klaus 183  
 Scharnstein 195  
 Schartenkopf-Antiklinale 151  
 Schartkopf-Antiklinale 184  
 Schattenlagantalm 92  
 Schattwalder Decken-  
 synklinale 51, 77, 79, 134,  
 140  
 Schatzwand 221  
 Schaufelspitze 185  
 Scheffau 191, 328  
 Scheibbs 199, 210, 212, 215  
 Scheibelberg 193  
 Scheiblegger Deckscholle 368  
 Scheiblegger Niederalm 368  
 Scheiblingstein 284  
 Scheibwaldmauer 387, 396  
 Scheiterboden 376  
 Schichtenhals 185  
 Schiffau 255  
 Schildmauer 366  
 Schindlberg-Störung 272  
 Schladming 244, 246, 358  
 Schlagsteinscholle 137  
 Schlechting 161  
 Schlehdorf 83  
 Schleiferklause 227  
 Schlenkenalmbruch 250  
 Schlenkenbruchsystem 61  
 Schlenkensteinbruch 250  
 Schlieberg-Halbfenster 67  
 Schlierbach 159  
 Schliersee 67, 151  
 Schlierseer Berge 67, 145, 151  
 Schloßalpen-Deckfalte 211  
 Schmelz 275  
 Schmelzfenster 63, 273, 275,  
 278, 285  
 Schmiedlaine-Deckscholle 81,  
 143  
 Schmiedlaine-Deckschollen-  
 reihe 143  
 Schmiedlainezug 139  
 Schnabelberg-Synklinale 210  
 Schnann 119

- Schnauzberg 104, 106, 110  
 Schnauzberg-Tauchfalte 105  
 Schneck 77  
 Schneckenalm 341  
 Schneckengraben 350  
 Schneckenkogel 352  
 Schneecalpe 361, 376, 385  
 Schneecalpenstollen 380 f., 385  
 Schneeberg 304, 360 ff., 381, 387, 393 f.  
 Schneebergdecke 13, 48 f., 55, 296, 305, 361, 376, 380, 384 ff., 388, 391, 395  
 Schneeburg-(Fahrenberg-) Synklinale 225 f.  
 Schneeferner 147  
 Schneibstein 238  
 Schneid-Synklinale 80  
 Schneizleuth 317  
 Schneizleuther Scholle 313, 315  
 Schnöteritzkogel 265  
 Schober 221, 253, 304, 326  
 Schoberstein-Synklinale 224  
 Schönalm 326  
 Schönau 349 f.  
 Schöneben 384  
 Schöneegg-Scholle 168, 384  
 Schönfeld 235  
 Schönhaltereck 378, 386  
 Schönkahler 79  
 Schönkirchen 23, 220, 231, 286, 290, 309 ff.  
 Schönschuppe 282  
 Schöplspitz-Antiklinale 295  
 Schorn 331, 355  
 Schrabachau-Synklinale 226  
 Schrägstörung(-zone) von Kaisers 117 ff., 170 ff.  
 Schrägzone von Steeg-Pettneu 172  
 Schreyeralm 347  
 Schröcken 113  
 Schruns 100  
 Schürmkogelschuppe 296, 304, 362  
 Schwabental 292, 362 f., 369 ff.  
 Schwabenkopf-Antiklinale 83  
 Schwangau 66 f., 83, 137  
 Schwangauer Berge 83  
 Schwansee 137  
 Schwanscefenster 134  
 Schwanscezone 66, 134  
 Schwarzau 296  
 Schwarzau am Gebirge 294 f., 296  
 Schwarzenbach-Schuppe 229  
 Schwarzenbach-Störung 260  
 Schwarzenberg 137, 141, 211, 264 f., 278, 394  
 Schwarzenberg-Fenster 262  
 Schwarzenberg-Schuppe 84, 279  
 Schwarzensee-Antiklinale 253  
 Schwarzer Kranz 172  
 Schwarzer Ötscher 277  
 Schwarzhorn-Amphibolitzug 94, 96  
 Schwarzkogel 377, 384  
 Schwarzkogellappen 393  
 Schwarzkogelschuppe 278, 280 f., 292  
 Schwarzlochkopf 117, 178  
 Schwarzmilz-Synklinale 74, 125  
 Schwarzwaldschuppe 89  
 Schwarzwasser-Synklinale 131, 133  
 Schwaz 61, 158 f.  
 Schwechat 26, 307  
 Schwechatfenster 13, 269, 277, 286 ff., 297 f., 301 f.  
 Schwechattal 277, 298, 301 f.  
 Schwechattalfenster 301  
 Schwendt 192  
 Schwereck 257  
 Schwereck-(Teichl-)Störung 255, 258 ff.  
 Sebenspitze 138  
 Seeberg 154, 374  
 Seeberg-Antiklinale 374  
 Seefelder Quermulde 183, 186 f.  
 Seehorn 236  
 Seekopf-Deckscholle 393  
 Seekopffalten 175  
 Seeköpfe 177  
 Seelau 322  
 Seemauer 375  
 Seescharte 177  
 Seeschartenkopf 178  
 Seeschartenkopfschuppe 175, 177, 179  
 Seeschartenspitze 177, 179  
 Seetalbruch 284  
 Seewaldalm 251  
 Seewald-Synklinale 251  
 Seewiesen 374  
 Sefenspitz 138  
 Seisenstein 370  
 Senfterbergalm 163, 179  
 Senfterberglinie 190  
 Sengsengebirge 54, 232, 258, 260  
 Sengsengebirgs-Antiklinale 54, 223, 227, 233, 260, 268  
 Siebensee 369, 371  
 Sieding 394 f.  
 Siegenfeld 302  
 Siegkogel 347  
 Sierningtal 395  
 Silberjoch 177, 179  
 Silberkopf 145  
 Silberspitze 123  
 Sillberg 323  
 Sillebachtal 174  
 Silvrettadecke 98, 100  
 Silvrettakristallin 117  
 Simmeringzug 181  
 Simmersberg-Deckscholle 83, 143  
 Siriuskogel 350  
 Sittendorf 218, 230  
 Sojern 60, 146  
 Solingerkogel 346  
 Söll 191  
 Söllbach 84  
 Sollenau 309  
 Solstein-Antiklinale 183, 187  
 Sommeraukogel 346  
 Sommereck 250  
 Sonnengampen-Synklinorium 122  
 Sonnenspitzgruppe 181 ff.  
 Sonnkogel 285  
 Sonnleitstein 294, 296, 383  
 Sonnstein 280  
 Sonnstein-Störung 256  
 Sonnwendgebirge 158  
 Soosßer Lindkogel 296, 301  
 Soosßer Lindkogel-Scholle 301  
 Sorgschrofen 65 f., 139  
 Sparafeld 365 ff.  
 Sparbach 286, 290  
 Sparber 250, 252, 254  
 Sparberscholle, -schuppe 250, 254  
 Sparber-Stirnschuppe 254  
 Sperrbach-Antiklinale 126  
 Spiegel 198  
 Spielberg 233  
 Spielkogel 385  
 Spieser 66, 78, 139

- Spießrutenspitz-Wildkarle-  
 Störung 179  
 Spitzplaneck 262  
 Spüllersalpe 98  
 Spüllersalpkopf 108 ff.  
 Spuller Schafberg 8, 106 ff.  
 Spüllersee 100, 106 f.  
 Spullersee-Blatt 107  
 Spullersee-Störung 58, 107  
 Spullersee-Synklinale 52,  
 101, 106 f.  
 Stadelberg-Deckscholle 285  
 Stadelfeldschneid 368  
 Staff 280 f.  
 Staffelfeder-Schuppe 103 ff.  
 Stalllehr 91, 99  
 Stambachgraben 341  
 Stanglkogel 371  
 Stanserjoch 148, 185, 186  
 Stanserjoch-Antiklinale 148,  
 157 ff.  
 Stanserjoch-Halbfenster 186  
 Stanskogel 117, 170  
 Stanzertal 119  
 Starhemberg 390  
 Staritzen 359  
 Starkenbach 123, 177, 180  
 Starkenbachlinie 61, 179  
 Statzenberg-Antiklinale 215  
 Staufen 51, 54  
 Staufenneck 220  
 Staufen-Höllengebirgs-Decke  
 48, 54, 194, 232, 313  
 Staufen-Stirnfalte 232  
 Staufen-Stirnschuppe 232  
 Steg 133  
 Steinach 267  
 Steinapiestingtal 287  
 Steinbach/Attersee 256  
 Steinbach/Zichberg 195  
 Steinbachgraben 195  
 Steinbachstörung 64  
 Steinberg 243, 351  
 Steinberggasse 322  
 Steinbergsschuppe 243  
 Steineck 255  
 Steinernes Meer 195, 236 f.,  
 314, 320  
 Steinkampel 230, 282  
 Steinklammerschuppe 215  
 Steinplatte 53, 193 f.  
 Steinwand 289  
 Steinwandalm 338  
 Steinwand-Halbfenster 214,  
 228  
 Steinwandlgraben 342, 352  
 Steinwandzug 288  
 Sterneck 68, 154  
 Steyr 34, 224  
 Steyrling 257  
 Steyrtal 196, 204, 262  
 Stiedelsbachgraben 205  
 Stiedelsbach-Synklinale 196  
 Stierhaltkogel 269, 272, 278  
 Stierkogel 216  
 Stierkopf 122  
 Stiftlberg-Antiklinale 270  
 Stixenstein 394  
 Stixenstein-Antiklinale 394  
 Stockerkogel 267, 366  
 Stöckl-Synklinale 356  
 Stodertal 263  
 Stoderzinken 241, 344, 358  
 Straßhof 310  
 Straußberg 82, 138  
 Stražov-(Triesting-)Fazies  
 291, 307  
 Streichgampenalm 176  
 Strindenalm 132  
 Stripsen-Aufwölbung 192  
 Strobl/Wolfgangsee 350, 355  
 Strobl-Weißenbachtal 246,  
 250, 355  
 Strubberg 324, 326, 329  
 Stubau 227  
 Stuben 105 f.  
 Stubenbach 115 f.  
 Stubwieswipfel 265  
 Student 296, 383 f.  
 Student-Deckscholle 393  
 Student-Zwischenschuppe 384  
 Stuhlkopf 148  
 Stummer 227  
 Stuttgarter Hütte 167  
 Sudelfeld-Synklinale 154  
 Südlicher Falk 148  
 Sulzbach-Antiklinale 54, 268,  
 271 f.  
 Sulzbachdecke 32, 48, 55,  
 213, 225, 268, 274, 281,  
 301  
 Sulzbachgraben 272  
 Sulzeltal 121, 170, 172  
 Sulzenhals 344  
 Sulzfluhdecke 90, 94  
 Sulzkarattel 330  
 Sulzkar-Synklinale 368  
 Sulzkarwandel 330  
 Sulzwand-Antiklinale 129,  
 131  
 Sylvenstein-Speichersee 146  
 Synklinorium der Bayri-  
 schen Alpen 145  
 Taborberg 331  
 Tagkar 190  
 Tajakopf-Synklinale 121,  
 134, 172  
 Tamberg 262  
 Taminastörung 56, 58  
 Tamischbachturm 367  
 Tannberg-Antiklinale 74,  
 289  
 Tannheim 132, 137  
 Tannheimer Deckenantikli-  
 nale 79, 134  
 Tannheimertal 77  
 Taßhof 286  
 Tauchenberg-Deckscholle 312  
 Tauernkogel 243  
 Tauglboden 251  
 Taugl-Bruchsystem 250  
 Taugl-Synklinale 250  
 Taugl(tal) 247, 250  
 Tauplitz 336, 339  
 Tauplitzalm 246, 337 f.,  
 340 f.  
 Taverner Schuppe 229  
 Tegelberg-Synklinale 137,  
 141  
 Tegernsee 50, 60, 67, 83 f.,  
 143 ff., 151  
 Tegernseer Berge 67  
 Teges-Antiklinale 134  
 Teichl 262  
 Teichl-(Hengst-)Störung 54,  
 63, 233, 257 ff.  
 Telfs 60 f., 183  
 Tenneck 240 f., 243  
 Tennengebirge 61, 239 f.,  
 325, 328 f.  
 Tennengebirgs-Scholle 48  
 Terfens 158  
 Ternberger Decke 48, 51,  
 196, 203 f.  
 Ternberg-Frankenfelder Decke  
 47  
 Terz 294  
 Teschenberg-Antiklinale 125  
 Teufelshaus-Schuppung 253  
 Teufelskirche 209, 279  
 Teufelskirchenfenster 273  
 Teufelsriedelfenster 279  
 Teufelstättkopf-Deckscholle  
 83

- Teufelstättkopf-Schuppe 141  
 Teufelstein-Antiklinale 231  
 Thälerergraben 319  
 Thaneller 133  
 Thaurer Scholle, -Schuppe 158, 160  
 Thayakopf 184  
 Thermenlinie 307, 309  
 Thials Spitze 117  
 Thials Spitz-Serie 99  
 Thierberg 156  
 Thiersee 155  
 Thierseer Querstörung 146  
 Thierseer Synklinale 155, 156, 161  
 Thorhof-Halbfenster 285  
 Thörleckscholle 347, 350  
 Thurnhamberg 223  
 Tiefbajuvarikum 13, 49 ff.  
 Tiefjuvavikum 336  
 Tiefstbajuvarikum 49  
 Tief Tirolikum 163  
 Tirolikum 13, 47, 49  
 Tirolisch-basales Gebirge 361  
 Tirolischer Bogen 51, 220, 258  
 Tirschenköpfl 316  
 Tonion 380, 382, 384  
 Tonion-Deckscholle 377, 393  
 Tonionlinie 380  
 Toplitzsee 64  
 Toplitz-Störung 64, 263  
 Torkopf 137, 148, 157  
 Tormäuer 63, 213  
 Torrener Joch 63, 236, 252, 317, 324 ff.  
 Torrener Joch-Zone 235, 237, 314, 324 ff.  
 Torscharte 61, 237  
 Torschartenbruch 61, 237  
 Torspitze 176  
 Torstein 292, 357  
 Tosnabach 80  
 Tote Alpe 92  
 Totengebirgs-Decke 13, 48 f., 334  
 Toter Mann 323  
 Totes Gebirge 63, 252, 255, 262 f., 336, 341, 352, 396  
 Tragöß 375  
 Tragößler Klamm 374  
 Traisen 23, 215, 229, 285  
 Traisen-Halbfenster 215, 229 f.  
 Traithen 154  
 Traithen-Brünstein-Synklinale 154, 161  
 Tratenbach 68  
 Tratenbach-Serie 68  
 Trattbergschuppe 251  
 Trattbergschwelle 251, 317  
 Traunalpenfazies 224  
 Traunalpenscholle 255, 262  
 Traunsee 50, 195, 220, 255  
 Traunsee-(Grenz)blatt 208, 221 f., 255 f.  
 Traunstein 54, 222, 239, 255 ff., 329  
 Traun(tal) 255, 351  
 Trausnitz-Antiklinale 61, 146, 155 f.  
 Trautenfels 266  
 Treffauer Kaiser 192  
 Trenchtling 375  
 Tressenstein 266, 341  
 Tressenstein-Synklinale 263  
 Trettach-Halbklippe 124 f., 129  
 Tribein 291, 294, 360, 369, 371, 373  
 Tribcin-(Wildalpen-)Schuppe 48, 293 f., 296, 362, 373, 382 ff., 393  
 Triesen 91  
 Triesener Flysch 88  
 Triestingfazies 291, 301 f.  
 Triesting(tal) 269, 278, 282, 287 ff., 296, 307  
 Tristelleralm(kopf) 115 f.  
 Trockental-Störung 60  
 Trostberg-Synklinale 122  
 Trübenbach 279, 285  
 Tschaggunser Mittagspitze 38, 93, 94  
 Tschengla-Synklinale 91, 100  
 Tschirgant 163, 179 ff., 188 f.  
 Türkenkogel 264, 338  
 Türkenkogel-Stirn 265  
 Turmmauer 262  
 Turnau 376  
 Türnitz 275, 279 f.  
 Türnitzer Höger 280 f.  
 Türnitzer Schuppe 278 f.  
 Türnitzer Schwarzenberg 275, 279  
 Türnitz-Fenster 275  
 Überschall-Synklinale 186 f.  
 Ultradecken 361  
 Ungarstein 302  
 Unken 192 f., 313, 317, 319  
 Unkenberg-Deckscholle 317  
 Unkener Deckscholle 312  
 Unkener Kalvarienberg-Scholle 313, 319  
 Unkener Schuppe 319  
 Unkener Synklinale 53, 192 ff., 319  
 Unken-Roßfeld-Brachsynklinale 322  
 Unrechtraisen 280  
 Unterammergau 83, 141  
 Unterangerberg 192  
 Unterberg 285  
 Unterbergdecke 48, 282 f., 307  
 Untere Hallstätter Decke 334, 337, 341  
 Untere Lichtalm 129  
 Untere Vilscher Decke 135  
 Untere Wendelsteindecke 154  
 Untergrasberg 198  
 Unterhöflein 390  
 Unterinntal 158  
 Unterlaussa 209  
 Untersberg 317, 323  
 Untersbergdecke 319  
 Unterschneffau-Deckscholle 331  
 Unter-Stubenbach 115 f.  
 Unutz 52, 154 f.  
 Urisee 135  
 Urnbach 198  
 Urmannsau 13, 24, 28, 32 ff., 199, 213, 273  
 Urschlautal 237  
 Ussernalm 132  
 Vaduz 90  
 Vaduzer Flysch 88  
 Valbonamulde 92  
 Valepp-Störung 61, 146  
 Valluga 168  
 Veitlgraben 365  
 Veitsch 376 f., 380 f., 385, 391  
 Vigaun 250  
 Vieleitjoch 163, 179  
 Vierjochkogel 302  
 Vilsalpsee 69, 80 f.  
 Vilscher Alpen 7, 81, 134 f., 140  
 Vilscher Stirnschuppe 69, 82 f., 133, 136 ff.

- Vilstal 66, 81  
 Vilstal-Deckenantiklinale 134  
 Vilstal-Streifenfenster 83,  
 134, 140  
 Vogelkopfzug 143  
 Vois 304  
 Vokenberg 322  
 Vomperjoch 158  
 Vomperloch 186 f.  
 Vorarlberger Flysch 88  
 Vorbergzone, -zug 147 f., 183  
 Vd. Goferalm 366  
 Vordere Mandling-Schuppe  
 296, 304  
 Vd. Sandlingalm 352  
 Vd. Strubberg-Synklinale  
 329  
 Vd. Tormäuer 273  
 Vd. Langbathsee 195  
 Vd. Seekopf 179  
 Vd. Strubberg 326  
 Vordergöll 193  
 Vorderhornbach 68, 125  
 Vorderkeilzug 244  
 Vorderleitenberg-Deckscholle  
 143  
 Vordermandlingschuppe 296  
 Vorderstoder 264  
 Vöslau 298, 309  
  
 Wagrain 61, 63, 244  
 Waidhofen/Ybbs 197 f., 210  
 Waidmannsfeld 304  
 Waidmannsfelder Gosau 302  
 Waidring 193  
 Waldhensee 60, 145  
 Waldhenseeberge 67, 145 f.  
 Waldhner Teil 172  
 Walchsee 192  
 Wald 106  
 Waldegg 304  
 Walderkamm 158  
 Walder Linie 207  
 Walkenmauer 196  
 Wallbrunnkopf 316  
 Wallgau 97, 146  
 Wallingalm 326  
 Walsertal 50, 65, 72  
 Walsertalschuppe 74  
 Wamberg 146, 151  
 Wamberg-Antiklinale 61,  
 146, 155 f.  
 Wandaukogel 369 f.  
 Wandfluh-Schuppe 75, 103 ff.,  
 111 ff., 116  
  
 Wandfluh-Stirnschuppe 98,  
 135  
 Wandkogel 337, 342 f.,  
 354 f., 359  
 Wandkogel-Deckscholle 337  
 Wandwiese 390  
 Wangalpe 103  
 Wangspitze 103, 111  
 Wangsynklinale 165  
 Wanneck 181  
 Warscheneck 264, 266, 337 f.,  
 354  
 Warscheneckdecke 48 f., 54,  
 264 ff., 336  
 Warscheneck-Stirnschuppen  
 264  
 Wartenfels 221  
 Warth 75, 113, 115 f.  
 Wasserbauernkogel-Deck-  
 scholle 377, 393  
 Watzmann(gruppe) 232 ff.  
 Waxeneck 286 ff., 297, 299  
 Waxeneckkalk 378  
 Waxeneckschuppe 287, 289,  
 297  
 Waxenstein 146, 151  
 Wegscheid 250  
 Weichtalstörung 394  
 Weißalpe 377, 393  
 Weißbach 195, 236, 312, 317  
 Weißbach-Synklinale 233  
 Weißenbach/Altenmarkt 209  
 Weißenbach/Attersee 221  
 Weißenbach/Ennstal 266 f.  
 Weißenbach/Goisern 351  
 Weißenbach/Göll 235  
 Weißenbach/Hindelang 67  
 Weißenbach/St. Gallen 201  
 Weißenbach/Strobl 355  
 Weißenbach/Tricsting 288,  
 291  
 Weißenbach-Antiklinale 351,  
 355  
 Weißenbach-Fenster 67  
 Weißensee 67  
 Weißmäuern 275  
 Weißwasser 258  
 Weitenau-Altühel-Synklinale  
 251 f.  
 Weitenhausgraben 344  
 Weizenbauer 301  
 Wendelstein 68, 84, 153  
 Wendelstein-Halbfenster 84,  
 154  
  
 Wendelstein-Halbklippe 84,  
 154, 161  
 Wendelstein-Stirnschuppe  
 153 f.  
 Wendelstein-Synklinale 145,  
 161  
 Wendelstein-Vorland 154  
 Wentneralm-Blatt 271  
 Werfener Schuppenland 243,  
 329, 343  
 Werfener Schuppenzone 48 f.,  
 54, 232, 240 f., 330, 336,  
 344  
 Werningzone 306, 389, 395  
 Westlicher Mitterberg 294,  
 382  
 Wetterin 376, 382, 384  
 Wetterspitzgruppe 121  
 Wettersteingebirge 24, 52,  
 97, 142, 147 ff., 183  
 Wetterstein-Hauptantiklinal-  
 Aufschiebung 151  
 Wetterstein-Hauptantiklinale  
 151  
 Wetterstein-Hauptsynklinale  
 146, 151  
 Weyer 226 f.  
 Weyerer Bögen 23, 54, 64,  
 196, 201 ff., 209, 224  
 Weyerer Linie 203, 226, 227  
 Widdersbergschuppe 244  
 Wilderstein 72  
 Wildersteinschuppe 74  
 Wiedemerkopf 131  
 Wiegenberg 282  
 Wien 139, 201, 203, 216,  
 225, 307, 310  
 Wiener Becken 23, 26, 53,  
 218, 220, 230 f., 286, 290,  
 296, 298, 302, 306 f., 309 f.  
 Wienern 341  
 Wienerwald 51, 53, 202, 282  
 Wildalpe 293 f., 360, 362,  
 378, 382 f.  
 Wildalpen 284, 370 f.  
 Wildalpenbruch 284, 292  
 Wildangerspitze 186 f.  
 Wildbadscholle 124  
 Wildbarren 154  
 Wildbarren-Störung 60, 154  
 Wildberg 92 f.  
 Wildberg-Synklinale 92  
 Wildböden 137  
 Wildenstein 350  
 Wilder 77, 127

- Wilder Freithof 235  
 Wilder Kaiser 191  
 Wildgrubenspitze 107, 109 f.  
 Wildgund-Antiklinale 74  
 Wimbachgrießalpe 233  
 Wimbachgruppe 237  
 Wimbachtal 233, 235  
 Windberg 361, 385  
 Windhagberg 302  
 Windhagkogel 223, 258  
 Windhagscholle 233, 258  
 Windischgarsten 24, 35, 63 f.,  
 200, 202, 261  
 Windischgarstener Becken  
 364  
 Windischgarstener Flysch-  
 fenster 54, 257, 261  
 Windischgarstener-(Hengst-  
 paß-)Störung 200  
 Windischgarstener Kalvarien-  
 berg 201  
 Windischgarstener Schuppen-  
 zone 266  
 Windringberg 237  
 Wolfgangsee 35, 63, 249, 253  
 Wolfgangsee-Gosausynklinale  
 254  
 Wolfgangsee-Störung 62,  
 200, 232, 246 ff.  
 Wolfgangsee-Synklinale 250
- Wolfkogel 299  
 Wolkenstein 266  
 Wörgl 60 f.  
 Wörschach 266  
 Wörschacher Gosau 265  
 Wörschacher Scholle 264 ff.,  
 354  
 Wössener Synklinale 161  
 Wösteralpe 118  
 Wösterspitze 116, 118  
 Wösterspitzschuppe 119, 173  
 Wuhrbauerkogel 201, 261  
 Wurmegg-Schuppe 267  
 Wurzener Alm 265, 354  
 Wurzener Deckscholle 354  
 Wurzener Kampl 265
- Ybbsitz 23, 64, 197 ff., 210  
 Ybbstal 284
- Zahmer Kaiser 191  
 Zalimtal 89  
 Zaluanda 93  
 Zeller Staritzen 371, 373,  
 376  
 Zillertal 159 f.  
 Zimba 90, 95
- Zimba-Mulde 92  
 Zimba-Scesaplana-Schuppe  
 87  
 Zimba-Scholle 93  
 Zimmereck-Antiklinale 251  
 Zinkenbach 248  
 Zinödl 269, 270  
 Zirler Scholle 52, 256  
 Zirlmäher-Synklinale 186 f.  
 Zitterklapfen-Schuppe 74  
 Zlambach-Einheit 337  
 Zlambach-Fazies 315, 328,  
 333, 338, 342  
 Zlambach-Masse, -Scholle  
 48 f., 55, 339 f.  
 Zlambach-Schuppe 336  
 Zweiersdorf 390  
 Zwerndorf 231, 311  
 Zwickerkogel 341  
 Zwieselalm 347, 350, 356  
 Zwieselalm-Fazies 315, 349  
 Zwieselalm-Scholle 349 f.  
 Zwieselalm-Überschiebung  
 356  
 Zwillingskogel 257  
 Zwillingskogel-Störung 257 f.  
 Zwischen den Kögeln 346  
 Zwölferhorn 246  
 Zwölferköpf 185  
 Zürnberg-Synklinale 228